

В. В. ПИОТРОВСКИЙ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ ГЕОЛОГИИ



В. В. ПИОТРОВСКИЙ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ ГЕОЛОГИИ

*Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебного пособия
для студентов геодезических специальностей вузов*

2186



МОСКВА «НЕДРА», 1977



Пиотровский В. В. Геоморфология с основами геологии. Изд. 2, перераб. и доп. М., «Недра», 1977. 224 с.

В книге изложены сведения о рельефе суши и дна Мирового океана, описаны формы, элементы, генезис, история развития и принципы классификации рельефа. При описании форм и элементов рельефа отмечается важность правильного их изображения на общегеографических картах. Основное содержание книги — описание рельефа по генетическим группам. Главное внимание уделено группе экзогенных форм рельефа суши, их происхождению и внешним особенностям. Приводятся краткие сведения о составе и строении земной коры, основных этапах развития Земли и принципах составления геоморфологических карт. Большое внимание уделено изложению материала, необходимого инженерам-картографам при топографо-геодезических работах и при составлении и редактировании карт.

Книга предназначена для студентов картографической специальности геодезических институтов, а также может быть использована при прохождении курса геоморфологии в топографических техникумах, строительных вузах и других учебных заведениях.

Табл. 2, ил. 43, список лит. — 18 назв., прил. 2.

П 20801—476
043 (01)—77 4—77

© Издательство «Недра», 1977

ИБ № 1448

ВЛАДИМИР ВЛАДИМИРОВИЧ ПИОТРОВСКИЙ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ ГЕОЛОГИИ

Редактор *С. А. Сладкопевцев*
Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*
Переплет художника *Ю. Е. Фомина*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Технический редактор *Б. А. Илясова*
Корректор *И. Н. Таранева*

Сдано в набор 26 V 1977 г. Подписано в печать 27 VII 1977 г. Т-10689.
Формат 60 × 90^{1/16}. Бумага № 2. Печ. л. 14,0. Уч.-изд. л. 15,19. Тираж 9300 экз.
Заказ 242/5765-1. Цена 70 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга является вторым изданием учебника «Геоморфология с основами геологии», вышедшего в свет в 1961 г. В ней, как и в первом издании, изложены основные сведения о рельефе, рельефообразующих процессах и принципах изображения форм и элементов рельефа на общегеографических картах.

Содержание книги соответствует второй части курса «Общее землеведение и геоморфология», читаемого на картографическом факультете МИИГАиК. Материал излагается с учетом знаний, полученных студентами при прохождении первой части этого курса, и тех вопросов, которые изучаются ими на лабораторных занятиях, обеспеченных специальными пособиями. При ее подготовке все разделы первого издания подверглись переработке, выразившейся в обновлении материала и описании таких новых разделов программы курса, как космогенные формы рельефа, история развития рельефа, рельеф морского дна, геоморфологические карты. Более полно описаны процессы и формы рельефа (например, флювиальные, эоловые, криогенные), имеющие важное хозяйственное значение и широко развитые на территории СССР в интенсивно осваиваемых районах.

Автор выражает глубокую благодарность сотрудникам кафедры физической географии МИИГАиК и рецензентам, сделавшим ряд ценных замечаний, и особую благодарность выражает С. А. Сладкопечеву, взявшего на себя труд по научному редактированию рукописи.

ВВЕДЕНИЕ

Геология и геоморфология — науки о Земле, тесно связанные между собой, но имеющие свои объекты и методы исследования.

Геология изучает состав, строение, процессы и историю развития земной коры и всей Земли в целом, а геоморфология — рельеф земной поверхности, его происхождение, эволюцию и взаимосвязи с другими оболочками Земли.

Геология зародилась в глубокой древности как наука о полезных ископаемых, позднее развивалась в связи с постройкой крупных инженерных сооружений (плотин, каналов). Основы современной геологии закладывались во второй половине XVIII и в начале XIX в., когда были опубликованы труды М. В. Ломоносова (1757—1763), А. Г. Вернера (1774—1791), Ч. Лайеля (1830—1833) и др. В геологических работах М. В. Ломоносова находим ряд основных положений современной геоморфологии, но понятие о морфологии еще не было выделено.

Для геологии и геоморфологии конец XIX и начало XX в. — время широко развернутых геолого-географических исследований, накопления огромного и разнообразного фактического материала, его обработки и теоретических исследований. В этот период происходит дифференциация геолого-географических наук. В геологии значение специальных наук приобретают геохимия, минералогия, петрография, динамическая геология (геофизика, тектоника, сейсмология), историческая геология, учение о полезных ископаемых, инженерная геология и др. Работы П. П. Семенова-Тян-Шанского, И. В. Мушкетова, П. А. Кропоткина, В. В. Докучаева, С. Н. Никитина, А. П. Павлова и других исследователей посвящены и специальным вопросам геоморфологии. Основателями геоморфологии в зарубежных странах являлись Д. Поуел, Д. Джилберт и особенно В. Дэвис (США), Ф. Рихтгофен, А. и В. Пенк (Западная Европа).

На развитие геологии в нашей стране очень большое влияние оказала деятельность А. П. Карпинского (1847—1936). Его многочисленные опубликованные работы (около 500) касаются широкого круга вопросов геологии, тектоники, стратиграфии, петрографии, палеонтологии и др. В развитии наук геохимического цикла (геохимия, минералогия и т. д.) очень важны работы В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, А. П. Виноградова, в геотектонике — А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, в геологии месторождений нефти и газа — И. М. Губкина, С. И. Миронова, гидрогеологии — Г. Н. Камен-

ского, О. К. Ланге, инженерной геологии — Ф. П. Саваренского. Вопросам геоморфологии посвящены работы И. С. Щукина, И. П. Герасимова, Н. И. Николаева, Е. В. Шанцера, флювиальным процессам — С. С. Соболева, Н. И. Маккавеева, Д. Л. Арманда, А. Ф. Гужевой, карстовым процессам — Д. С. Соколова, Н. А. Гвоздецкого, Г. С. Максимовича, развитию склонов и поверхностей выравнивания — В. А. Варсанофьевой, М. В. Пиотровского, Д. В. Борисевича, С. С. Воскресенского. В развитии мерзлотоведения очень велика роль работ М. И. Сумгина, А. П. Попова, С. П. Качурина, в изучении дна и берегов моря — М. В. Кленовой, В. П. Зенковича, В. В. Лонгинова, А. С. Ионина, О. К. Леонтьева, Г. Б. Удинцева, А. В. Живаго. Проблема создания геоморфологических карт посвящены работы И. П. Герасимова, Ю. А. Мещерякова, А. И. Спиридонова, Н. В. Башениной, Г. С. Ганешина, И. П. Заруцкой.

Для современной геоморфологии характерно ее разветвление на ряд дисциплин, имеющих свои задачи и особые методы исследований. Примерами служат морфография — описание характерных особенностей рельефа, морфометрия — изучение количественных характеристик (размеров форм и элементов, уклонов поверхности и пр.), структурная геоморфология — изучение связей рельефа с тектоническими структурами и геологическим строением местности, динамическая геоморфология — изучение рельефообразующих процессов (тесно связана с динамической геологией), климатическая геоморфология — изучение влияния климатических факторов на развитие рельефа, историческая геоморфология и др. При помощи геоморфологических исследований проводятся поиски месторождений полезных ископаемых, решаются инженерные вопросы (устойчивость склонов, регулирование движения берегового потока наносов, борьба с размывом берегов и пр.), определяются рациональные способы землепользования (распашка целинных земель, осушение болот, борьба с эрозией почв) и ряд других вопросов, имеющих важное практическое значение.

При изучении природных процессов используются теоретические знания, полевые наблюдения и все шире применяются моделирование на местности, в лабораториях на специальных установках (аэродинамические трубы, лотки, бассейны и пр.) и математическое моделирование (математический аппарат).

Моделирование на местности осуществляется путем закладки опытных участков, на которых изучается влияние леса на сток и смыв грунта, влияние распашки на развитие эрозионных процессов и др. В ряде случаев моделями могут служить участки землепользования и различные инженерно-технические сооружения. Моделирование в природных условиях часто требует длительных сроков наблюдений, но имеет то преимущество, что в развитии изучаемого процесса при этом учитываются практически все присутствующие данному району природные факторы.

Моделирование на установках позволяет изучить основы любого процесса (формирование эолового рельефа, русловой процесс, развитие чаши водохранилища и многое другое), но при этом воспроизводится действие ограниченного числа факторов. Сроки проведения опытов измеряются от нескольких часов до нескольких месяцев.

Математическое моделирование производится путем расчетов по специальным формулам и с успехом применяется при изучении береговых процессов, развития склонов и в многих других целях.

Геологи и геоморфологи широко используют топографические карты. Вместе с тем развитие современной картографии невозможно без глубокой, органической связи с геолого-географическими науками. Высокое качество картографических работ может быть обеспечено только при всестороннем знании геологических, геоморфологических и общих физико-географических особенностей картографируемой территории.

На топографических картах изображаются земная поверхность, ее рельеф, гидрографическая сеть, растительность, объекты хозяйственной деятельности человека. Изображение это, в силу специфических особенностей карты и невозможности передать предметы в натуральную величину, всегда уменьшено (против истинных размеров) и представляет собой не рисунок местности, а сочетание условных обозначений (горизонтали, условные знаки), при помощи которых в картографии принято изображать реальные объекты картографируемой территории. Поэтому при составлении карт любого масштаба необходимо произвести отбор (генерализацию) картографируемых объектов — показать главное за счет исключения второстепенного.

Основные правила генерализации предусмотрены в наставлениях по составлению карт. Однако это не исключает необходимости проводить генерализацию с учетом особенностей картографируемой территории, передавать на карте не только хорошо выраженные крупные, но и характерные объекты (с геолого-геоморфологической точки зрения — формы рельефа). Важная характеристика геологического строения местности часто бывает выражена не столько в крупных, сколько в небольших по размерам формах рельефа. Например, карстовые воронки указывают на наличие растворимых пород, суффозионные западины — на наличие лёссов и т. д. Правильное отражение на карте особенностей строения местности и направления развития рельефообразующих процессов необходимо для удовлетворения высоких требований, предъявляемых к картам народным хозяйством. Эти требования выражаются в следующем:

- 1) изображение рельефа должно быть географически правдоподобным (правильно передавать особенности рельефа);
- 2) рельеф должен быть изображен точно (в пределах, установленных инструкциями для карт данного масштаба);

3) изображение рельефа должно быть наглядно, т. е. должно давать ясное представление о пространственном размещении форм рельефа.

Эти задачи могут быть выполнены картографами только при условии очень хорошего знания геолого-геоморфологических географических дисциплин. Правильно составленная и хорошо оформленная топографическая карта является одним из ценнейших материалов для оценки местности, выявления природных и обусловленных деятельностью человека процессов, для проектирования мероприятий по охране и оздоровлению природной среды.

ЗЕМНАЯ КОРА

Земная кора — верхняя твердая оболочка земного шара. К настоящему времени нам известен ее средний состав, общие черты строения, формы рельефа в пределах суши, их пространственное размещение, основные процессы и пути развития. Многие проблемы строения и развития земной коры еще не вышли из стадии гипотез. Например, нет общепризнанной теории тектогенеза, вызывает споры роль вертикальных и горизонтальных движений земной коры и т. д. Нерешенность проблем часто во многом зависит от того, что непосредственному изучению доступны только треть поверхности земного шара (суша) и ближайшие к ней горизонты земной коры.

§ 1. Состав земной коры

Достоверные сведения о составе земной коры получены в результате изучения образцов горных пород и минералов, взятых из естественных и искусственных обнажений, шахт и буровых скважин, т. е. с относительно небольших глубин. В земной коре обнаружено более 90 химических элементов, но только 12 из них являются широко распространенными и составляют 99,29%. По А. Е. Ферсману, химический состав земной коры следующий:

Элементы	Весовые проценты	Элементы	Весовые проценты	Элементы	Весовые проценты
Кислород	49,13	Кальций	3,25	Водород	1,00
Кремний	26,00	Натрий	2,40	Титан	0,61
Алюминий	7,45	Калий	2,35	Углерод	0,35
Железо	4,20	Магний	2,35	Хлор	0,20

Из этих элементов наибольшее значение в строении земной коры имеют кислород и кремний, значительно меньший процент составляют алюминий, железо, кальций и последующие элементы.

Элементы, входящие в состав земной коры, редко встречаются в чистом виде. Чаще они образуют сложные химические соединения, возникающие как результат физико-химических процессов, протекающих в природных средах, — в литосфере, гидросфере и др.

Эти соединения (и некоторые элементы, встречающиеся в чистом виде) получили название **минералов**.

Минералы в большинстве своем твердые кристаллические тела. Реже встречаются газообразные, жидкие, коллоидные вещества. Из многих тысяч известных к настоящему времени минералов всего несколько десятков имеют важное значение в строении земной коры, входят в состав слагающих ее горных пород, они получили название **породообразующих минералов** (табл. 1).

Таблица 1

Главнейшие породообразующие минералы

Название и состав	Происхождение и распространение
Кварц SiO_2	Магматическое, гидротермальное, метаморфическое, биогенное. Входит в состав многих горных пород: магматические кислые, метаморфические (кварцит), осадочные (кварцевый песок и песчаник) и др.
Галит NaCl , сильвин KCl	Осадочное хемогенное. Пласты и линзы, кристаллы среди осадочных пород
Кальцит CaCO_3	Осадочное биогенное и хемогенное, гидротермальное и др. Образует известняки, мраморы, входит в состав мергеля, известково-сланцевых сланцев
Доломит $\text{Ca} \cdot \text{Mg}(\text{CO}_3)_2$	Осадочное и гидротермальное. Слагает осадочную горную породу доломит
Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ангидрит CaSO_4	Осадочное хемогенное. Пласты, линзы и кристаллы среди осадочных горных пород
Оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$, авгит (пироксен) $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}) \cdot [(\text{Si}, \text{Al})_2 \cdot \text{O}_6]$	Магматическое. Входит в состав основных и ультраосновных горных пород
Роговая обманка $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{\text{II}}, \text{Fe}^{\text{III}}, \text{Al})_5[\text{OH}]_2 \cdot [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}]_2$	Магматическое, метаморфическое. Входит в состав средних и основных, реже кислых магматических горных пород и в метаморфические сланцы

Название и состав	Происхождение и распространение
Биотит (черная слюда) $K(Mg, Fe)_3 \cdot [OH, F]_2 \cdot [AlSi_3O_{10}]$	Магматическое, метаморфическое. В кислых и средних магматических горных породах, в метаморфических горных породах (сланцы, гнейс)
Мусковит (белая слюда) $KAl_2[OH]_2 \cdot [AlSi_3O_{10}]$	Магматическое, метаморфическое, пневматолитовое. В кислых и средних магматических горных породах, метаморфических сланцах, гнейсах, осадочных горных породах (сланцеватые глины, пески и пр.)
Каолинит $Al_4[Si_4O_{10}] \cdot (OH)_6$	Осадочное хемогенное, образуется при выветривании силикатов. Минерал группы глинистых, совместно с ними входит в состав осадочных пород
Ортоклаз (полевошпат) $K[AlSi_3O_8]$	Магматическое, метаморфическое. Входит как главная составная часть в кислые и средние магматические и некоторые метаморфические горные породы. При выветривании образуются глины
Альбит (плаггиоклаз) $Na[AlSi_3O_8]$	Магматическое и метаморфическое. Совместно с анортитом образует смеси (плаггиоклазы), входящие как основная составная часть в основные и некоторые средние магматические породы
Анортит (плаггиоклаз) $Ca[Al_2Si_2O_8]$	Магматическое и метаморфическое. Образует смеси с альбитом. В основных и некоторых средних (диорит) магматических породах
Нефелин $Na[AlSiO_4]$	Магматическое. Минерал группы фельдшпатов. Слагает некоторые средние магматические горные породы (нефелиновый сиенит)

Горные породы представляют собой сложное и закономерное сочетание минеральных масс и залегают в земной коре в виде пластов (слоев) или крупных скоплений (тел).

Происхождение минералов и горных пород различно. По этому признаку (генезису) они подразделяются на магматические, осадочные и метаморфические.

Магматические минералы и горные породы образуются в недрах Земли, в условиях высоких давлений и температур в результате кристаллизации магмы — силикатного расплава сложного химического состава. В случае вулканических извержений магматические минералы и горные породы образуются на поверхности Земли. Магматические минералы и горные породы составляют до 95% общей массы вещества, слагающего земную кору.

Химический состав и структура магматических горных пород различны и обусловлены неоднородностью химического состава магмы и условий, в которых она остывала и кристаллизовалась.

По содержанию окиси кремния — SiO_2 магму подразделяют на: кислую (SiO_2 более 65%), среднюю (SiO_2 от 65 до 52%), основную (SiO_2 от 52 до 40%) и ультраосновную (SiO_2 менее 40%). При изменении кислотности меняется содержание и других элементов. В кислой магме преобладают относительно легкие элементы (K, Na, Al), а в основной и ультраосновной — тяжелые (Ca, Mg, Fe). Кислые горные породы (граниты) отличаются светлой окраской и относительно небольшим удельным весом, породы основные (габбро, базальты) и ультраосновные (перидотиты, дуниты) имеют темную окраску и большой удельный вес.

Химическим составом магмы определяется минеральный состав горной породы. В кислых магмах значительный процент окиси кремния расходуется на построение ряда минералов, но главным образом щелочных полевых шпатов, а избыток кристаллизуется в виде зерен кварца. В средних магмах кварца, как правило, нет; в основных увеличивается роль кальциево-натриевых полевых шпатов (плаггиоклазов) и кальциево-железисто-магнезиальных силикатов (роговая обманка, авгит); в ультраосновных обычно преобладают железисто-магнезиальные силикаты (оливин) и авгит (табл. 2).

Причин химической неоднородности магмы много. Одной из них может быть дифференциация (расщепление) — сложный физико-химический процесс, происходящий или в жидкой магме (магматическая дифференциация), или при ее кристаллизации (кристаллизационная дифференциация). В жидкой магме дифференциация может происходить в результате деления вещества по удельному весу и при ликвации (т. е. расщеплении на две несмешивающиеся жидкости с разными физическими свойствами). При кристаллизации в первую очередь образуются зерна тугоплавких минералов, имеющих больший удельный вес, которые и скапливаются в недрах магматического очага, а более легкие элементы и минералы — в его верхних зонах. Другой причиной разнообразия магмы может явиться процесс ассимиляции — расплавления пород, окружающих очаг и имеющих химический состав, отличающийся от первоначального состава магмы.

По условиям застывания и кристаллизации магматические горные породы подразделяются на глубинные (интрузивные),

Магматические				
Содержание SiO ₂ , %	Структура			
	Скрытокристаллическая	Порфировая	Полнокристаллическая	
	Название			
Кислые	65—75	Липарит (риолит)	Кварцевый порфир	Гранит
		Дацит	Кварцевый порфирит	Кварцевый диорит
Средние	52—65	Трахит	Ортофир (сиенит-порфир)	Сиенит
		Андезит	Порфирит	Диорит
Основные	40—52	Базальт	Диабаз	Габбро
Ультраосновные	40	—	—	Дунит, пироксенит, перидотит, кимберлит

образовавшиеся при кристаллизации магмы в глубоких зонах земной коры в условиях медленного охлаждения и высокого давления и излившиеся (эффузивные), образовавшиеся при застывании магмы на поверхности Земли. При излиянии на поверхность магма выделяет в атмосферу большое количество паров и газов и в этом случае называется лавой. Для магматических глубинных горных пород характерна полнокристаллическая структура (строение), для излившихся — мелкокристаллическая, скрытокристаллическая, стекловатая и даже пористая (пемза). Если при подъеме магмы из недр в ней успели образоваться кристаллы одного из наиболее тугоплавких минералов, а основная масса вышла на поверхность Земли и застыла в наземных условиях, то образуется порфировая структура (крупные кристаллы вкраплены в стекловатую или скрытокристаллическую массу).

горные породы

Минеральный состав			
Полевые шпаты	Темноцветные силикаты	Минералы—индикаторы кислотности	Преобладающие цвета
Преимущественно ортоклаз	Слюды (биотит), роговая обманка (пироксены)	Кварц	Светлые
Преимущественно плагиоклаз			
Преимущественно ортоклаз	Роговая обманка (пироксены)	Кварц, как правило, отсутствует	Серые
Преимущественно плагиоклаз			
Плагиоклазы	Пироксены, роговая обманка	Оливин в незначительных количествах	Черные
—	Пироксены	Оливин в значительных количествах	Черные или темно-зеленые

Изучение процессов образования магматических горных пород имеет большое практическое значение, поскольку с этими породами часто связаны месторождения полезных ископаемых. С ультраосновными и основными связаны месторождения хрома, никеля, платины, с кислыми — золота, олова и др.

Осадочные (гипергенные) минералы и горные породы образуются и накапливаются на поверхности Земли (на суше, в морях, озерах) или в верхних зонах земной коры в условиях низких температур и давления. Исходным материалом служат продукты разрушения ранее образовавшихся пород, подвергшихся действию внешних агентов, вещества, выделенные из водных растворов (в лагунах, озерах и т. д.), и продукты жизнедеятельности растений и животных (стволы, скелеты, раковины).

Осадочные горные породы подразделяются на обломочные (пески, галечники и пр.), глинистые — продукты химического преобразования и физического разрушения, химические (каменная соль, гипс и др.), органогенные (известняки, торф и пр.), смешанные — сочетание минеральных масс разного происхождения (например, глинистые известняки). Осадочные горные породы обычно представляют собой рыхлую пористую массу, но могут быть уплотнены и сцементированы. Иногда сцементированность возникает одновременно с накоплением осадков (соль, гипс), но в ряде случаев развивается позднее в результате отложения вещества (кремнезема, извести и др.) в порах породы из циркулирующих по ним подземных вод. В результате галечники превращаются в конгломерат, пески — в песчаник и т. д.

Метаморфические минералы и горные породы образуются под воздействием высокого давления, высокой температуры и горячих паров и газов. Метаморфизму могут подвергнуться и магматические, и осадочные породы. При метаморфизме может происходить обогащение породы новыми минералами, перекристаллизация, развитие характерной текстуры — сложения (сланцеватой, полосчатой) и ряд других изменений. При метаморфизме чистые кварцевые пески и песчаники превращаются в кварцит, известняки — в мрамор, глины — в глинистые и слюдястые сланцы. В результате метаморфизации основных и ультраосновных магматических пород образуются различные сланцы. Характерными породами являются гнейсы, образующиеся при метаморфизации осадочных пород — глинистых и аркозовых (содержащих частицы полевых шпатов) песчаников, и магматических пород — гранитов. Состоят гнейсы из полевых шпатов, слюды, кварца, иногда присутствует роговая обманка. Для гнейсов характерна полосчатая (иногда очковая) текстура. Метаморфические породы, образующиеся из осадочных пород, называют парагнейсами, а из магматических — ортогнейсами.

Понятие о фациях. Тесная связь среды и всех образующихся горных пород (или уже образовавшихся) отражается в понятии фация. Различают современные и ископаемые фации. Для осадочных горных пород понятия этих фаций следующие.

Современная фация — участок поверхности литосферы, характеризующийся одинаковыми физико-географическими условиями и однообразной флорой и фауной, отличными от смежных участков. Если на этом участке накапливаются отложения, то в них как бы фиксируются условия их образования, что отражается на составе минеральной массы, заключенных органических остатках и пр. Примером может служить фация коралловых рифов, характеризующая условия неглубокого, теплого моря с нормальной соленостью, фация самосадочных (соленых) озер, характерных для засушливого климата и др.

Ископаемая фация (литофация) — пласт (слой),

имеющий однообразный литологический (по минеральному составу и крупности зерна) состав и содержащий остатки флоры и фауны, отличающиеся от смежных слоев, и дающий возможность определить условия его образования. Например, в окрестностях Москвы обнажаются известняки каменноугольной системы, содержащие остатки морских животных (раковины моллюсков, иглы морских ежей, кораллы и пр.), свидетельствующие о том, что эти известняки накапливались на дне неглубокого теплого моря. Судить об этом мы можем, зная условия образования аналогичных осадков на дне современных морей.

Фации можно объединять в более крупные единицы — группы фаций. Примером может служить береговая зона моря, где мы имеем фации песков, илов и пр., с присущими им органическими и растительными сообществами. Другой пример — условия пустынь с фациями песчаными, глинистыми, соленых озер и пр.

С изменением физико-географических условий, тектонического режима и других факторов изменяется и состав отложений, меняется фация. Например, после отложения галечников начинают отлагаться пески, илы и пр. Изучая ископаемые фации, мы получаем возможность по геологическим разрезам, по характерным слоям и фациям судить об изменениях, происходивших на данном участке земной поверхности и на прилежащих к нему территориях. Установлено, что определенному тектоническому режиму и определенным структурным зонам соответствует и характерный комплекс горных пород — фация. Примером может служить терригенный флиш, состоящий из чередующихся слоев песчаников, алевролитов и глин, накапливавшийся в море у подножий интенсивно разрушающихся гор.

Зная законы образования характерных осадков (и вообще горных пород), мы можем по ископаемым фациям и формациям восстанавливать условия их образования, направлять поиски полезных ископаемых, изучать историю тектонических движений, формирования рельефа.

§ 2. Определение возраста горных пород и геохронологическая шкала

При изучении горных пород важно бывает установить время их образования, их абсолютный или относительный возраст.

Абсолютный возраст горных пород определяется путем изучения соотношений радиоактивных элементов и продуктов их распада, содержащихся в породе и слагающих ее минералах. Соотношение это меняется в зависимости от времени, прошедшего с момента образования породы: в ней уменьшается количество радиоактивного элемента и увеличивается количество продуктов его распада. Зная период полураспада исследуемого радиоактивного элемента, по найденному соотношению вычисляют время,

прошедшее с момента образования данного минерала. Например, для урана оно может быть определено по формуле

$$A = \frac{Pb}{U} 7,0 \cdot 10^8 \text{ лет.}$$

Аналогичным способом может быть использовано соотношение урана и другого продукта его распада — гелия. Помимо урана для определения возраста используют другие радиоактивные элементы и изотопы: торий, калий (K^{40}), изотоп углерода (C^{14}) и др.

Другим способом определения абсолютного возраста отложений может быть подсчет годичных слоев в так называемых ленточных глинах.

Относительный возраст горных пород (слоев) определяется стратиграфическим и палеонтологическим методами.

Стратиграфический метод основан на изучении взаимного расположения слоев и магматических тел. Например, в геологическом разрезе (обнажении) при спокойном залегании слоев (без резких нарушений) более древними слоями считают те, которые лежат ниже (подстилают вышележащие); пересекающая осадочную толщу магматическая жила будет моложе вмещающих слоев и т. д. При использовании этого метода большое внимание уделяют изучению состава и характерных особенностей выделяемых слоев (например, глины, пески, известняки и пр.), что позволяет увязывать между собой разрезы в пределах небольших территорий.

При описании геологического строения и увязке обнажений далеко отстоящих друг от друга районов, особенно при сложном (нарушенном) залегании слоев, стратиграфический метод дает неудовлетворительные результаты. На большом расстоянии в слоях наблюдается изменение состава, например, переход известняков в песчаники или глины (фациальная изменчивость), выклинивание слоев; некоторые слои могут быть уничтожены размывом и т. д.

Наиболее удобным и широко применяемым является палеонтологический метод, в основу которого положено определение возраста слоев по заключенным в них органическим остаткам. В процессе развития органического мира происходила смена примитивных форм более высоко организованными, переход от низших групп к высшим, смена видов (рис. 1). Изучением развития жизни на Земле и ископаемых животных и растительных остатков в виде окаменелостей, углистых включений занимается наука — палеонтология. Зная время обитания тех или иных организмов и находя их остатки — раковины, отпечатки, скелеты в слое, мы определяем и время его образования. Для этих целей используются остатки не всех организмов, а только те, которые удовлетворяют определенным требованиям. Органические остатки должны хорошо сохраниться в ископаемом состоянии, иметь широкое распространение, принадлежать группам и видам

прилож. 1). Деление этого этапа на эры, периоды и эпохи произведено на основе изучения палеонтологического материала, что и отражено в названии наиболее крупных хронологических единиц.

В геохронологии принято выделять временные и соответствующие им стратиграфические единицы. Геологический этап развития Земли разбит на пять временных отрезков — эр: архейскую, протерозойскую, палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую. В геологических разрезах каждой эре соответствует группа слоев (стратиграфическая единица шкалы). Эры подразделены на периоды, которым в разрезах соответствуют системы слоев. Периоды делят на эпохи — в разрезах им соответствуют отделы. Эры объединяют в более крупные временные единицы — эоны — криптозой и фанерозой. Криптозой объединяет архейскую и протерозойскую эры, в которые на Земле зарождалась органическая жизнь и развивались формы животных, лишенных внутреннего скелета (зон скрытой жизни); фанерозой объединяет палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры (получил свое название от греческих слоев фанерос — явный и зое — жизнь).

Основные подразделения геохронологической шкалы приняты геологическими службами всех стран. Дробные деления эпох (отделов) на века (ярусы) часто имеют местные наименования. Единая шкала необходима для взаимной увязки геологических разрезов удаленных территорий, составления геологических карт земного шара и других научных и прикладных целей.

На основе единой геохронологической шкалы разработана единая система условных обозначений, принятая для геологических карт и профилей. При составлении геологических карт используются условные обозначения трех видов: цветные, индексы (буквенные и цифровые) и штриховые. На картах одним цветом закрашивают те территории, на которых слой данного возраста выходит на поверхность. Маломощные четвертичные отложения при этом не показывают. Например, выходы слоев юрской системы передают голубым цветом (нижний отдел темно-голубой, средний — голубой и верхний — светло-голубой), меловой системы — зеленой и т. д. Индексы уточняют возраст выделенных подразделений. Штриховые обозначения могут заменять цвет или уточнять состав.

§ 3. Общие сведения о рельефе

Рельефом называют совокупность форм земной поверхности (гор, равнин, впадин и пр.), различных по размерам, строению и происхождению, находящихся на разных стадиях развития, в сложных сочетаниях друг с другом и в сложных взаимосвязях с окружающей средой.

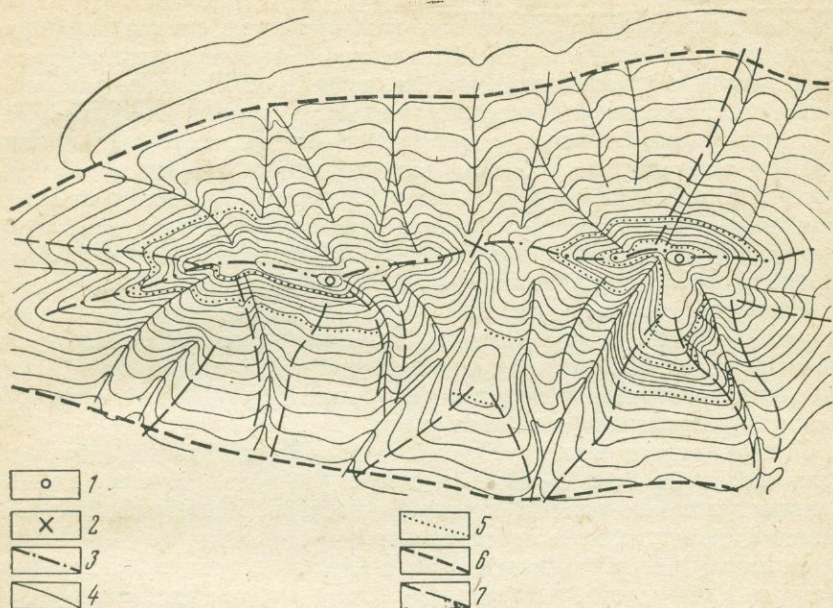


Рис. 2. Основные элементы рельефа (по Ю. К. Ефремову).

1 — вершины; 2 — седловины (перевал); 3 — линии водоразделов; 4 — линии тальвегов; 5 — линии вгибов и бровок; 6 — линии подошвы скатов; 7 — ребра

Формами рельефа называют природные, а теперь часто и искусственные, тела и полости, простейшие из которых можно приблизительно сравнить с геометрическими фигурами (конусом, пирамидой, призмой). Сложные формы рельефа представляют собой сочетания простых форм и могут достигать очень больших размеров, например, материк, впадина моря, горная страна и т. д.

Элементами форм рельефа являются: грани — поверхности склонов, ребра — линии сочленения граней, линии водоразделов, подошвы склонов, тальвегов, бровок, точки вершин, седловин, устья долин, оврагов и пр. (рис. 2).

Тип рельефа — определенное сочетание форм, закономерно повторяющихся на обширных территориях и имеющих сходное происхождение, строение и развитие. Наиболее часто тип рельефа выделяется по генетическому признаку.

Классификация рельефа может быть проведена по ряду признаков.

По внешним (морфологическим) признакам и по соотношению с прилежащим пространством формы рельефа делят на положительные и отрицательные с дальнейшим их подразделением на замкнутые и незамкнутые; выделяют формы плоские (нейтральные).

Положительными называют формы, возвышающиеся над прилегающей местностью (гора, холм, материк над дном океана), отрицательными — пониженные по отношению к прилежащим территориям (воронка, котловина, долина, впадина). Плоская равнина, лишенная ощутимых уклонов, может быть названа нейтральной.

Замкнутыми формами рельефа считают те, которые ограничены со всех сторон склонами или линиями (подошвы, бровок и др.). Примером замкнутой положительной формы может служить гора, имеющая ограничивающие ее склоны и отчетливо выраженную замкнутую линию подошвы, а отрицательной — карстовая воронка, часто отчетливо ограниченная замкнутой линией бровок. Незамкнутые формы рельефа обычно лишены склонов с одной стороны, иногда с двух сторон. Типичной формой такого рода может служить овраг, ограниченный с трех сторон склонами, имеющими отчетливо выраженные линии бровок, и открытый в сторону прилежащего понижения.

Линии, ограничивающие формы рельефа, не всегда отчетливо выявляются на местности, например, у многих речных долин, имеющих пологие склоны коренных берегов, постепенно переходящие в междуречные пространства.

Используя только одни морфологические характеристики, невозможно дать достаточно полное описание рельефа. Важным дополнением может служить указание размеров форм, что является задачей морфометрии.

По размерам формы рельефа можно подразделить на следующие:

1. Величайшие (планетарные) формы. Горизонтальные размеры их определяются миллионами квадратных километров. По вертикали средняя разница в отметках между отрицательными и положительными формами рельефа достигает 2500—6500 м, а максимальная почти 20 000 м. Положительные формы рельефа — материки, отрицательные — впадины океанов. Целесообразно выделить переходные формы, которые должны включать материковую отмель (шельф) и материковый склон.

Эти формы рельефа передаются на картах и глобусах всех масштабов. Отдельные крупные детали могут быть переданы на картах масштаба 1 : 50 000 000 и даже более мелкомасштабных.

2. Крупнейшие (мега) формы. Горизонтальные размеры определяются десятками и сотнями тысяч квадратных километров. По вертикали разница в отметках между положительными и отрицательными формами рельефа достигает 500—4000 м, максимальная не выходит за пределы 11 000 м. Положительные формы рельефа — нагорья, горные страны, подводные хребты (Срединно-Атлантический хребет, Гавайский подводный хребет), обширные возвышенности (Приволжская) и т. д. Отрицательные формы рельефа — обширные впадины (Бразильская, Аргентинская) и котловины на дне океанов, Прикаспийская низменность

и др. Целесообразно выделить переходные формы — участки материковой отмели (например, у северных берегов Азии и Северной Америки). Эти формы передаются на картах до масштаба $1 : 10\,000\,000$, но могут быть частично выражены и при более мелком масштабе карты. Существенные детали выражаются на картах масштаба $1 : 1\,000\,000$.

3. Крупные (макро) формы. Горизонтальные размеры определяются сотнями и тысячами квадратных километров. По вертикали разница в отметках между положительными и отрицательными формами рельефа может достигать 200—2000 м. Положительные формы рельефа — горные хребты (Триалетский, Чаткальский), горные узлы, вершины, отдельные горы и т. д. Отрицательные — большие долины, впадины (оз. Байкал), некоторые подводные желоба и т. д. Эти формы рельефа отчетливо выражаются на картах масштаба до $1 : 1\,000\,000$; для передачи деталей необходимы карты масштабов $1 : 100\,000$ и $1 : 50\,000$.

4. Средние (мезо) формы. Горизонтальные размеры определяются сотнями и тысячами (реже сотнями тысяч) квадратных метров. Относительная разность высот — до 200—300 м, но обычно измеряется метрами и десятками метров. Положительные формы рельефа — холмы, террасы в долинах рек и нагорные и т. д. Отрицательные — поля и большие карстовые воронки, овраги, балки, котловины небольших озер и т. д. Эти формы рельефа удовлетворительно передаются на картах масштаба $1 : 50\,000$; детали могут быть переданы только на картах более крупного масштаба.

5. Мелкие (микро) формы. Горизонтальные размеры этих форм рельефа определяются квадратными метрами и сотнями квадратных метров. Относительная разность высот измеряется метрами и реже десятками метров. Положительные формы рельефа — небольшие бугры, прирусловые валы, курганы, дорожные насыпи, конусы выноса и т. д. Отрицательные формы — промоины, мелкие овраги, небольшие карстовые воронки, дорожные выемки и т. д. На картах масштаба $1 : 25\,000$ эти формы рельефа могут быть показаны условными знаками и дополнительными горизонталями. Для точной передачи на картах необходимы масштабы $1 : 10\,000$ и даже $1 : 5000$.

6. Очень мелкие (нано) формы. Горизонтальные размеры определяются квадратными дециметрами и метрами. Относительная высота определяется дециметрами, но может достигать 1—2 м. На картах крупных масштабов передаются условными знаками, и только в особых случаях отдельные формы рельефа могут быть переданы горизонталями дополнительного сечения (1 — 0,5—0,25 м). К этим формам рельефа относятся кочки, прикустовые косички, рывины, мелкие промоины и т. д.

7. Мельчайшие (топографическая шероховатость) формы. Горизонтальные размеры определяются квадратными сантиметрами и дециметрами, у сильно удлиненных форм могут достигать

квадратных метров. Относительные превышения измеряются сантиметрами и иногда дециметрами. На картах не изображаются, но ощущимы при точных геодезических работах. Примерами таких форм рельефа могут служить борозды на полях, песчаная рябь и др.

По внешнему виду и размерам форм рельефа еще нельзя уверенно судить об их образовании и строении. Ответ на эти вопросы дает генетическая классификация.

По происхождению (генезису) рельеф поверхности литосферы подразделяют на две большие группы: а) формы, обусловленные деятельностью внутренних (эндогенных) сил, б) формы, обусловленные деятельностью внешних (экзогенных) сил. Первые, в свою очередь, подразделяются на формы, связанные с движениями земной коры, и вулканогенные. Вторые подразделяются на формы, обусловленные: процессами выветривания, развитием вечной мерзлоты, деятельностью текучих вод, подземных вод, моря, снега и льда, ветра, растений, животных, человека и возникшие при падении метеоритов (космогенные).

Большинству рельефообразующих агентов присуща разрушительная, транспортирующая и аккумулятивная деятельность. Следовательно, под действием одного и того же геологического агента могут возникать формы рельефа, обусловленные разрушением земной поверхности, и формы, образующиеся в результате накопления принесенного вещества. Общим термином для разрушительной деятельности внешних геологических агентов является **деструкция**, транспортировку (смыв, снос) называют **денудацией**, а накопление вещества — **аккумуляцией**. При описании деятельности того или иного геологического агента применяется специальная терминология.

Генетическая классификация рельефа широко используется в геоморфологии. Она удобна при описании не только отдельных форм, но и их комплексов — генетических типов рельефа, облегчает изучение основных закономерностей развития рельефа под действием того или иного природного агента, но для полного отражения сложного взаимодействия рельефообразующих процессов (например, движений земной коры и внешних геологических агентов, влияние климата и др.) нуждается в ряде уточнений и дополнений. В этом отношении более перспективной является классификация, теоретические основы которой были разработаны акад. И. П. Герасимовым [14].

И. П. Герасимов предложил рельеф поверхности литосферы разделить по ведущим геоморфологическим факторам на три генетические группы: **геотектуры**, **морфоструктуры** и **морфоскульптуры**. По этой классификации к геотектурам относятся самые крупные (первого порядка) формы рельефа Земли, обусловленные силами общепланетарного (космического?) масштаба, взаимодействующими со всеми другими факторами образования рельефа. К элементам геотектуры при-

надлежат материковые выступы, океанические впадины, крупные горные системы, платформенные равнины. Формы рельефа второго порядка, осложняющие поверхность геотектуры, относятся к морфоструктуре Земли. Морфоструктуры можно определить как преимущественно крупные формы рельефа, которые возникают в результате движений земной коры, развиваются при взаимодействии эндогенных и экзогенных факторов и ведущей, активной роли эндогенного фактора — тектонических движений. К морфоструктурам относятся хребты, кряжи, массивы, плато, возвышенности, низменности, впадины на поверхности суши и на дне океанов.

Наконец, формы рельефа третьего порядка, сравнительно более мелкие, относятся к морфоскульптуре материков и дна океанов. Своим происхождением они обязаны преимущественно экзогенным процессам, взаимодействующим со всеми другими факторами образования рельефа. Примерами таких форм на суше могут служить моренные гряды, овраги, барханы, булгуняхи. На дне морей выделяются морфоскульптурные формы, связанные с воздействием волн, аккумуляцией, гравитационным перемещением донного материала и т. д.

При изучении и описании рельефа важно бывает определить его возраст. В геоморфологии «возникли два параллельных понимания возраста рельефа, не совсем удачно иногда называемых геоморфологическим и геологическим»*.

§ 4. Возраст и основные направления развития рельефа

Абсолютный возраст рельефа — время его образования, по геохронологической или исторической шкале. Привязка возраста осуществляется несколькими методами.

Устанавливая время образования какой-либо поверхности, определяют возраст слагающих ее слоев. Например, поверхность плато Устюрт сложена морскими отложениями неогена, возраст которых определен палеонтологическим методом. Следовательно, эта поверхность стала сушей после отступления моря, т. е. в конце неогена.

Относительно возраста этой поверхности все образовавшиеся на ней скульптурные формы рельефа, например, врезавшиеся овраги, навесные ветром холмы и пр., моложе основной поверхности. Здесь мы имеем пример определения относительного возраста рельефа.

Более точно время образования скульптурных форм в приведенном примере может быть определено методом изучения к о р -

* К. К. Марков. Основные проблемы геоморфологии. М., ОГИЗ, 1948, 229 с.

релятивных отложений и методом возрастных рубежей. При развитии оврага из него выносятся продукты разрушения склонов и отлагаются в его устье. Следовательно, возраст оврага будет соответствовать возрасту образующихся отложений, который определяется геологическим методом. Для навейных ветром форм рельефа нижним (более древним) возрастным рубежом является возраст подстилающей поверхности. Если на поверхности холма насыпан курган и время его создания известно, то оно будет служить верхним возрастным рубежом. Понятие о возрастных рубежах широко применяется и в значительно более сложных случаях. Например, этим методом определяется возраст складчатости и горообразования. Для этого должен быть определен возраст самого молодого слоя, захваченного складчатостью, и возраст самого древнего слоя, лежащего с угловым несогласием на дислоцированных слоях. Следовательно, складчатость произошла после отложения дислоцированного и до начала отложения спокойно лежащего слоев. Время поднятия и начала разрушения гор определяется по возрасту коррелятивных отложений, накапливающихся у их подножий.

Покрывающие какую-либо поверхность отложения могут длительные отрезки времени предохранять ее от последующего размыва. Если возраст этих отложений известен, то можно сказать и о времени перекрытия поверхности (см. выше — верхний возрастной рубеж). Такие поверхности и их рельеф называют **ф и к с и р о в а н н ы м и**.

На обширных пространствах суши распространен рельеф, сформированный древними, исчезнувшими ледниками. Такой рельеф называется реликтовым (древним), унаследованным от прежних эпох рельефообразования. Понятие — **у н а с л е д о в а н н ы й р е л ь е ф** применяется и в другом смысле. Например, многие реки протекают в настоящее время в долинах, расположенных на месте древних долин. Эти древние долины были выработаны до наступания мезозойских палеогеновых или неогеновых морей, позднее были заполнены морскими отложениями, а после регрессии моря явились вновь местами развития новых долин.

В геоморфологическом понимании термины «молодой», «зрелый», «старый» рельеф характеризуют не геологический возраст, а стадии развития рельефа (по Девису). Например, активно растущий овраг называют молодым, прекративший свой рост — старым и т. п.

Развитие рельефа происходит в результате взаимодействия внутренних — эндогенных и внешних — экзогенных процессов. Основное рельефообразующее значение имеют эндогенные процессы, главным образом движения земной коры. Ими обусловлены крупнейшие неровности поверхности литосферы — материка и океанические впадины, горные сооружения, протягивающиеся на многие тысячи километров (геотектуры), а также горные

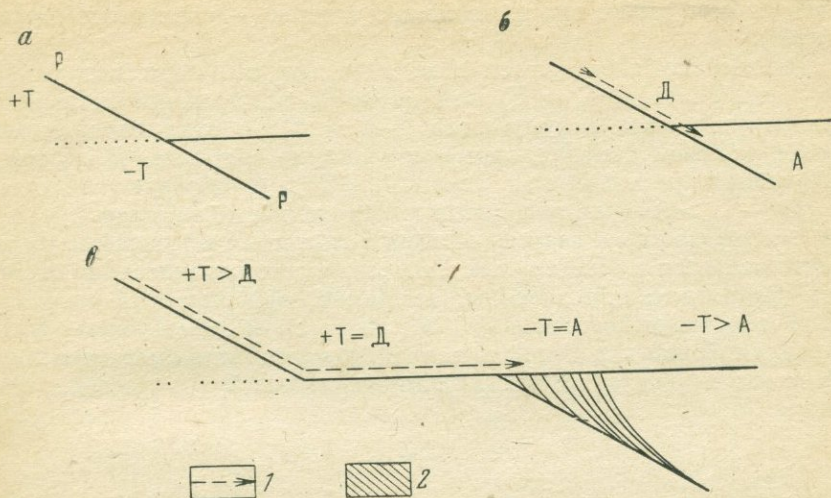


Рис. 3. Схема взаимодействия эндогенных и экзогенных сил.
 1 — направление переноса по поверхности Земли; 2 — отложение наносов

хребты, тектонические рвы, впадины многих озер. Магматические процессы находятся в сложных взаимодействиях с движениями земной коры, а по мнению авторов некоторых геотектонических гипотез могут являться даже одной из основных причин этих движений. При выходе магматических масс на поверхность литосферы (извержениях) образуются обширные лавовые поля и потоки, вулканические горы и нагорья. Деятельность внешних сил направлена на разрушение форм рельефа, созданных силами внутренними. Ледники, текучие воды, море и другие внешние агенты разрушают положительные формы рельефа, сносят продукты разрушения и заполняют ими отрицательные формы.

Основы взаимодействия эндогенных и экзогенных сил можно представить в виде простых схем (рис. 3). Обозначив Т действие внутренних сил (+Т — поднятие и -Т — погружение), через Д и А — действие внешних сил (Д — денудация и денудация, А — аккумуляция) и приняв за нулевую поверхность линию О — О, представим, что в результате энергичных тектонических движений произошел «перекос» первичной поверхности (линия Р — Р схемы а). На этой поверхности, в гравитационном поле планеты, деятельность внешних сил должна быть направлена так, как это показано на схеме б. Допустим, что при этом выше уровня О — О господствует денудация, а ниже — аккумуляция (см. схему б).

Усложняя схему (см. схему в), видим, что на нашей гипотетической поверхности процессы могут быть уравновешены

и могут быть резко противоположны (точнее — равновесие отсутствует).

Равновесие наблюдается там, где скорость поднятия равна скорости сноса ($+T = Д$) или скорость погружения компенсируется скоростью аккумуляции ($-T = А$). В этих случаях мы имеем равнины денудационные или аккумулятивные. В случаях нарушения равновесия и условия $+T > Д$ образуются горы, а при $-T > А$ — не заполненные отложениями впадины.

В природе схема взаимодействия эндогенных и экзогенных сил выдерживается в общих чертах, но развивается значительно сложнее. Сложности обусловлены, например, неровностями «первичного» тектонического рельефа, многообразием действующих факторов, особенно экзогенных, наличием многочисленных «нулевых уровней» и рядом других причин, которые будут рассмотрены ниже.

**ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ
И ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ИМИ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА**

§ 1. Движения земной коры, их геологическое и рельефообразующее значение

Движения земной коры и обусловленные ими формы залегания пород (слоев, тел) изучает геотектоника. Все движения коры, происходящие под действием природных факторов, объединяют под общим названием тектонических.

Классифицируются движения по времени их проявления, влиянию на строение и рельеф земной коры, направленности. По времени появления тектонические движения подразделяются на древние (палеотектонические), развивавшиеся в течение длительного геологического этапа до неогена, новейшие (неотектонические), происходившие в неогене и продолжающиеся до настоящего времени, и современные — развивающиеся в исторический период и продолжающиеся ныне.

По скорости, влиянию на строение и рельеф земной коры движения подразделяют на медленные вертикальные поднятия и погружения больших пространств (колебательные), сопровождающиеся регрессиями (отступанием) и трансгрессиями (наступанием) моря. Называют такие движения эпейрогеническими (рождающими континенты). Движения, более быстрые, создающие высокие горы и глубокие впадины, и сопровождающиеся сложными деформациями земной коры и слагающих ее слоев — тектоническими нарушениями, — называют орогеническими.

Движения по направленности подразделяются на радиальные (вертикальные поднятия и погружения) и тангенциальные (горизонтальные смещения).

Современные резкие движения земной коры наблюдаются при землетрясениях.

Землетрясения и цунами. Землетрясения — резкие сотрясения земной коры, обычно вызванные естественными причинами. Изучаются землетрясения наукой — сейсмологией (от греческого слова сейсмос — сотрясаю).

По происхождению землетрясения подразделяют на тектонические, вулканические, обвальные (денудационные), ударные (метеоритные) и антропогенные (искусственные, вызванные человеком).

По силе сотрясений и выделяющейся энергии землетрясения подразделяют на микросейсмические, макросейсмические и мегасейсмические.

Тектонические землетрясения являются основным и наиболее распространенным типом. Сила их различна, а число очень велико. Слабые сотрясения этого типа регистрируются приборами непрерывно. Почти каждую минуту на Земле происходит 2—3 макросейсмических удара, а мегасейсмические — катастрофические землетрясения наблюдаются 1—2 раза в год.

Вулканические землетрясения происходят при вулканических извержениях, могут достигать большой силы, но ощущаются только в непосредственной близости от вулкана.

Обвальные землетрясения возникают при движении оползней, обвалах кровель пещер, горных склонов, в отдельных случаях сопровождаются разрушениями зданий и искусственных сооружений, но широко не распространяются. Часто причиной возникновения обвалов является сильное тектоническое землетрясение.

Ударные (метеоритные, космогенные) землетрясения в настоящий период отмечались только при падении очень крупных метеоритов (в 1908 г. Тунгусский метеорит и в 1947 г. Сихотэ-Алиньский).

Антропогенные землетрясения не принято описывать в разделах, посвященных описанию землетрясений, возникающих под действием природных факторов. Однако деятельность человека часто приводит к возникновению таких сотрясений, которые вполне соизмеримы с обвальными землетрясениями. Примером могут служить землетрясения, возникающие при обвале старых горных выработок, мощных взрывах, которые все чаще применяются при постройке плотин, дамб, каналов, при вскрышных работах. Варывы очень широко используются геофизиками при изучении строения земной коры на суше и море (сейсмическое зондирование).

Сила землетрясений оценивается по ряду признаков: смещению грунтов, степени повреждения зданий, изменению режима грунтовых вод, остаточным явлениям в грунтах и т. д. В СССР для определения силы землетрясения принята 12-балльная шкала, по которой самое слабое землетрясение оценивается в 1 балл, самое сильное — в 12 баллов.

Землетрясение силой в 1—2 балла отмечается только приборами, 3—5 баллов — ощущается людьми, но разрушений не вызывает, 6—9 баллов — сопровождается повреждением зданий, при 10—11 баллах происходит разрушение зданий, изменение режима грунтовых вод, возникают трещины в грунте, большие обвалы в горах, при 12 баллах обычны катастрофические разрушения почти всех сооружений, изменения рельефа, режима грунтовых вод.

Произведенные землетрясением разрушения и охваченная им площадь зависят от выделившейся в очаге его энергии (выражается в эргах), состава грунтов, их водоносности и в очень сильной степени определяется глубиной очага — гипцентра землетрясения, располагающегося при тектонических землетря-

сениях в недрах земной коры на глубине от нескольких километров до 30—60 км или в мантии на глубине до 300, а иногда и 700 км. Предполагают, что в гипоцентре, представляющем область в глубинах Земли, происходит резкая разрядка напряжений, возникших в веществе, подвергавшемся силам сжатия и растяжения. Образующиеся при этом разрывы и сколы прослеживаются часто на многие десятки и даже сотни километров и обычно сопровождаются более мелкими «оперяющими» разрывами. При сильных землетрясениях разрывы часто проявляются на поверхности земли в виде сбросов, сдвигов, трещин и других нарушений.

Область на поверхности земли, испытывавшая наиболее сильные удары землетрясения, называется **п л е й с т о с е й с т о в о й**. В ее центре, непосредственно над гипоцентром, располагается внешний центр — **э п и ц е н т р**, в котором землетрясение проявилось раньше всего и с наибольшей силой. Наблюдениями установлено, что при одинаковой энергии, выделившейся в очаге, сила (интенсивность) землетрясения уменьшается на один балл при увеличении глубины залегания очага в два раза. Приблизительно в той же зависимости изменяется и сила землетрясения вокруг эпицентра, но здесь разрушения земной поверхности часто очень сильно зависят от устойчивости грунтов, их водонасыщенности, пересеченности рельефа и ряда других причин. Соединив точки земной поверхности, в которых землетрясение проявилось с одинаковой силой, на карте вычерчивают линии — **и з о с е й с т ы**. Изосейста наивысшего балла окружает эпицентр, последующие охватывают ее концентрически и располагаются друг от друга тем дальше, чем глубже находился гипоцентр. Для более точных расчетов требуются инструментальные данные, получаемые на сейсмических станциях при помощи сейсмографов. На сейсмической станции обычно устанавливают три сейсмографа. Один из них регистрирует вертикальную составляющую колебательных движений земной коры, возникающих при землетрясении, другие два — горизонтальные в двух направлениях: широтном и меридиональном. Получаемые при помощи этих приборов записи называются **с е й с м о г р а м м а м и**.

Для точного определения положения гипоцентра необходимы наблюдения двух-трех сейсмических станций. По сейсмограммам определяют время вступления сейсмических волн, направление сейсмического луча и угол выхода его на земную поверхность. Сильные землетрясения регистрируются сейсмическими станциями всего земного шара. Определение положения очагов и условий распространения сейсмических волн является важным материалом для изучения строения земной коры и подкорových оболочек всей Земли.

Географическое распространение очагов землетрясений неравномерно. Наибольшей сейсмической активностью отличаются Тихоокеанский и Средиземноморский пояса. Первый пояс охватывает берега и островные дуги Тихого океана, второй пояс

начинается от Гибралтара, охватывает горные районы Средиземноморья и продолжается на восток по горным сооружениям Малой Азии, Кавказа, Копетдага, уходя далее на Памир, Гималаи, в горы Юго-Восточной Азии и острова Индонезии. Высокая сейсмическая активность отмечается в Монголо-Охотском поясе (Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Прибайкалье) и далее протягивается к Охотскому морю, в срединных подводных хребтах Мирового океана, в Восточной Африке. К этим же поясам приурочена повышенная вулканическая деятельность. В пределах СССР сейсмическая активность отмечается в горных сооружениях Средиземноморского и Монголо-Охотского поясов и у берегов Тихого океана (Тихоокеанский пояс).

На берегах Тихого океана приходится учитывать не только возможность разрушения сооружений землетрясениями, но и принимать во внимание волны цунами. Цунами возникают при эпицентре землетрясения на дне океана. При сильном сейсмическом ударе (иногда, видимо, и при бурном вулканическом извержении) огромные массы воды приходят в движение и возникают волны, распространяющиеся в открытом океане в областях больших глубин со скоростью до 720—1000 км/ч. Расстояние между гребнями волн в открытом океане 100—300 км и несмотря на большую высоту волны они здесь практически не ощутимы. Захватывая всю толщу воды, волны цунами имеют меньшую высоту над большими глубинами и сильно возрастают на мелководьях. Накапываясь на берега, цунами производят катастрофические разрушения, особенно опустошительные на низменных побережьях, поскольку высота волн может достигать 30—40 м. Для наблюдения за цунами организована специальная международная служба (СССР, Япония и США).

В районах повышенной сейсмической опасности проводятся систематические наблюдения, позволяющие в ряде случаев прогнозировать землетрясение. Признаками приближающегося землетрясения являются резкие и быстрые изменения наклонов местности (регистрируемые наклономерами), свидетельствующие о накоплении напряжений в земной коре, увеличивающиеся шумы в звуковом диапазоне волн (улавливаются специальными микрофонами), изменения магнитного поля, направления и силы земных (электрических) токов, нарушения в режиме подземных вод, даже поведение (беспокойство) домашних и диких животных часто отмечаются перед сильным землетрясением.

Рельефообразующее значение землетрясений в ряде случаев весьма значительно. Большой интерес представляют сейсмогенные деформации, выходящие на поверхность Земли. К ним относятся уступы в форме эскарпов, тектонические трещины, поднятия и опускания блоков земной коры, горизонтальные смещения, складки и пр. Трещины часто прослеживаются на многие километры, могут достигать ширины нескольких метров и глубины от нескольких метров до 30—60 м. Смещения по разрывам (под-

нятия, погружения и горизонтальные смещения) обычно измеряются метрами (5—15 м). Поднятия больших блоков отмечены, например, в северной ветви Монгольского Алтая при катастрофическом землетрясении 4 декабря 1957 г. Горная цепь Гурван-Богдо поднялась здесь на 5—7 м. При лиссабонском землетрясении 1 ноября 1755 г. большой участок набережной опустился на глубину до 200 м; в 1899 г. при якутском землетрясении на Аляске вертикальные смещения участков суши и морского дна достигли 10—15 м. Большие изменения рельефа, трещины, провалы, оползни, обвалы, оплывины возникают как следствие сейсмических ударов, они характерны для местности, сложенной толщами рыхлых отложений, но в ряде случаев отмечаются на территориях, сложенных скальными породами (в горах).

Формы тектонических нарушений. При интенсивных тектонических движениях происходит нарушение форм первичного залегания горных пород, возникают различные тектонические нарушения, изменяется структура земной коры.

Характерной особенностью осадочных горных пород является залегание слоями (пластами), представляющими собой пластообразные или линзообразные тела, сложенные однообразной (в пределах самого слоя) горной породой и ограниченные двумя поверхностями от подстилающих и покрывающих слоев. Нижняя граница слоя называется подошвой, верхняя — кровлей, а расстояние по перпендикуляру между ними — мощностью слоя.

Первичным, нормальным залеганием слоев, отложившихся в морях, озерах и т. д., считается горизонтальное или близкое к нему. Такие спокойно залегающие слои можно видеть в обнажениях в пределах обширных равнинных стран.

Взаимное расположение слоев в разрезе может быть **с о г л а с н ы м** и **н е с о г л а с н ы м**. При согласном напластовании каждый последующий слой залегает на подстилающем без существенных следов перерыва в процессе образования осадков. При этом следует отметить, что всякая граница между пластами всегда свидетельствует о тех или иных изменениях, происходивших в процессе накопления осадочных толщ. В одних случаях это появление частиц иного состава, чем основной состав слоев (например, глины в толще песков), в других — изменение состава отлагающегося материала (песок, известковый ил и пр.), изменение направления течений и другие причины.

В геологических разрезах часто можно видеть резко различные по своему составу и условиям образования толщи слоев, залегающие согласно, но имеющие резко отличный геологический возраст. В этом случае имеет место перерыв в осадкообразовании, который в разрезе выражен только поверхностью контакта подстилающих и покрывающих слоев, а во времени может оказаться весьма продолжительным. Во время такого перерыва мог происходить и значительный размыв верхних слоев подстилающей толщи. Об этом свидетельствуют, например, неровности поверхности

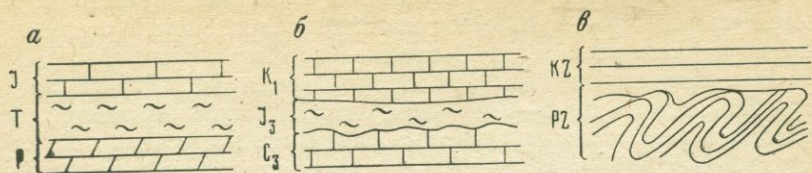


Рис. 4. Условия залегания слоев горных пород (по М. Ф. Ивановой):

а — нормальное, согласное, б — параллельное (стратиграфическое) несогласие, в — угловое несогласие

контакта, встречающиеся на ней скопления гальки, конгломераты (базальный конгломерат) и другие признаки.

При несогласном залегании слои более молодых отложений лежат на размытой поверхности древних слоев, испытавших существенные тектонические деформации (рис. 4), имеющих другие углы наклона (угловое несогласие), более значительную степень метаморфизации и другие признаки, резко отличающие эти слои от покрывающей их толщи осадков.

Деформации твердых тел, к которым относят горные породы, могут быть однородные — сжатие, растяжение и простой сдвиг, и неоднородные — изгиб и кручение. При однородных деформации все участки тела деформируются одинаково; при неоднородных — величина и характер деформаций меняется и в различных частях тела различны.

Степень деформации определяется физическими свойствами тела и напряжением, которому данное тело подвергается. Если напряжение невелико, в теле возникают упругие деформации, т. е. такие, которые могут быть обратимы, не разрушают тело. При увеличении нагрузки деформация становится необратимой (хрупкой), разрушает тело.

Изучая толщии слоев, подвергавшихся дислокациям, можно видеть множество примеров пластических и хрупких деформаций. Большинство горных пород на земной поверхности обладает очень малой способностью деформироваться пластично (кроме глин и некоторых других пород), но в условиях всестороннего сжатия, высоких температур и длительно действующей нагрузки в недрах земной коры пластическая деформация у горных пород резко возрастает. Однако и в этих условиях возникающие в породе напряжения могут быть так велики, что пластические деформации сменяются хрупкими и в породах образуются трещины различных размеров и форм.

Физические особенности пород, подвергающихся тектоническому воздействию, могут быть различны, а потому форма нарушений в породах также разная. Например, если деформируются слои песчаников, чередующихся со слоями глин, в глинах возникают деформации пластические, а в песчаниках хрупкие. Часто в интенсивно дислоцированных (деформированных) породах на-

Рис. 5. Элементы залегания в складке

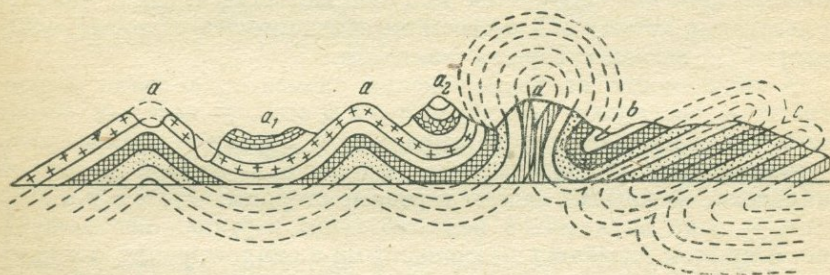
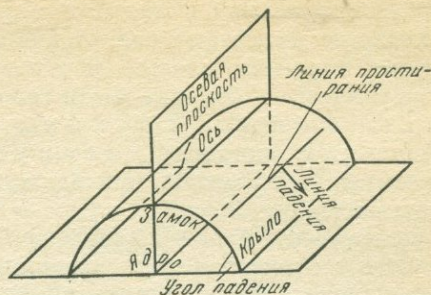


Рис. 6. Формы складок:

a — антиклиналь прямая, *c* — изоклиналильные складки, *d* — антиклиналь веерообразная, *a*₁, *a*₂ — синклиналиль прямая, *b* — синклиналиль наклонная (косая)

блюдаются бесчисленные мелкие (иногда трудно различимые простым глазом) трещины, ориентированные параллельно, но обычно под углом к поверхности напластования слоев. Этот вид трещиноватости, обусловленный тектоническими процессами, называют *к л и в а ж е м*. Кливаж не следует путать с трещиноватостью, возникающей в некоторых породах и в отдельных пластах в результате изменения их объема при охлаждении (базальты), высыхании и подобных им процессах. Такая трещиноватость бывает распространена и в породах, не подвергавшихся воздействию тектонических процессов, иногда ее называют *п е р в и ч н о й т р е щ и н о в а т о с т ь ю*.

Все формы значительного нарушения первичного залегания слоев называют *д и с л о к а ц и я м и*. Если при этом слои не разрушены, дислокации называют *с к л а д ч а т ы м и* (пликативными), если же нарушения сопровождались разрывом слоев, — *р а з р ы в н ы м и* (дизъюнктивными).

Формы складчатых нарушений разнообразны. Их можно разделить на складки выпуклые — антиклиналильные и складки вогнутые — синклиналильные. Те и другие складки можно подразделить по форме и расположению их элементов в пространстве на ряд видов.

При описании складки и определении ее положения в пространстве различают следующие элементы (рис. 5): замок — место перегиба слоев; ядро — внутренняя часть складки; крылья — боковые части складки; угол и направление линии падения крыльев — боковых поверхностей складки; осевую плоскость — воображаемую поверхность, проходящую через точки перегиба слоев, составляющих складку; ось — направление, в котором складка простирается (представляет собой линию пересечения осевой плоскости с горизонтальной поверхностью или с поверхностью пласта). Определение азимута простираения складки и направления падения ее крыльев производится при помощи компаса, а угол падения крыльев замеряется при помощи отвеса. Для удобства пользования компасом и отвесом их объединяют в одном приборе, который называется горным компасом.

В зависимости от расположения элементов складок в пространстве различают складки: прямые, у которых осевая плоскость располагается вертикально и образует прямые углы с горизонтальной плоскостью; косые — осевая плоскость наклонена, но крылья падают в разные стороны; опрокинутые — одно из крыльев перешло через вертикальное положение, и крылья оказались наклоненными в одну сторону; лежачие — осевая плоскость располагается горизонтально; переворотные (у антиклинальной складки этого вида замок располагается ниже, чем ядро); сундучные, веерообразные и т. д. (рис. 6).

Кроме складок, имеющих сильно вытянутые оси, встречаются складки укороченные или округлые в плане. Они получили название брахискладок; простейшим видом брахиантиклинали является купол.

Складки сравнительно редко встречаются поодиночке, гораздо чаще наблюдаем различные комбинации их. Если сочетание простых антиклиналей и синклиналей образует общее вздутие, получаем антиклинорий, а если прогиб — синклинорий. При сильном сжатии пластов образуются изоклинальные складки (одинаково наклоненные), крылья которых тесно соприкасаются друг с другом и имеют одинаковый угол падения (см. рис. 4).

При смятии мощных толщ в складки в горных породах развиваются очень большие напряжения и совершенно очевидно, что на каком-то пределе породы теряют способность деформироваться без разрыва. В этом случае возникают разрывные (дизъюнктивные) дислокации. Формой нарушения первичного залегания слоев, предшествующей разрывной дислокации — сбросу, является так называемая флексура. Особенность флексуры в том, что в одном крыле ее слои сильно растянуты.

Разрывные нарушения — различные виды сбросов, сдвиги и их комбинации. У сбросов различают следующие части и эле-

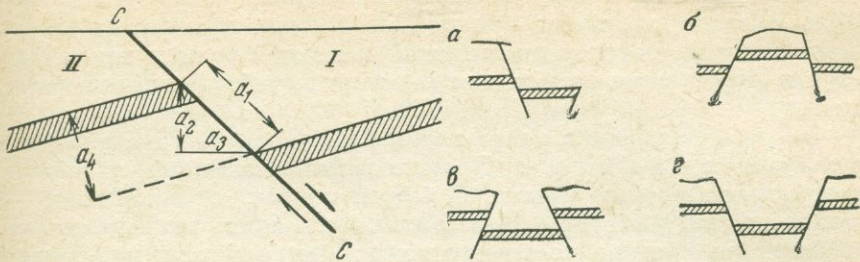


Рис. 7. Геометрические элементы сброса. Амплитуда: a_1 — истинная, a_2 — вертикальная, a_3 — горизонтальная, a_4 — стратиграфическая; I — висячее крыло; II — лежащее крыло; CC — сместитель

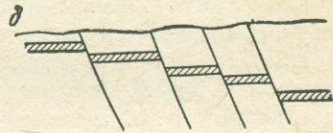


Рис. 8. Структуры, обусловленные разрывными нарушениями.

а — сброс косой; б — горст; в — рамп; г — грабен (рифт); д — ступенчатые сбросы

менты: крылья (поднятое и опущенное); сбрасыватель (сместитель) — разлом или трещину, по которой произошло смещение; угол и направление падения сбрасывателя; простирание (азимут) линии сброса; фас сброса — часть поверхности сбрасывателя, выступающая на местности над опущенным крылом; амплитуду смещения и т. д. (рис. 7). В приведенной терминологии понятие «сместитель» является универсальным и может быть применено к другим видам разрывных нарушений — взбросам и сдвигам. Действительно, разрывные нарушения отличаются одно от другого в основном направлением движения сместившихся частей и амплитудой смещения. Терминология, разработанная для сбросов, может применяться и для других видов дизъюнктивных нарушений.

Разрывные дислокации, как и складки, сравнительно редко встречаются поодиночке, гораздо чаще встречаем различные комбинации сбросов, сдвигов и т. д. Такие комбинации приводят к образованию горстов, грабенов и ступенчатых сбросов (рис. 8).

В случае развития в толщах пород очень сильных напряжений могут возникнуть нарушения, представляющие собой сложное сочетание складок и сбросов. Примером таких нарушений могут служить чешуйчатые складки и надвиги. Амплитуда больших надвигов может достигать 2—5 и даже более 20 км.

Основная масса форм нарушения первичного залегания слоев (складки, сбросы, сдвиги и т. д.) обусловлена действием внутренней

энергии земного шара, и лишь небольшое число их может быть вызвано местными причинами. Такими причинами могут быть оползни, деформации залежей каменной соли и некоторые другие (проседание кровли над горными выработками, пещерами и т. д.).

По расположению в плане складки могут быть прерывистые и линейные. Прерывистыми складками являются рассмотренные выше купола и брахискладки, а линейными — складки вытянутой формы. Прерывистые складки, встречающиеся на местности поодиночке или группами, имеют округлые или овальные очертания. Линейные складки чаще располагаются группами, в которых антиклинали чередуются с синклиналями и имеют прямолинейные или сложные очертания в плане.

Складки, еще не разрушенные внешними агентами (выветривание, размыв и др.), могут выступать на местности в виде повышений и понижений, т. е. проследиваться в рельефе, но такие случаи редки. Гораздо чаще складки, особенно антиклинальные, сильно разрушены и тогда на местности наблюдаются выходы пород (слоев), образующих полосы различной ширины и протяженности. В хорошо обнаженной местности выходы слоев отчетливо прослеживаются на большие расстояния, хорошо видны на аэрофотоснимках и легко поддаются картированию. Ширина полосы выходов слоя на местности (и при передаче их на карте) определяется несколькими причинами. Основной причиной является угол наклона пласта. При спокойном (горизонтальном) залегании слоев и при равнинном, слабо пересеченном рельефе ближайший к поверхности пласт будет проследиваться на очень большом пространстве. Ширина выходов будет становиться все уже по мере увеличения угла падения слоя и наименьшего значения достигнет при его вертикальном положении, когда она сравняется с мощностью слоя. Второй причиной является мощность пласта — расстояние между верхней границей, кровлей, и нижней границей, подошвой слоя. Важное значение имеет сочетание угла падения пласта и наклона поверхности склонов.

Изучение планового расположения выходов слоев не позволяет уверенно судить о залегании и сочетании слоев в земной коре. Для этого следует изучить вертикальные разрезы (обнажения на склонах долин, оврагов и др.) и составить геологические профили. В таких разрезах часто отчетливо видны складки (рис. 9) или их части, разрывные нарушения и взаимное расположение слоев.

Основные структурные элементы земной коры. Изучение строения земной коры, древних, новейших и современных движений дает основание выделить на Земле подвижные пояса и геосинклинали, а также устойчивые области — платформы.

Подвижные пояса приурочены к глубинным разломам, представляющим собой планетарные зоны дробления земной коры.

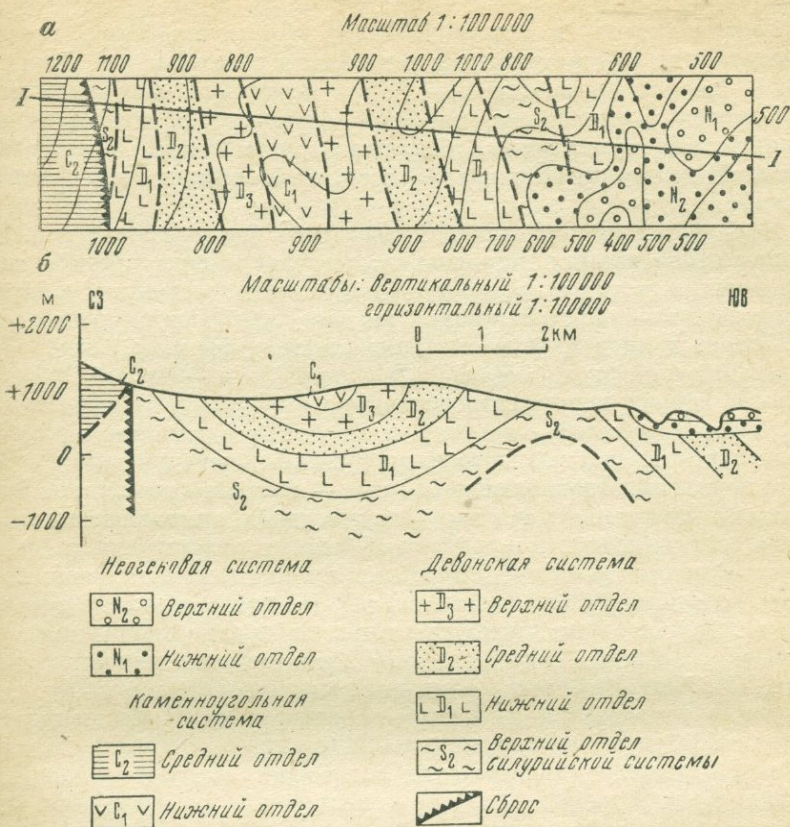


Рис. 9. Построение схематического геологического разреза по геологической карте (по М. Ф. Ивановой).

а — геологическая карта, б — геологический разрез по линии I—I

В схеме они подобны описанным ранее разрывным нарушениям, т. е. могут представлять собой сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги, рифты и пр. Но они глубоко рассекают земную кору и во многих случаях прослеживаются (по очагам землетрясений и геофизическим данным) в верхней мантии, часто являются путями, по которым из глубоких очагов магма проникает в земную кору и на ее поверхность. Возникают разломы как в условиях сжатия, так и растяжения и вертикального перемещения блоков земной коры. Стимулируются эти движения, видимо, процессами, развивающимися в недрах Земли.

С глубинными разломами связаны геосинклинали и эпигеосинклинали горные сооружения, срединные океанические хребты и ряд других морфоструктур.

Геосинклинали и формирующиеся в них структуры играют важную роль в формировании и развитии земной коры. Группируясь, они опоясывают земной шар в нескольких направлениях, отличаются высокой тектонической активностью, напряженным проявлением вулканизма, большими мощностями отложений, сложной дислоцированностью слоев и большими контрастами рельефа.

В развитии геосинклиналей выделяют несколько этапов. На первом этапе геосинклиналь закладывается в виде прогиба земной коры, в котором начинается накопление осадочных (обычно терригенных — образовавшихся за счет разрушения суши) горных пород и продуктов магматизма (лавы, туфы и пр.) основного и частично среднего состава. В дальнейшем — второй этап — на фоне общего погружения движения приобретают интенсивный дифференцированный характер и прогиб разделяется на более узкие зоны продолжающегося погружения, чередующиеся с зонами поднятий. Прогибающиеся зоны — интрагеосинклинали продолжают накапливать мощные толщи осадков, а воздымающиеся — интрагеоантиклинали становятся областями разрушения и сноса. К зонам поднятий часто приурочены вулканы, извергающие продукты среднего состава (лавы, пепел). На третьем этапе происходит интенсивное складкообразование, внедрение магмы кислого состава и общий (региональный) метаморфизм накопившихся толщ. На четвертом этапе внедрение магматических масс продолжается, а движения земной коры характеризуются общим поднятием и образованием горного рельефа (стадия орогенеза). В дальнейшем интенсивность движений ослабевает, магматическая деятельность прекращается и горы постепенно разрушаются под действием внешних геологических факторов.

Подвижная область, прошедшая стадии геосинклинального развития, превращается в жесткий и мало подвижный участок земной коры — молодую платформу.

Платформы — жесткие участки земной коры, прошедшие сложный геосинклинальный цикл развития, приобретают под действием внешних геологических агентов рельеф слабо всхолмленной равнины и характеризуются спокойным (платформенным) тектоническим режимом. Движения земной коры выражаются здесь в виде волнообразных медленных поднятий и погружений.

Участки платформ, подвергающиеся преимущественному погружению и постепенно накапливающие серии осадочных слоев, носят название п л т. Для них характерно двухъярусное строение. Нижний ярус (этаж) — древний складчатый фундамент — корни разрушенных горных сооружений, второй — верхний ярус (этаж) — осадочный чехол, обычно залегающий на складчатом основании с угловым несогласием.

Противоположностью плит являются щ и т ы. Эти участки платформ испытывают преимущественное поднятие и являются местами сноса. Здесь отсутствует верхний ярус (осадочный чехол),

и складчатое основание платформы обнажается на поверхности земли.

Если к окраине платформы причленяется горное (эпигеосинклинальное) сооружение, то у его края формируется прогиб платформы — краевой прогиб, заполненный толщей осадочных горных пород — продуктов разрушения гор. В пределах платформ выделяют еще участки наиболее длительных и глубоких прогибов — синеклизы, участки пологих поднятий — антеклизы, своды и валы. Линейными элементами являются грабенообразные структуры — авлакогены, которые ряд исследователей сравнивает с рифтовыми структурами (например, Восточной Африки). На древних платформах некоторые авлакогены заполнены мощной (до нескольких км) толщей относительно молодых осадков, испытавших небольшие складчатые и разрывные нарушения.

В пределах хорошо изученной материковой коры находятся области, прошедшие геосинклинальный цикл развития на различных этапах геологической истории Земли. Наиболее древние из них сформировались как жесткие (древние) платформы в архейскую эру и в раннем протерозое, т. е. 3,5—1,7 млрд. лет назад, и представляют ядра современных континентов. Древними (докембрийскими) платформами являются: Восточноевропейская (Русская), Сибирская, Североамериканская, Бразильская, Австралийская и др. Осадочный чехол этих платформ начал формироваться с кембрия и даже с позднего протерозоя. На месте геосинклинальных поясов, прошедших полный цикл развития позднее (в байкальский, каледонский, варисцидский, мезозойский тектонические этапы), сформировались молодые платформы. Их принято называть, например, эпибайкальской, эпикаледонской и т. д., отражая в названии тектонический возраст складчатого фундамента (эпи — после). Примером эпигерцинской (эпиварисцидской) платформы может служить Западносибирская, имеющая в нижнем ярусе складчатый фундамент, сформированный в палеозое (около 300 млн. лет назад) и мезо-кайнозойский чехол.

Определение возраста платформ имеет большое практическое значение. От возраста платформы зависят, например, возраст осадочного чехла и связанный с ним комплекс полезных ископаемых (газ, нефть, каменный уголь, фосфориты и др.), глубина их залегания и условия эксплуатации. Молодые платформы более подвижны, часто граничат с еще активно развивающимися зонами (геосинклиналями) и сами вовлекаются в движение. Местами платформы активизируются.

Активизирующимися называют зоны, в которых усиливаются движения земной коры, происходят сложные тектонические нарушения и в пределах платформ формируется сложный горный рельеф (эпиплатформенные горы) обычно складчато-глыбового строения. Примерами таких гор называют Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др. Другим примером активизации древней платформы

считают рифты Восточной Африки (и сходные с ними). Развиваются они, видимо, в форме сильно вытянутого свода, осевая зона которого в результате растяжения оседает по линиям сбросов (см. рис. 8), образуя грабен (рифт). Активизация может сопровождаться и проявлением магматической деятельности (вулканы), которая в сочетании с тектоническими процессами характеризует своеобразный рифтовый режим.

Срединные океанические хребты, для которых характерна также рифтовая (расположенная вдоль оси) глубокая долина, считаются по их режиму сходными с рифтовым режимом активизированных зон материков, но развиваются срединные хребты в существенно иных условиях океанической коры.

Океанические платформы изучены еще очень слабо. Строение их резко отличается от строения материковых платформ, а рельеф представлен обширными подводными равнинами.

Главнейшими методами изучения движений земной коры являются: геодезический, геофизический, гидрологический, геоморфологический, геологический и комплексный.

Геодезические методы — повторное нивелирование и триангуляция — позволяют выявить происходящие вертикальные поднятия и погружения и горизонтальные смещения участков земной коры, дать их количественную оценку.

Геофизическими методами определяется большой спектр движений. Например, изучается распределение и сила землетрясений, изменение наклонов земной поверхности, приливно-отливные деформации и др.

Гидрологическими методами (наблюдения за уровнем воды морей и озер) выявляются поднятия и погружения берегов морей и океанов, перекося озерных ванн, сопровождающийся постепенным осушением одного из берегов и затоплением противоположного.

Важное значение имеет геоморфологический метод, основанный на изучении рельефа и тех изменений, которые в нем происходят в связи с движениями земной коры. Эти движения влияют на развитие и деформацию террас в долинах рек, фиксируются поверхностями выравнивания (см. ниже), отражаются на деятельности потоков, работе морских волн и развитии берегов, форме склонов и профилей долин и т. д.

Геологические методы разнообразны. К ним относится изучение состава отложений, мощности слоев, изменений условий осадкообразования, нарушений последовательности напластования и др.

Комплексный метод — использование результатов наблюдений, выполненных всеми перечисленными выше методами. Суммируя наблюдения, можно получить наиболее правильное представление о направлении и скорости движений, их распределении во времени и на поверхности земного шара.

Изучение движений земной коры имеет и теоретическое, и практическое значение. Интенсивно развивающиеся движения участ-

ков земной коры часто свидетельствуют о возможных землетрясениях или извержениях вулканов. Деформации земной коры могут нарушить устойчивость или деформировать важные инженерные сооружения (плотины, каналы, нефтепроводы и др.). Погружения суши под уровень моря (например, южные берега Северного моря) вынуждают строить дамбы, предохранять культурные земли от затопления. Поднятие берегов сопровождается обмелением бухт, затрудняет судоходство и т. д. Выбор того или иного метода определяется той целью, с которой движения земной коры изучаются.

Для регистрации смещений земной коры в момент их непосредственного проявления используют различные геофизические приборы: сейсмографы, наклонометры, отличающиеся высокой чувствительностью, настроенные на определенные периоды колебаний. Высокая точность наблюдения движений земной коры стала возможной благодаря новому методу радиоинтерферометрии.

Геодезические и гидрологические методы для получения надежных результатов требуют отрезков времени, измеряемых годами, десятилетиями и столетиями. Только в отдельных случаях там, где движения развиваются быстро, например, при назревающем землетрясении или извержении вулкана, они могут быть выявлены геодезическими методами за короткий период. Геоморфологические методы не выявляют движений короткого периода, дают надежные результаты при изучении поднятий и погружений, направленно развивавшихся длительные отрезки времени (геологические века, эпохи, периоды). Движения наиболее длительных периодов и древних этапов развития Земли изучаются геологическими методами.

Наблюдения за современными движениями земной коры показали, что эти движения очень различны по их происхождению, повторяемости, направленности, продолжительности, влиянию на строение и рельеф земной коры, силе и другим признакам.

Приборы непрерывно регистрируют мелкие высокочастотные пульсации, возникающие под действием самых различных причин: порывов ветра, штормовых волн в океане, изменения атмосферного давления, обвалов, движения оползней и даже движения транспорта. Часто слабые толчки являются отзвуками далеких землетрясений. К регулярно повторяющимся движениям относятся твердые приливы и отливы, возникающие в земной коре под действием сил притяжения Луны и Солнца. При прохождении приливных «волн» поверхность земли испытывает колебания с амплитудой до 43 см [1]. Быстрые и значительные движения зарегистрированы в районах действующих вулканов и в сейсмических зонах.

В последние десятилетия весьма ощутимы становятся движения участков земной поверхности, обусловленные деятельностью человека. Значительные оседания наблюдаются в местах выработки пластов каменного угля, эксплуатации месторождений нефти,

природных газов, подземных вод, в больших городах под нагрузкой зданий, при фильтрации сточных вод, орошении и пр. Эти движения не являются тектоническими, но они имеют часто большое практическое значение.

Современными точными методами зарегистрированы медленные, направленно развивающиеся поднятия, погружения и горизонтальные смещения участков земной коры (скорость от 0,5 до 10—12 мм/год). На берегах Балтийского моря наблюдаются поднятия берегов, происходящие со скоростью около 1 м в 100 лет. В отдельных случаях, при сильных землетрясениях, наблюдаются «разовые» перемещения (вертикальные и горизонтальные), обычно не выходящие за пределы первых метров, исключая случаи обвалов, оползней, оплывин и пр.

Взгляды на причины движений земной коры развивались в определенной исторической последовательности. Основные направления развития геотектонических гипотез наметились во второй половине XIX и начале XX века. В этот период были развиты гипотезы контракции (охлаждения и сжатия Земли), пульсации (чередующихся периодов расширения и сжатия), движения (дрейфа) материков, ротации (изменения скорости вращения Земли) и ряд гипотез, согласно которым основной причиной тектонических процессов считался разогрев подкорковых масс в результате распада радиоактивных элементов, процессы дифференциации вещества и подкорковые течения. Новые данные о строении дна Мирового океана, исследования гравитационного и магнитного поля Земли, изучение физико-химических процессов в условиях высоких давлений и температур дали возможность пересмотреть и уточнить эти гипотезы.

Все современные гипотезы учитывают процессы, развивающиеся в недрах Земли (разогрев, дифференциация, подкорковые течения и пр.). Различия заключаются в основном в том, что по-разному оцениваются роль тангенциальных и радиальных движений земной коры, процессы сжатия и растяжения (вплоть до расширения Земли) и роль космических факторов (приливы, замедление вращения Земли). С этих позиций авторы гипотез и их сторонники делятся на несколько групп. Фиксисты отрицают значительные перемещения материков, мобилисты придерживаются противоположных взглядов. Одни исследователи признают возможность значительного расширения земного шара, другие (неоконтракционисты) считают, что земной шар пульсирует (периодически расширяется и сжимается) с преобладающей тенденцией к сжатию в связи с выделением паров, газов, уплотнением вещества в недрах, постепенным охлаждением (уменьшающееся количество радиоактивных элементов в результате их распада). Наконец, некоторые исследователи важную роль в развитии тектонических процессов отводят явлениям ротации.

Наиболее полно и последовательно идея важной роли подкорковых процессов и вертикальных движений земной коры (фик-

сизма) разработана В. В. Белоусовым. По его мнению, основой развития земного шара является процесс дифференциации его вещества. Дифференциация начинается в нижней мантии, откуда по каналам пониженной вязкости тяжелая и легкая фракции соответственно опускаются в ядро и поднимаются в верхнюю мантию.

Таким путем из нижней мантии в астеносферу периодически поднимается сильно нагретое вещество, вызывая в астеносфере импульсы возбуждения. Предполагается, что каналы пониженной вязкости образуются глобальными растягивающими напряжениями, вызванными периодическим расширением ядра Земли. Когда растягивающие напряжения ослабевают, число каналов уменьшается. Эндогенные режимы определяются степенью возбуждения астеносферы и строением земной коры (рис. 10).

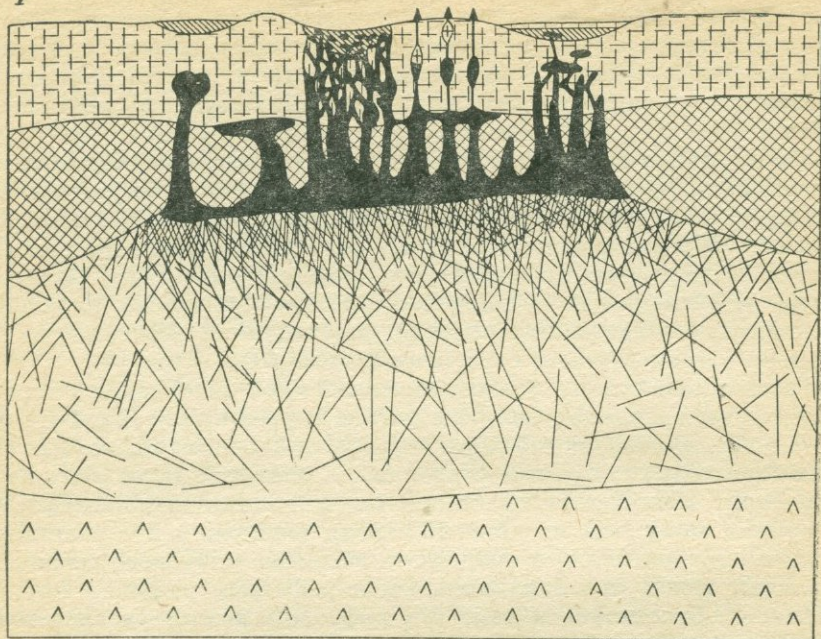
Геосинклинальному режиму предшествуют активизация астеносферы, внедрение базальтовых магм в кору и выход (излияния) на ее поверхность, прогиб коры и развитие геосинклинали. Платформенному режиму соответствует слабо развитая активность астеносферы. Повышается она в том случае, когда в астеносферу поступают импульсы из нижней мантии (возможно и с границы нижней мантии и ядра) и приводят к развитию рифтового режима. Различия между геосинклинальным и рифтовым режимом могут частично объясняться и тем, что рифтовый режим развивается в уже консолидированной коре, а геосинклинальный приурочен к переходной зоне между материковой и океанической корой. В. В. Белоусов отмечает, что его схема гипотетична, особенно в части, относящейся к происхождению дна океанов.

В последние годы развивается гипотеза, получившая общее название «новой глобальной тектоники». В ее основе лежит представление об особых условиях образования океанического дна, длительно действующих течениях подкоровых масс и значительных горизонтальных движениях блоков земной коры (мобилизм), включающих и дно океана, и материк. Установлено, что дно океана, например Атлантического, в разных своих частях сложено осадочными и магматическими породами, имеющими разный геологический возраст. Наиболее древние участки дна располагаются ближе к континентам, а более молодые развиты в зоне срединных хребтов. Осевая зона хребтов разбита сбросами, опущена, и здесь располагается рифтовая долина, в которой наблюдается повышенное выделение тепла из недр Земли. Симметрично оси хребта (в зонах его внешних склонов) располагаются сложенные излившимися горными породами пластины, возраст которых возрастает по мере удаления от оси.

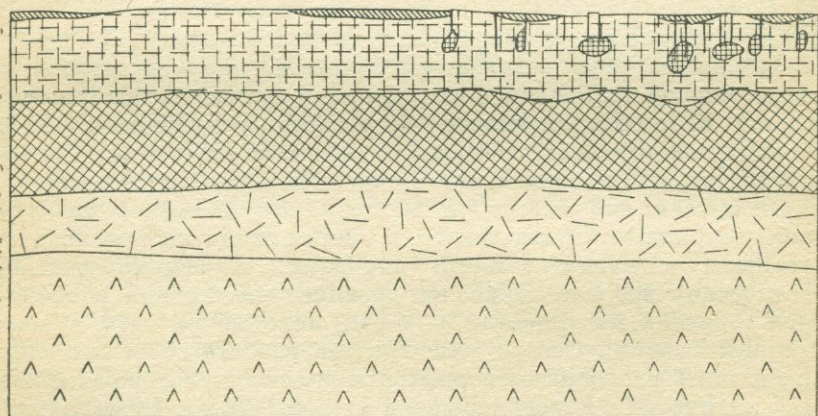
Процесс развития океанического дна представляется следующим.

В зоне срединного хребта из мантии поднимаются сильно перегретые массы, что вызывает поднятие, растяжение и образование разрывов в его осевой зоне. Вторгаясь в эти разрывы и

I



II



изливаясь на поверхность дна, магматические массы остывают и образуют как бы пластину, уходящую своими корнями в недра Земли. От срединного хребта подкоровые массы растекаются к материкам, увлекая за собой блоки океанической коры, и в срединном хребте возникают новые разрывы, происходят новые вторжения магмы, т. е. процесс повторяется. При этом должно происходить или расширение впадины океана и «расталкивание» континентов

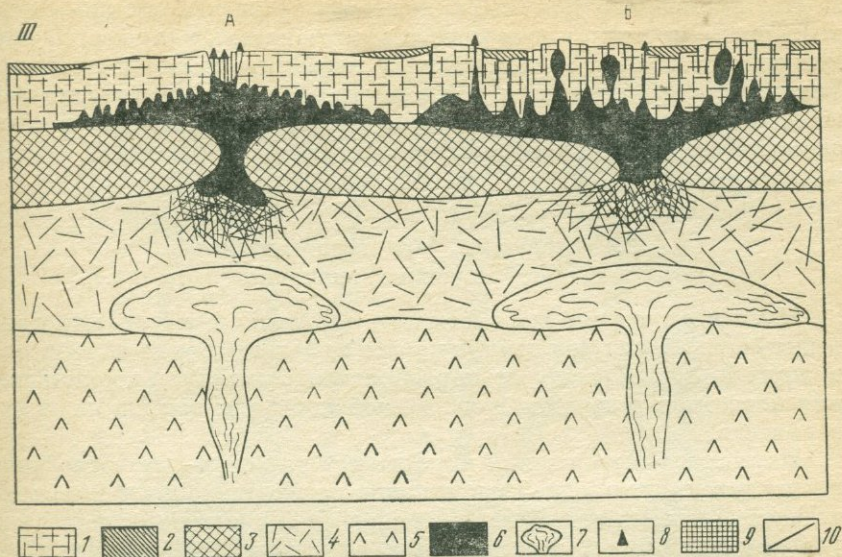


Рис. 10. Гипотетические глубинные профили литосферы для различных эндогенных режимов и стадий развития (по В. В. Белоусову). Схематизировано.

I — Геосинклинальный режим. В сильно прогретой астеносфере происходит выплавление базальта, проникающего в кору. На поверхности закладываются прогибы, заполняющиеся осадками. На крупных разломах возникают вулканы. II — Платформенный режим. Земная кора и астеносфера спокойны. III — Рифтовый режим (А) и эпиплатформенный (Б). В астеносферу поступило сильно разогретое вещество из нижней мантии; происходит выплавление базальта, сливающегося в большие тела, формирующиеся под корой. Кора поднимается в виде свода. В осевой зоне свода происходят растяжения и формируется рифт. Более жесткие участки материковой коры раскалываются на блоки, движущиеся в разных направлениях.

1 — земная кора; 2 — осадочные породы; 3 — верхняя мантия; 4 — астеносфера; 5 — нижняя мантия; 6 — расплавленный базальт; 7 — глубинный мантийный астенолит; 8 — вулканы; 9 — магмы равного состава; 10 — разломы в земной коре.

(совпадение контуров западных и восточных берегов Атлантического океана), или погружение коры морского дна под материк (круто уходящие под материковую кору зоны повышенной сейсмической активности в Тихом океане). Доказательством горизонтальных смещений участков дна, происходящих поперек оси срединных хребтов, считают смещения по так называемым трансформным разломам, к которым приурочены очаги землетрясений и вулканы.

Обилие гипотез, опирающихся на фактические материалы, свидетельствует и об обилии причин, реально существующих в природе и способных в той или иной степени влиять на тектонические процессы. Отвечающая современным требованиям теория тектогенеза, видимо, может быть создана только путем строгого учета влияния каждого из существующих факторов, их взаимодействия и взаимообусловленности. Например, изменение скорости вращения Земли вокруг оси — мощный механизм тектогенеза — может быть обусловлен влиянием космических причин (торможение

за счет приливного трения, прохождение солнечной системы через неоднородные поля космического пространства), а также и за счет движения вещества в недрах и на поверхности самой планеты. Только строгий учет доли каждого из многочисленных факторов позволит разделить их на ведущие и второстепенные, может послужить основой для создания объективной современной теории тектогенеза.

§ 2. Магматизм, его геологическое и рельефообразующее значение

Магматизмом называют сложный процесс перехода вещества глубоких зон земной коры и подкоровых масс из твердого в жидкое, газообразное и парообразное состояние, проникновения последних в верхние зоны земной коры или выхода на ее поверхность.

Изучение расположения магматических очагов дает основание предполагать, что одной из причин перехода горных пород из твердого состояния в расплавленное является нарушение тех условий, в которых эти породы находились. На глубинах 60—70 км от поверхности Земли (в астеносфере) температуры превышают температуру плавления любой горной породы в наземных условиях. Твердое состояние сохраняется только благодаря господствующему на этих глубинах давлению. При изменении равновесия за счет повышения температуры (притока тепла) или за счет уменьшения давления порода переходит из твердой фазы в жидкую и газообразную, приобретает большую подвижность и устремляется в области пониженных давлений, постепенно охлаждается (адиабатический процесс, передача тепла вмещающим породам и пр.) и может закристаллизоваться в земной коре, образуя различные магматические тела.

Интрузивный магматизм развивается в толщах земной коры. Движение магмы и её производных осуществляется по зонам тектонических нарушений (разломам); магма, пары, газы, горячие водные растворы взаимодействуют с вмещающими горными породами, происходит их переплавление, ассимиляция, обогащение привнесенными элементами. Образующиеся при застывании магмы тела по глубине их залегания подразделяют на глубинные (абиссальные) и приповерхностные (гипабиссальные).

Абиссальные тела имеют крупные размеры и, видимо, всем своим основанием связаны с магматическим очагом. К этим телам относят, например, батолиты и штоки. Гипабиссальные интрузии обычно связаны с питающими очагами узкими трещинами и каналами, образуются в результате внедрения магмы между пластами, в трещины, в своды складок. Представителями таких тел могут служить лакколиты, силлы, жилы и др. (рис. 11).



Рис. 11. Формы интрузивных тел.

1 — батолит, 2 — гарполит, 3 — шток, 4 — этмолит, 5 — дайка, 6 — жила, 7 — лакколит, 8 — лополит, 9 — факолит, 10 — пластовые залежки, или силлы, 11 — купола, 12 — лавовый очаг, 13 — неки, 14 — лавовый обелиск, 15, 16 — лавовые потоки

Батолиты отличаются наибольшими размерами, неправильными очертаниями в плане, образуются на большой глубине. Изучать их удастся там, где покрывавшие их толщи пород уничтожены денудацией. Слагающие породы имеют полнокристаллическую структуру; вмещающие породы часто несут следы сильного контактного метаморфизма. Площадь внедрения батолитов может достигать сотен квадратных километров.

Штоки — магматические тела округлого, овального или неправильного сечения площадью менее 200 км², уходящие в недра Земли в виде гигантских каменных свай.

Лакколиты — грибообразные тела, раздвигающие и приподнимающие в виде свода вмещающие породы. Размеры лакколитов от 100—200 м до нескольких километров в поперечнике. Примером могут служить гора Аю-Даг на Южном берегу Крыма, горы Бештау, Машук на Кавказе и др.

Силлы образуются путем внедрения магмы вдоль плоскостей напластования. Мощность таких интрузий изменяется от долей сантиметра до многих метров и даже сотен метров. Примером могут служить траппы Тунгусского бассейна.

Жилы (дайки) — интрузивные тела, образующиеся при внедрении магмы и ее производных в трещины горных пород, возникающие в условиях растяжения. Такие трещины могут быть

заполнены магмой или минералами, которые выделяются из горячих паров, газов и водных растворов. Жилы пересекают породы различного состава и происхождения (осадочные, магматические, метаморфические), имеют различные минеральный состав, мощность, форму, часто образуют сложную ветвящуюся систему. Ближе к питающим магматическим очагам располагаются магматические жилы, дальше — гидротермальные. С жилами часто связаны месторождения полезных ископаемых (золото, серебро, свинец, цинк, медь и др.). При интенсивном выветривании вмещающих горных пород магматические жилы, сложенные более стойкими породами, выступают на местности в виде каменной стенки — дайки.

Эффузивный магматизм (вулканические извержения) проявляется на Земле в виде трещинных излияний и центральных извержений.

При трещинных излияниях большие массы обычно жидкой основной (базальтовой) лавы извергаются через узкие длинные трещины и разливаются по окружающей местности, образуя лавовые покровы. Такое излияние произошло, например, в 1783 г. в Исландии, когда через трещину Лаки (длина 24 км) вылилось 12,5 км³ лавы, распространившейся на площадь до 9000 км². В конечной стадии извержения над трещиной образовалось 94 небольших вулканических конуса, через которые произошло выделение остаточных продуктов (лавы, пепла, паров, газов). Обширные лавовые покровы в пределах материков известны в Северной и Южной Америке (Колумбия, бассейн р. Параны), Сирии, Аравии, на Деканском плоскогорье, в Средней Сибири. Новейшие данные свидетельствуют о широком распространении лав на дне океанов.

Центральные извержения происходят через каналы — жерла округлого сечения, заканчивающиеся у поверхности земли воронкообразным расширением — кратером. Диаметр жерл редко превышает несколько сотен метров. Диаметры кратеров очень различны и в большей мере зависят от характера извержения, определяемого, в свою очередь, химическим составом и физическими свойствами извергаемых масс — лавы, вулканических бомб (крупные обломки горных пород и комья полужагустевшей лавы), камней — лапиллей, вулканического песка и пепла. Накапливаясь вокруг кратера, массы извергнутого материала образуют вулканическую гору (скульптурная аккумулятивная форма рельефа), строение, форма и размеры которой определяются типом извержения. Типы центральных извержений (вулканов) могут быть выделены по разным признакам, например, по характеру извержения, строению эруптивного (извергающего) аппарата и пр.

По характеру извержения вулканы подразделяются на следующие типы: гавайский, стромболианский, этно-везувианский (вулканский), пелейский, бандайсанский (кракатауский), маар (трубки

Вулканы трещинного типа,
или исландский тип



Тип стромболи

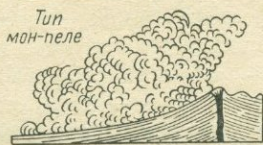


Тип
везувия

Гавайский тип



Тип
вулкана



Тип
мон-пеле



Тип
пинья

Рис. 12. Типы вулканических извержений (по А. Холмсу)

взрывов) и лавовых куполов. В этой классификации учитывается последовательно изменяющийся характер извержения, строение и форма вулкана и другие признаки (рис. 12).

Гавайскому типу вулканов свойственна жидкая (основная) базальтовая магма и слабый выброс паров и газов (из жидкой лавы пары и газы выделяются свободно). Жидкая лава быстро стекает по склонам вулкана, приобретающего форму выпуклого щита, сложенного застывшими потоками лавы. Высота и площадь гавайских вулканов (Гавайские острова в Тихом океане) очень велики. У вулканов последующих типов лавы становятся более кислыми, вязкость их увеличивается, они менее подвижны, быстрее густеют, препятствуя свободному выделению паров и газов, что приводит к взрывам. У вулканов типа стромболи взрывы сравнительно слабые, большей силы они достигают у этно-везувианского типа и еще более сильные у вулканов пелейского и бандайсанского типов. Вулкан Мон-Пеле (на о-ве Мартиника в группе Малых Антильских островов) в 1902 г. выбросил палящую тучу (перегретые пары и газы, отягощенные пеплом), уничтожившую город Сен-Пьер, а извержение на о-ве Кракатау (в 1883 г.) в Зондском архипелаге приобрело планетарные масштабы, вызвав цунами в океане, выброс пепла на высоту до 70 км и распространение его воздушными течениями по всему земному шару, взрывную волну в атмосфере и пр.

Трубки взрыва (тип маар) образуются в результате взрыва паров и газов, пробивающих и частично проплавливающих (газовое плавление) канал в земной коре. Диаметр трубок обычно от нескольких десятков метров до 250—500 м. Трубки хорошо изучены, поскольку к ним приурочены месторождения алмазов. Озера, расположенные в кратере трубок, в Западной Европе называют маарами.

Лавовые купола образуются при выходе на земную поверхность вязкой, бедной парами кислой лавы, которая не растекается

и застывает над выводным отверстием в виде купола высотой 100—200 м.

Сила взрывов и состав выброшенных продуктов отражаются на строении и форме вулканов. При слабых взрывах и малом количестве лавы выбрасываются бомбы, камни и образуется (постепенно нарастая) вулканический конус, сложенный обломочным материалом, имеющий крутые (до 35°) склоны и расположенный на вершине кратера. При более сильных взрывах иногда разрушается вершина старого конуса, а вулкан оказывается сложен слоями пепла, застывшей лавы, бомб и камней (например, Везувий). В период ослабленной деятельности на вершине вулкана формируется новый конус, а борта старого могут выступать на склоне в виде полукольцевой горы — соммы. При очень сильных взрывах старый конус уничтожается и на месте его образуется огромная воронка взрыва — кальдера; трубки взрыва (маары) иногда бывают окружены невысоким валом выброшенной породы.

Вулканы в процессе своего развития иногда изменяют тип деятельности, например, извергают основную, а затем кислую лаву, что и отражается на строении и форме вулканической горы. Многие вулканы помимо основного кратера, расположенного на вершине горы, имеют кратеры на склонах, получившие название паразитных кратеров. Многочисленные кратеры и сформировавшиеся здесь боковые конусы имеет вулкан Этна на о-ве Сицилия.

Поствулканические процессы сопутствуют вулканической деятельности. К ним относятся фумаролы, гейзеры, горячие источники.

Фумаролами называют выделение паров и газов на остывающих лавовых потоках, на склонах вулканов и в кратере вулкана в период спокойного проявления его деятельности. По химическому составу и температуре выделяющихся газов фумаролы подразделяются на ряд типов. Горячие, или собственно фумаролы, выделяют пары хлористого водорода, сернистый ангидрид, азот и др. при температуре порядка нескольких сотен градусов. Выделения сернистого ангидрида, сероводорода, углекислоты и паров воды при температуре $200-40^\circ\text{C}$ называются сольфатарами. Выделения холодных газов называют мофеттами.

Гейзеры — периодически выбрасывающие кипящую воду источники — распространены на Камчатке, в Исландии, Сев. Америке, на о-ве Ява и в других местах. Вода в подводящих подземных каналах гейзера периодически вскипает и выбрасывается вместе с паром в виде сильных струй. Горячие воды гейзеров сильно минерализованы, в них присутствуют окись кремния, углекислая известь и другие вещества, выпадающие из раствора при охлаждении воды и образующие осадок — гейзерит. Пористый гейзерит называют кремнистым туфом. Из гейзерита образуется часто вокруг кратера гейзера конус, а на склонах возникают террасы с ваннами горячей воды.

Горячие источники (термы) изливают воду с температурой ниже 100°C . Рядом постепенных переходов они связаны с обычными источниками. В бальнеологии различают источники горячие — с температурой выше 37°C и теплые — с температурой от 37 до 20°C . Вода источников минерализована. Степень минерализации и состав солей различны. Многие из этих источников используются для лечебных целей. В отличие от гейзеров горячие источники распространены не только там, где действуют вулканы, но встречаются и в районах прекратившейся вулканической деятельности (Кавказ, Забайкалье и др.).

Горячие подземные воды в ряде мест (Исландия, в СССР — Камчатка) используются для различных народнохозяйственных целей (энергетические установки, отопление помещений).

В ряде районов активной вулканической деятельности (острова Сицилия, Исландия, Новая Зеландия и др.) встречаются грязевые вулканы, или сальзы, выбрасывающие вместо лавы жидкую грязь. Причина их образования — выделение сильно нагретых паров и газов, проходящих сквозь толщу рыхлых, насыщенных водой горных пород. Обычно размеры таких грязевых вулканов малы, часто это небольшие кратеры, заполненные как бы кипящей грязью. В некоторых случаях выделение грязи происходит бурно.

Псевдовулканические процессы только внешне сходны с эффузивным магматизмом. К ним относят развитые в районах нефтяных и газовых месторождений грязевые вулканы и известные в районах месторождений каменного угля подземные пожары.

Наибольшее количество грязевых вулканов указанного типа приурочено к месторождениям нефти. Здесь нефтяные газы, находящиеся под большим давлением, проходя через насыщенные водой слои, разжижают их и с большой силой вместе с грязью выбрасываются на поверхность Земли. Эти извержения, если газы при соприкосновении с воздухом загораются, принимают вид настоящих вулканических извержений. Сходство становится еще более полным, если извержению сопутствуют землетрясения, а сам грязевой вулкан имеет форму конуса, т. е. внешне сходен с настоящей вулканической горой.

Форма и размеры грязевых вулканов различны. Простейшими являются небольшие углубления, заполненные «кипящей» грязью, а наиболее крупные имеют сложенный массивом засохшей грязи конус высотой до нескольких десятков и даже $100\text{—}330$ м. На территории СССР такие вулканы распространены на Таманском, Керченском и Апшеронском полуостровах, в Эмбенском районе и других местах.

Грязевые вулканы образуются и в местах скопления газов (метан, углекислота, сероводород и др.), выделяющихся при гниении больших масс органического вещества, например, в дельтах больших рек (бассейны Миссисипи, Инда и др.).

Подземные пожары — самовозгорание пластов каменного угля или горючих сланцев, содержащих скопления пирита, при окислении которого выделяется большое количество тепла.

Рельефообразующее значение интрузивного и эффузивного магматизма неодинаковое. Если при вулканических извержениях мы можем непосредственно наблюдать резкие изменения рельефа, то при интрузивных процессах и образовании батолитов, штоков, даек эти тела скрыты на глубине и в рельефе не проявляются. Примером интрузий, выраженных в рельефе, служат лакколлиты, известные почти на всех материках. На территории СССР лакколлиты развиты, например, в районе Пятигорска (горы Железная, Золотой курган, Змиевая) и в Крыму (Аю-Даг). Такие магматические тела, как батолиты, штоки, дайки и др., обычно выражаются в рельефе только после разрушения (размыва, сноса) вмещающих (покрывающих их) горных пород. В ядрах сильно разрушенных горных систем (стран), в местах обнажения древнего кристаллического фундамента платформ широко распространены обширные выходы интрузивных горных пород разного возраста и состава.

Рельефообразующее значение эффузивного вулканизма (извержений) обычно ярко и наглядно. Трещинные излияния больших масс жидкой подвижной магмы, заполняющей полые формы рельефа и растекающейся по обширному пространству, образуют лавовые плато, над поверхностью которых иногда возвышаются только небольшие вулканические конусы, возникшие в заключительную фазу извержения (Исландия). При излиянии жидких лав в горной местности с сильно пересеченным рельефом лавы заполняют долины, а наиболее высокие вершины погребенного рельефа возвышаются над лавовыми полями (Армянское нагорье). При многократно повторяющихся извержениях жидких лав из одного или нескольких близко расположенных центров формируются мощные вулканические горы с обширным основанием, пологими склонами (щитовые вулканы) и высотой до 4166 м над уровнем моря и 8766 м над дном океана (Мауна-Лоа на Гавайских островах). Даже одно извержение центрального типа, произошедшее с выбросом рыхлого материала и выходом небольшого количества лавы, способно создать вулканическую гору высотой во много сотен метров. Примером может служить вулкан Парикутин в Мексике, возникший на равнине и через три года достигший высоты 580 м.

Повторные извержения умеренной силы наращивают высоты и площади вулканических форм. Таким путем образовались Ключевская сопка (4850 м), Большой Арарат (3156 м), Этна (3313 м) и др. Многие вулканы являются высочайшими вершинами материков, например Килиманджаро (6010 м) в Африке, и др. Иногда вулканы при большой абсолютной высоте вершин имеют значительно меньшие относительные высоты. Это происходит в случае формирования вулкана на высоко поднятом тектоническом цоколе (например, вулкан Фудзияма в Японии имеет абсолютную отметку

вершины 3776 м при высоте невулканического основания около 800 м).

Важным фактором уменьшения высоты (разрушения) вулканов являются мощные взрывы, характерные для некоторых типов вулканической деятельности. Такие разрушения неоднократно наблюдались за исторический период. В 79 г. н. э. взрывом газов была разрушена вершина Везувия. В 1883 г. в Зондском проливе взрывом был почти полностью уничтожен о-в Кракатау площадью около 75 км². При взрыве пепел был выброшен на высоту до 70 км, при этом в море возникли волны цунами высотой до 35 м. В 1888 г. взорван вулкан Бандай-сан (Япония), в 1912 г. — вулкан Катмай на Аляске и др. На месте взорванного вулканического конуса обычно образуется впадина, окруженная валом, с внутренними и пологими внешними склонами. Вал представляет собой часть основания взорванного конуса. Такое образование называют кратером взрыва (кальдера взрыва). Диаметр кальдер взрыва достигает 3—5 и даже более 20 км, глубина их до нескольких сотен метров.

Другой способ образования кальдер — оседание поверхности над полостями, возникшими на небольшой глубине (несколько километров) в результате предшествовавших извержений. Называют их кальдерами обрушения. Сравнительно редко встречаются кальдеры эрозийные, образующиеся в результате разрушения кратера при прорыве кратерного озера под действием ледников, воды и других внешних агентов. Обычно такие кальдеры имеют один сильно пониженный край (разрушен ледником, прорезан речным руслом), через который осуществляется вынос продуктов разрушения внутреннего пространства кальдер.

Любая вулканогенная форма рельефа подвергается преобразованию (разрушению) под действием внешних природных агентов. Интенсивность и результат этих преобразований во многом зависят от особенностей вулканогенного материала, формы поверхности, высоты ее над уровнем моря и над прилегающей территорией, географического положения (климата) данного района.

Одной из характерных особенностей многих лав и вулканических туфов является их высокая водопроницаемость. Даже покровы базальтовых лав, раскальвающиеся при охлаждении на характерную столбчатую отдельность, благодаря сильной трещиноватости практически лишены поверхностного стока. Сток отсутствует и на склонах вулканов, сложенных рыхлыми пористыми массами (бомбы, лапилли). Такие поверхности долго сопротивляются разрушению, сохраняют характерные очертания (потухшие вулканы Франции, Китая). Наличие прослоев пещла, массы щеплового материала, резко снижающего водопроницаемость, благоприятствует поверхностному стоку и выработке русел временных и постоянных водотоков. На склонах таких вулканов наблюдаются борозды и промоины, известные под названием

барранко (барранкосы). В тропическом климате их образованию способствуют обильные осадки, но барранко могут образоваться при обвалах и оползнях рыхлого материала — продуктов извержения, могут быть промыты талыми снеговыми и ледниковыми водами и т. д. Барранко свидетельствуют о начавшемся разрушении вулканического конуса. Расплагаясь на конусе вулкана радиально, эрозионные рывины и промоины углубляются, объединяются, а при больших размерах водосборной площади и обильных атмосферных осадках превращаются в долины ручьев и речек, сохраняющих характерное радиальное расположение и тогда, когда вулкан уже будет полностью разрушен. На месте разрушенных денудацией вулканов часто долго сохраняется затвердевшая в жерле лавовая пробка, возвышающаяся в виде каменного «столба» — **некка**.

При разрушении вулканических островов иногда наблюдается интенсивный размыв одного из склонов, прорыв моря в кратер вулкана и образование удобных закрытых бухт (о-в С. в. Павла в Индийском океане). При разрушении обширных лавовых покровов (плато) в них вырабатываются узкие (каньонообразные) долины с отвесными склонами. Этому способствует вертикальная призматическая отдельность, характерная для базальтовых лав. Постепенно развивающаяся и расширяющаяся сеть долин расчленяет плато на группы столовых гор, поверхность которых бронируется лавовыми покровами. Такие горы называют **мезами**.

Вулканогенные формы рельефа, находящиеся на разных стадиях развития и разрушения, широко распространены на Земле. Изучение их имеет большое научное значение.

Распространение вулканов по поверхности Земли закономерно. В настоящее время на Земле насчитывается около 500 действующих, т. е. проявивших свою деятельность на памяти людей, вулканов; количество потухших вулканов приблизительно в 10 раз больше. Несколько вулканов возникло совсем недавно, например Парикутин в Мексике (1943 г.), Капелиньош в Атлантическом океане, у о-ва Фаял (1957 г.), Сюрцей у берегов Исландии (1963 г.) и серия небольших вулканов на Камчатке (у подножия Толбачика в 1976 г.). Ряд вулканов, считавшихся потухшими, возобновили свою деятельность (Везувий в 79 г. до н. э., Безымянный в 1956 г.).

Основное число вулканов, современных и действовавших в недавнем геологическом прошлом, располагается в зонах повышенной тектонической активности земной коры, характерных также высокой сейсмичностью, контрастами рельефа (высокие горы, цепи островов, глубокие океанические впадины) и наличием активных разломов. В общих чертах эти зоны совпадают с зонами альпийской складчатости.

Наиболее богата вулканами (около 340 действующих) Тихоокеанская зона, носящая также название Тихоокеанского огненного кольца. Западная часть кольца представле-

на вулканами Камчатки, Курильских островов, Японии, восточных островов Индонезии, Новой Гвинеи, Новой Зеландии. На севере расположены вулканы Алеутских островов и Аляски; на востоке — вулканы Северной, Центральной и Южной Америки, на юге — вулкан Эребус Антарктиды. Большинство островов в центральных частях Тихого океана также вулканического происхождения (кроме коралловых, хотя основное число и этих островов сформировано на вулканогенном фундаменте). Подводные плосковершинные горы и возвышенности гайоты особенно широко развиты в северо-восточной части Тихого океана. Поднятые с этих гор образцы горных пород (базальты) свидетельствуют об их вулканическом происхождении.

Следующая вулканическая зона может быть названа Европейско-Азиатской или Средиземным поясом разломов. В этой зоне преобладают потухшие (неогеновые и антропогеновые) вулканы, но есть и действующие. На западе это вулканы берегов и островов Средиземного моря, потухшие вулканы Франции и ФРГ. Далее следуют вулканы Малой Азии, Кавказа и Армянского нагорья, Сирии, Ирана, Белуджистана, лавовые плато Индии, вулканы Андаманских и Никобарских островов и, наконец, мощная вулканическая дуга Зондских островов, через которую эта зона смыкается с Тихоокеанским кольцом.

Зона меньшего протяжения прослеживается через Аравию и берега Красного моря в Восточную Африку и западную часть Индийского океана.

В Атлантическом океане также имеется значительное число вулканов. На севере это о-в Ян-Майен и Исландия, являющаяся районом современной напряженной и многообразной вулканической деятельности (трещинные излияния и извержения центрального типа, гейзеры и пр.), южнее — Азорские, Канарские острова и о-ва Зеленого Мыса, далее — о-ва Вознесения и Св. Елены. На западе в Атлантический океан вдается крутая дуга Антильских островов с активными вулканическими центрами на Малых Антилах. Их обычно рассматривают как часть центрально-американской группы вулканов Тихоокеанского кольца. На востоке, на берегу Гвинейского залива находится вулкан Камерун (4070 м), извергавшийся в 1922 г.

В местах, сильно удаленных от берегов океанов, но совпадающих с зонами активных тектонических движений, также встречаются одиночные и расположенные группами вулканы, действовавшие в недавнем геологическом прошлом. Это вулканы Восточных Саян, вулканы к югу и востоку от оз. Байкал, вулканы Китая.

На дне Мирового океана широко распространены покровы базальтовых лав, прослой вулканического туфа и пепла.

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ИМИ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

§ 1. Общие сведения об экзогенных процессах рельефообразования

К экзогенным (внешним) процессам относятся выветривание, деятельность поверхностных и подземных вод, моря, ледников, организмов (животных и растений), деятельность человеческого общества и др. Главный источник энергии этих процессов — Солнце.

Основная направленность экзогенных процессов — разрушение положительных форм рельефа, созданных эндогенными процессами, и заполнение наносами отрицательных форм (см. рис. 2) — определяется гравитационным полем планеты. Осуществляется эта работа путем разрушения горных пород, захвата и переноса продуктов разрушения и их отложения. Все ее звенья могут быть обозначены математическими символами и выражены соответствующими формулами, но для их решения необходимо учесть влияние и взаимодействие весьма многочисленных и разнообразных факторов и в первую очередь интенсивность переработки рельефа внешними агентами зависит от стойкости горных пород и энергии экзогенных процессов.

Стойкость горных пород зависит от химического состава и физических свойств слагающих минералов. Химическим составом определяется растворимость, стойкость горной породы по отношению к химическому выветриванию, физическими свойствами (твердость, спайность, трещиноватость и пр.) — сопротивляемость горной породы температурному воздействию, разрушению при замерзании воды в трещинах, истиранию и т. д.

Энергия воздействия рельефообразующего агента зависит от многих причин, которые, в свою очередь, обусловлены климатом, рельефом и взаимодействием этого агента с другими геологическими процессами.

Климат определяется географическим положением территории, высотой ее над уровнем моря, направлениями воздушных течений, особенностями рельефа, удаленностью от моря и другими факторами. От него зависят режим температур воздуха и земной поверхности, характер, количество и распределение осадков, испарение, условия существования растительного покрова и животного мира, действующие на данном участке земной поверхности экзогенные рельефообразующие факторы. Резкие колебания

температуры способствуют процессам физического выветривания, обильные осадки — флювиальным процессам, сухость климата — проявлению деятельности ветра. Климат обуславливает и тип ландшафта, например, пустынный с присущими ему формами и типами рельефа, тропический карст, криогенные формы и пр.

Влияние рельефа в основном сводится к тому, что при сильно пересеченном рельефе и больших контрастах высот все экзогенные процессы развиваются наиболее энергично. Быстрое удаление продуктов разрушения способствует дальнейшему разрушению коренных горных пород. При выровненном рельефе процессы развиваются замедленно, на поверхности материнской породы накапливаются большие массы продуктов ее разрушения, которые ослабляют воздействие внешних агентов.

Взаимодействие эндогенных и экзогенных сил должно учитываться потому, что разрушение наиболее интенсивно происходит там, где внутренние силы создали (и создают) наибольшие контрасты рельефа, и ослабленно развивается в местах слабых (замедленных) движений.

Совершаемая экзогенными агентами работа может быть выражена количеством перерабатываемого, захватываемого, перемещаемого и отлагаемого материала и скоростью, с которой эта работа осуществляется. Переработка горных пород под действием внешних агентов может происходить без существенного перемещения продуктов разрушения. Накапливающиеся массы продуктов разрушения, лежащие на поверхности материнской породы, называются элювием.

Перемещение продуктов разрушения с обрывов и на крутых склонах происходит под действием силы тяжести. Для идеальных условий предельным углом наклона, с превышением которого лежащий на склоне обломок должен начать перемещаться, является угол в 35° . В действительности, поскольку в природе всегда на устойчивость рыхлых масс оказывает влияние степень их увлажнения, размер и окатанность частиц, колебания температуры и другие причины, перемещение происходит уже на гораздо более пологих склонах. Интенсивность процесса может быть выражена количеством материала, перемещаемого на единицу пути за единицу времени. Расчеты устойчивости рыхлых масс и склонов производятся для многих практических целей.

Захват и перенос продуктов разрушения горных пород текучими водами, ветром, морскими течениями, ледниками зависит главным образом от энергии движущейся среды (ниже условно потока). В общей форме энергия потока определяется формулой

$$E = \frac{M \cdot v^2}{2},$$

где M — масса (например воды в потоке); v — скорость движения среды (скорость течения потока, скорость ветра и т. д.);

для водного потока эта скорость берется в квадрате, для ветрового — в кубе); E — энергия (движущая сила).

Масса движущейся среды (потока) изменяется в очень больших пределах, например, для текучих вод — от тонких струек дождевых вод, стекающих по склонам, до мощных рек. Соответственно меняется и их рельефообразующая и геологическая роль, количество захватываемого и переносимого материала.

Скорость движения среды имеет очень важное значение. Небольшое увеличение скорости может сильно влиять на энергию потока. Скорость зависит от очень многих причин и в первую очередь от разности абсолютных отметок начала и конца движения потока (для реки это исток и устье) и от длины пути, проходимого потоком. Вычисления можно произвести по формуле:

$$i = \frac{H_1 - H_2}{L},$$

где H_1 — абсолютная отметка места начала движения; H_2 — отметка места конца движения; L — длина пути.

В случае применения этой формулы к характеристике реки через i выражается уклон (падение) поверхности потока на данном пути (обычно выражают в метрах на 1 км пути, поскольку уклоны на протяжении реки меняются). Уклоны склонов принято выражать в градусах; для воздушного потока вычисляют разность давления на единицу расстояния, за которую принимают 1° дуги меридиана, что составляет около 111,1 км, давление в начале и конце этого отрезка выражают в миллибарах.

В ряде случаев движение масс воздуха, воды может возникнуть не только в результате разности уровней (разность давления), но и по другим причинам, среди которых достаточно широко распространено воздействие одной движущейся среды на другую, находящуюся в покое. Примером могут служить морские дрейфовые течения, обусловленные действием ветров, приводящих в движение массы воды. В этом случае скорость течений определяется силой и продолжительностью ветра, трением воздуха о поверхность воды.

Во всех случаях скорость движения среды («потока») зависит не только от основной причины, вызывающей движение, но и еще от ряда факторов: трения о подстилающую поверхность и о пограничные среды (для реки — о дно, берега и воздух), от внутреннего трения, характера движения частиц (ламинарное, турбулентное), степени загрузки переносимым материалом и т. д. Все эти факторы отличаются большой изменчивостью, и степень их влияния должна в каждом конкретном случае учитываться особо.

Трение о пограничные среды зависит от физических свойств самой движущейся среды (возможны случаи смачивания, прилипания, скольжения, примерзания и т. д.), от характера поверх-

ности соприкосновения (шероховатости, степени покрытия растительностью) и движения взаимодействующих сред (например, влияние встречных и попутных ветров на течение реки).

Поверхность соприкосновения двух сред, даже при наличии слабого движения хотя бы одной из них, является местом зарождения вихрей и волн. Волны могут иметь разную частоту и длину, сложно сочетаться друг с другом и оказывать влияние на другую среду. С волновыми процессами в природе связан целый ряд явлений, приводящих к созданию характерных форм рельефа песчаных пустынь, песчаного рельефа на дне озер и морей и т. д.

Роль вихрей в захвате и переносе материала может быть исключительно велика. Возникновение вихрей (смерч, ураган, водовороты и пр.) обусловлено многими причинами, среди которых могут быть указаны: трение о пограничные среды, трение внутри самой движущейся массы, неравномерное движение смежных слоев, конвективные токи, неравномерное распределение температуры внутри движущейся массы и т. д.

Трение снижает среднюю скорость потока, следовательно, снижается и живая сила движущейся массы, что в большой степени сказывается на размерах частиц и масс переносимого материала. Влияние скорости на размер переносимых частиц можно показать на следующем примере.

Для перемещения ила по дну реки достаточна придонная скорость 0,075 м/с, гравий и мелкая галька (диаметр 10—20 мм) перемещаются при скорости 1,2—1,7 м/с, глыбы весом до 1,5 тонн — при скорости 4,4 м/с. Соотношение между массой перекатываемого по дну материала и скоростью течения выражается законом Эри и формулой

$$M = K \cdot v^6,$$

где M — масса перемещаемого материала, v — скорость, K — некоторый постоянный множитель.

Из формулы видно, что масса, увеличивающаяся за счет крупности частиц, перемещаемых по дну обломков горных пород, увеличивается пропорционально шестой степени скорости, т. е. при увеличении скорости вдвое масса приходящих в движение частиц возрастает в 64 раза. Транспорт волочением — одна из очень важных форм работы внешних геологических агентов, ибо при этом происходит разрушение (истирание и обтачивание) и переносимого материала, и той поверхности, по которой это волочение осуществляется.

Аналогичное явление наблюдается и при движении воздушных масс. При ветре скоростью 4,5—6,7 м/с перемещаются частицы песка диаметром более 0,25 мм, при скорости ветра 10 м/с — диаметром до 1 мм, а при скорости 12—13 м/с — до 1,5 мм. Суммарное количество материала увеличивается с увеличением площади, охваченной ветром данной силы.

Количество материала, переносимого внешними геологическими агентами во взвешенном состоянии, меняется в очень широких пределах и, помимо скорости течения, зависит от физических свойств движущейся среды (воды, воздуха, грязевого потока и т. д.), от удельного веса самих частиц, их формы и т. д. Физические свойства переносящей среды имеют очень большое значение, так как в зависимости от них изменяются «взвешивающие свойства» потока. Средняя плотность наиболее распространенных горных пород — 2,5 — 2,7 г/см³.

Будучи подхвачена воздушным потоком, частица такой породы перемещается с трудом, оказавшись в воде движется свободнее, а захваченная грязевым потоком, имеющим плотность до 1,8—2 г/см³, как бы плывет в этом потоке. Кроме «всплывания» перенос больших каменных масс и глыб грязевыми потоками облегчается глинистой смазкой, возникающей между ложем и переносимым материалом.

Влияние переноса на транспортируемый материал и подстилающую поверхность выражается в измельчении переносимых частиц (истирание, дробление) и разрушении той поверхности, по которой поток движется. При этом измельченный материал получает способность перемещаться при меньшей скорости потока, а сам поток обогащается дополнительными массами материала (продукты разрушения ложа). Возможность такого обогащения не беспредельна и в каждом случае зависит от энергии потока. В случае недогрузки возможен дальнейший захват, в случае перегрузки — часть (излишек) переносимого материала выпадает в осадок. Недогрузка и перегрузка потока могут возникнуть не только за счет поступления и расхода материала, но и происходить также в самом потоке, если скорость его меняется (на пути потока возникают препятствия, скорость возрастает на участках с большими уклонами и т. д.). Отложение происходит там, где прекращается движение среды (потока), т. е. там, где поток достигает наинизшего при данных условиях уровня (прекращается действие фактора, вызвавшего это движение). Для большинства рек земного шара это будет устье — место впадения в море или океан. Правда, в случае впадения реки в море не весь принесенный материал отлагается в устье, так как значительная часть его может быть перенесена продолжающей течь в море речной водой или подхвачена морскими течениями и волнами и проделать еще большой путь, прежде чем будет отложена на дне.

Время — чрезвычайно важный фактор, определяющий результат деятельности геологических рельефообразующих агентов. Даже очень слабое воздействие, проявляющееся длительное время, способно разрушить высочайшие горы, привести к накоплению мощных осадочных толщ, переместить большие массы материала и сформировать крупные дюны на обширных пространствах побережий.

Основные законы захвата, переноса и отложения вещества применимы ко всем внешним геологическим агентам с соответствующими коррективами на физические особенности движущихся сред. Работа этих агентов регулируется и направляется гравитационным полем планеты, а распределение деятельности по поверхности земли подчиняется строгим закономерностям, обусловленным распределением суши и моря, тепла и влаги, движениями воздушных масс, распределением животного мира и растений и рядом других причин.

§ 2. Формы рельефа, обусловленные выветриванием

Процессы выветривания — физическое разрушение и химическое преобразование горных пород и минералов, происходящие в результате колебаний температуры, замерзания воды в трещинах горных пород, химического действия воды и различных химических агентов (газов, кислот и т. п., находящихся в воздухе, в почве, в водных растворах), животных и растений. Выветривание не есть деятельность ветра и отличается от нее рядом особенностей. Различают три типа выветривания: физическое, химическое и органическое.

При физическом выветривании минералы и горные породы распадаются на обломки, не меняя химического состава. Главными агентами физического выветривания являются резкие колебания температуры и замерзание воды в трещинах горных пород. Температурное выветривание наиболее интенсивно развивается при резких колебаниях температур поверхности горных пород. В результате расширения и сжатия, неравномерных на поверхности и в глубине породы, в ней возникают напряжения, порода растрескивается и шелушится; этот процесс называют десквамацией. Наиболее подвержены растрескиванию темноокрашенные горные породы (например базальт), которые сильнее нагреваются и быстрее остывают. Сильно разрушаются породы, образованные минералами, обладающими разными коэффициентами расширения и спайности. Примером может служить гранит, состоящий из зерен кварца, полевых шпатов и слюды. В таких породах разрушение может происходить не только на поверхности земли, но и на глубине нескольких метров при значительных и резких колебаниях температур (более 5—10°). Морозное выветривание происходит при колебаниях температуры около точки замерзания и осуществляется в результате замерзания воды в трещинах горных пород.

Физическое выветривание может иметь место и под действием кристаллов солей, растущих в трещинах и порах породы, куда соль выносится водой, поступающей по капиллярам из более глубоких и влажных слоев. Этот процесс может происходить и при участии воды, конденсирующейся ночью на охлажденной поверхности скал и просачивающейся внутрь породы. Днем при

высыхании породы вода поднимается по капиллярам к поверхности и испаряется, а вынесенные соли кристаллизуются в трещинах. Растущие кристаллы откалывают от материнской породы частицы разной величины — **с о л е в о е в ы в е т р и в а н и е**, которые затем осыпаются, уносятся ветром и водой. При медленном и слабом поступлении солей на камнях образуется твердая корка с темной блестящей поверхностью, называемая **п у с т ы н н ы м з а г а р о м**. В этом случае разрушение происходит внутри породы, откуда при участии воды и бактерий выносятся растворимые железисто-марганцевые соединения. Этот процесс как бы объединяет физическое, химическое и органическое выветривание.

При **х и м и ч е с к о м в ы в е т р и в а н и и** минералы и горные породы претерпевают химические изменения: растворяются, присоединяют молекулы воды (гидратация), образуют новые соединения с кислородом воздуха и углекислым газом. Благоприятствуют этому выветриванию влажный и теплый климат и обилие химических агентов, что характерно для влажного тропического климата.

О р г а н и ч е с к о е в ы в е т р и в а н и е выражается в форме физического и химического разрушения и преобразования горных пород растениями и животными. Примером может быть физическое разрушение скал корнями растений, проникающими в трещины. Менее заметна, но гораздо важнее скрытая физическая и химическая деятельность растений и животных в почве и материнской породе. Корни пронизывают грунты, разрыхляют их, воздействуют на них химически, «перекачивают» вещества из одних горизонтов в другие, расходуют различные соединения на построение тканей. Велика роль почвенных бактерий и животных (червей и землероев). Образующиеся при разложении отмершего органического вещества соединения также участвуют в процессах выветривания.

Процессы выветривания развиваются в слоях, лежащих выше уровня грунтовых вод. Глубина распространения процессов выветривания различна и изменяется от нескольких дециметров до сотен метров. Захваченная выветриванием толща земной коры называется **з о н о й в ы в е т р и в а н и я**. Наиболее интенсивно процессы выветривания развиваются в верхних горизонтах, постепенно затухая на глубине, прослеживаясь в порах и трещинах. В равнинной местности, где снос продуктов выветривания затруднен, на поверхности выветриваемой породы образуется мощный чехол, состоящий из наиболее стойких к выветриванию минералов, входящих в состав материнской породы, и вновь образовавшихся гипергенных минералов — продуктов химических реакций, протекавших в процессе выветривания. В верхних горизонтах этого чехла признаки материнской породы сохраняются в наименьшей степени, на глубине их становится больше, а в нижних содержится обломки породы, лишь частично преобразованные выветриванием. Весь этот чехол называют **э л ю в и -**

ем, или корой выветривания, представляющей собой древний элювий, иногда сцементированный каким-либо цементом или обогащенный соединениями алюминия и железа.

В условиях пересеченного рельефа подготавливаемые выветриванием (раздробленные, разрыхленные и переведенные в «транспортбельное» состояние) массы перемещаются с возвышенных участков в понижения. Происходит это под действием силы тяжести, в результате изменения объема рыхлых масс при колебаниях температуры, под действием ветра, стекающей по склонам воды, при участии ледников и т. д. В целом этот процесс получил название денудации.

Эффект (геологический и геоморфологический) взаимодействия выветривания и денудационных процессов зависит от состава горных пород и их подготовленности к воздействию процессов выветривания (сланцеватость, трещиноватость), рельефа, типа выветривания и взаимодействия с другими агентами денудации. В ряде случаев большое влияние могут оказать и эндогенные силы (тектонические движения).

Своеобразные формы рельефа возникают при выветривании пород, имеющих неодинаковую стойкость (в различной степени разбиты трещинами, неравномерно сцементированы, растворимы). Процессы выветривания быстрее разрушают слабые участки горных пород, препарируют и расширяют трещины, т. е. действуют избирательно. Происходит так называемое селективное выветривание. Продукты выветривания удаляются агентами денудации и на их месте образуются понижения, более же стойкие части пород выступают на местности в виде различных, часто причудливых останцов выветривания. Они имеют форму башен, столбов, напоминают фигуры животных и людей. Формы выветривания являются хорошими ориентирами, и их принято отмечать на картах специальным условным знаком.

С влиянием выветривания связано развитие различного рода отдельностей и форм микрорельефа, осложняющих поверхность более крупных форм и подчеркивающих строение (слоистость, трещиноватость и пр.) горных пород. При селективном выветривании выявляется присущая горным породам трещиноватость и отдельность (например, столбчатая для базальтов, матрацевидная у гранитов). На скалах и глыбах других пород может возникнуть сложный ячеистый, кружевной рисунок; в слоистых толщах на крутых склонах и обрывах образуются карнизы, террасы и т. д.

§ 3. Гравитационные формы

Широко распространены различные формы и образования, возникающие при накоплении и движении масс продуктов выветривания на вершинах и склонах гор, в долинах и иногда даже на равнинной местности. В горах в результате интенсивно развивающегося выветривания (особенно физического) от материнской

породы отделяется значительное количество больших и малых обломков, лежащих относительно спокойно на ровной поверхности и образующих камнепады на обрывах и крутых склонах. Скопления крупных каменных глыб и щебня на ровных поверхностях и плоских вершинах называют каменными морями и каменными россыпями, а располагающиеся на склонах или их подножиях — каменными осыпями. Узкие полосы осыпей на склонах, в ложбинах и на дне долин называют каменными реками и каменными ледниками. Часто осыпи покрывают большие участки склонов, постепенно расширяясь к их основанию и образуя обширные прислоненные к склону конусы, обращенные вершиной к борозде или лотку, по которому поступает обломочный материал с вышележащей части склона.

Обломочный материал россыпей и осыпей находится в постоянном движении, более интенсивном в осыпях. Движение происходит в результате изменения объема массы всего материала и отдельных глыб при колебаниях температуры, продолжающегося выветривания материнской породы и массы россыпи, выноса водой мелких продуктов распада и других процессов. Большое значение имеет замерзающая в россыпи (осыпи) вода. Обычно движение россыпи может быть установлено длительными наблюдениями, но в осыпях, расположенных на крутых склонах, развивается быстро и может приобрести даже катастрофический характер. Осыпи вызывают большие затруднения при постройке дорог в горах. На борьбу с этим явлением приходится расходовать большие средства: строить подпорные стенки, делать над дорогами специальные перекрытия. Для изображения каменных осыпей и россыпей на топографических картах применяются специальные условные знаки.

Каменные россыпи и осыпи представляют собой типичный элемент горного ландшафта. Для их образования на местности необходимо быстрое удаление мелкозема, наличие крутых склонов, преобладающее перемещение под действием гравитации. Удаление мелкозема обычно достигается за счет быстрого стока атмосферных вод, проникающих в тело осыпи. Большинство осыпей на склонах имеет крутые углы наклона (около 32—37°), увеличивающиеся к вершине склона. На более пологих склонах, при затрудненном удалении мелких обломков и усилении процессов химического выветривания, среди крупного материала образуются скопления мелкозема, начинается развитие растительности, подвижность осыпи уменьшается. В этих случаях движение происходит в связи с набуханием склоновых отложений во влажное время года и усыханием во время засух, а также при замерзании и оттаивании грунтов. Движение верхних слоев усиливается весной, когда талые воды насыщают оттаявшие слои, но еще задерживаются лежащими ниже мерзлыми слоями. Насыщенный водою грунт приобретает свойства пльвуна и постепенно сколь-

зит вниз по склону. Этот процесс тождествен солифлюкции, развивающейся в условиях вечной мерзлоты в деятельном слое.

Движение грунтов на склонах — широко распространенный процесс, который наблюдается даже на очень пологих склонах. Среди причин, от которых зависит его интенсивность, большое значение имеют состав склоновых отложений, крутизна склона, его ориентировка по отношению к странам света и направлению господствующих ветров, температура, влажность, растительность и другие факторы.

Накопление рыхлых продуктов выветривания на склонах и на дне горных долин, особенно в условиях засушливого климата с ливневым выпадением осадков, часто способствует образованию грязе-каменных потоков — селей.

О п л ы в и н ы — мелкие смещения на склонах, захватывающие тонкий приповерхностный слой сильно переувлажненных грунтов. Широко распространены в районах развития многолетней (вечной) мерзлоты, часто развиваются на склонах в зоне умеренного климата в период таяния снега, когда оттаявший и насыщенный водой грунт сплывает по слою, скованному сезонной мерзлотой. В горной местности оплывины возникают во время сильных дождей на крутых склонах, покрытых продуктами выветривания коренных пород, и могут явиться началом грязе-каменных потоков (селей).

О п о л з н и — скользящие смещения больших земляных масс, иногда развивающиеся длительное время и происходящие без опрокидывания и свободного падения сползающей массы (в противном случае образуется **о б в а л**).

Оползни возникают в результате суффозии, при подмыве крутых склонов реками, волнами морей, озер, водохранилищ, при нагрузке неустойчивого склона каким-либо сооружением, пропитывании грунтов дождевой или талой снеговой водой, при резких сотрясениях склона во время землетрясений и даже при прохождении транспорта. Особенно сильно оползни поражают крутые морские берега, склоны речных долин, крутые берега водохранилищ. При оползании происходит разрыв сплошности пород и скольжение оторвавшейся массы. Линия отрыва в плане часто имеет форму вогнутой кривой, обращенной вогнутостью вниз по склону. Благодаря этому на пораженном оползнями склоне возникают своеобразные **о п о л з н е в ы е ц и р к и**. Поверхность скольжения, по которой происходит движение сползающих масс, может иметь различную форму и зависит от геологического строения склона (рис. 13).

Среди большого разнообразия оползней принято различать **о п о л з н и п е р в о г о п о р я д к а**, существующие захватывающие коренные породы, еще не оползавшие ранее, и **о п о л з н и в т о р о г о п о р я д к а**, развивающиеся в уже сползавших массах. Кроме того, выделяют оползни **с о с к а л ь з ы в а н и я**, образующиеся при разрыхлении основания склона суффозией,

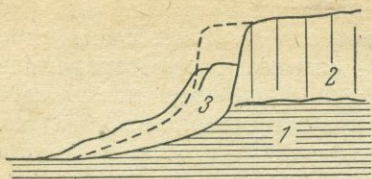


Рис. 13. Схематический разрез оползня.
1 — глины; 2 — суглинки; 3 — оползневые массы

разжижении поверхности глинистого слоя подземными водами, при подмыве рекой, волнами моря, озера, т. е. при уничтожении опоры склона снизу, и оползни толкающие, представляющие собой массы пород, сорвавшихся с верхних частей склона, покров нижней части которых сминается в складки, вздувается буграми, местами возникают трещины и

ямы, или оползень делится на ступени, передняя из которых приобретает наклон, обратный движению.

Признаками развивающихся оползней являются трещины на склонах, иногда имеющие дугообразную форму, оползневые террасы, «пьяный лес», в котором стволы деревьев наклонены в разные стороны, некоторые стволы изогнуты в виде сабли, другие многократно искривлены. Развившиеся и уже закрепленные оползни выделяются на склонах и у подножий в виде бугров, чередующихся с различного рода понижениями. Понижения располагаются в тыловой части сползающих масс (и отдельных блоков оползня), благодаря способности оползней несколько запрокидываться при движении вниз по склону. Эти понижения часто бывают заболочены. Одиночные оползни могут достигать площади в несколько гектаров, а группы иногда охватывают участки склонов в несколько квадратных километров, вдоль морских побережий зона оползней имеет ширину до 2—3 км и прослеживается вдоль берега на сотни километров (берега Мангышлака и др.).

§ 4. Флювиальные процессы и формы рельефа

Текучими водами называют все воды, стекающие по поверхности суши: дождевые, талые снеговые, воды временных и постоянных ручьев и рек, малых и больших рек. Текучие воды, как и другие внешние агенты (кроме выветривания), производят разрушение поверхности, по которой стекают, путем растворения, смыва и линейного размыва — эрозии, переносят (транспортируют) и отлагают (аккумулируют) принесенный материал. Характер и масштабы этой работы зависят от очень многих причин, в том числе и от формы стока поверхностных вод, который может быть нерусловым и русловым.

Нерусловой сток, в свою очередь, подразделяют на плоскостной и струйчатый. Плоскостной сток возникает при сильных дождях на пологих, однообразных (без неровностей) склонах, в виде тонкого слоя воды, движущегося по всей поверхности. Струйчатый сток возникает при слабых дождях и наличии мелких временных препятствий на склоне, раз-

бывающих стекающую воду на мелкие блуждающие струйки, устремляющиеся в сторону общей покатости.

Стекающие по склонам и лишённые постоянных русел воды захватывают по пути мелкие частицы горных пород, у местных мелких препятствий отклоняются в стороны, расластываются, вновь собираются в струи и влекут вниз по склону захваченный материал. Таким путем развивается процесс, получивший название плоскостного смыва.

На интенсивность плоскостного смыва большое влияние оказывают свойства грунта и крутизна склона, характер и степень развития растительного покрова, количество и характер выпадения осадков, скорость таяния снега, условия просачивания и испарения, ориентировка склонов относительно стран света и направления ветров, несущих осадки, и ряд других факторов. Геологическим строением определяются водопроницаемость и степень прочности горных пород, слагающих склон. Смыву благоприятствуют водоупорные нецементированные породы (например, супеси, суглинки). Породы водопроницаемые впитывают большое количество воды, что препятствует смыву; породы, цементированные и механически прочные, слабо разрушаются мелкими струйками, и смыв здесь ослаблен. От крутизны склона зависит скорость стекающих струй и, следовательно, их живая сила, потери на испарение и просачивание. На более крутых склонах смыв (при прочих равных условиях) происходит интенсивнее, чем на склонах пологих. Растительный покров препятствует смыву, задерживая и испаряя дождевую воду, скрепляя склон корневой системой, увеличивая шероховатости склона. При сомкнутом растительном покрове смываются только растворенное вещество и частицы диаметром менее 0,0001 мм. При отсутствии, слабом развитии или уничтожении растительного покрова смыв может происходить очень интенсивно и даже принимать катастрофические размеры (около 20—50 тонн с гектара в год). Количество осадков, характер выпадения дождей (морозящие, ливневые), скорость таяния снега, испарение, ориентировка и длина склонов определяют количество воды, стекающей по единице поверхности склона за единицу времени. Чем больше осадков и скорость стекания, тем интенсивнее происходит плоскостной смыв.

Стекая к подножию склона, переходящего в ровную поверхность, воды растекаются по ней, застаиваются в западинах, впитываются и испаряются, оставляя принесенный материал. В результате его отложения переход от склона к расположенной у его подножия (основания) поверхности становится более плавным, склон приобретает вогнутый профиль, на его более пологой, нижней части воды двигаются медленнее, и отложение материала может распространиться на этот участок склона. При этом происходит сортировка материала: выше по склону отлагаются более крупные частицы, а ниже более мелкие. Образующиеся таким путем отложения называют делювием. При широком

распространении делювий сплошь покрывает основание склонов и прилежащие к ним пространства, образуя делювиаль-
ный плащ (шлейф).

За счет смыва с верхних частей и отложения материала у основания склоны становятся более пологими, местность постепенно выравнивается. Однако следует отметить, что делювиальный процесс на склонах очень часто осложняется химическим выносом растворимых солей проникающими в грунт водами, развитием микрооползней, оползанием оттаивающих грунтов и другими процессами, степень выраженности которых в очень большой степени определяется климатом, а часто и воздействием человека.

В местах выпадения сильных дождей на крутых склонах, сложенных неоднородными по механическому составу грунтами, например, суглинками с отдельными крупными валунами, могут образоваться оригинальные формы рельефа — земляные пирамиды. Возникают они путем смыва дождевыми каплями и стекающей по склону водой мелкого грунта вокруг лежащих на склоне валунов. Находящийся под валунами грунт предохранен ими от размыва и при снижении (за счет смыва) общей поверхности склона сохраняется в виде земляной пирамиды, на которой часто можно увидеть венчающий ее камень. В сильно пересеченной местности (горной) при скоплении на склонах, поверхность которых плохо скреплена растительностью, больших масс продуктов выветривания возникают грязе-каменные потоки — сели. В этих случаях ливневые дожди могут вызвать смыв катастрофического характера. Массы воды, смешиваясь с захваченным материалом (мелкозем, щебень, валуны), превращаются в грязе-каменную массу и устремляются к подножию склонов в долины, производя сильное опустошение. Обычно движение грязевых и грязе-каменных масс продолжается и по дну горных долин, где они смешиваются с водами реки и приобретают еще большую подвижность. Выходя на предгорную равнину, сели распространяются на обширные площади, заливают культурные земли, производят сильные разрушения в селениях и городах (например, селевой поток 8 июля 1921 г. в г. Алма-Ата).

Процесс образования и развития селя складывается из нескольких звеньев и не может быть связан только с безусловным стоком, за счет которого осуществляется лишь захват материала на склонах (в так называемой водосборной воронке). Спустившись со склона и собравшись в русле, масса селя движется уже как русловой поток, перенасыщенный обломочным материалом (до 70—80% от общего объема), в котором крупные глыбы и валуны как бы плывут в массе жидкой грязи. При выходе из горной долины весь этот материал распределяется в виде пологого конуса выноса, обращенного вершиной к устью долины, в котором наиболее крупный материал расположен ближе к горам (5—7 км), а наиболее мелкий вынесен далеко (40—50 км) на предгорную

равнину. Образующиеся таким путем отложения селевых и временных потоков называют пролювием.

Борьба с селями осуществляется путем постройки мощных защитных дамб, плотин, отвода русел потоков в сторону от культурных земель, закрепления размываемых склонов растительностью. Примером служит мощная дамба в долине р. Малой Алматинки.

Русловой сток подразделяют на временный и постоянный. Наиболее распространенным примером временного руслового стока может служить сток вод атмосферных осадков по достаточно протяженным и неровным склонам, где вода собирается в понижениях в потоки и ее разрушительная деятельность из плоскостного смыва переходит в линейный размыв — эрозию. Примером постоянного стока служат ручьи и реки.

Основные закономерности рельефообразующей деятельности потоков могут быть изучены на модели или на примере гипотетического потока, стекающего по однородному (по сопротивлению грунтов размыву и по уклону) склону. Во время дождя по склону стекает вода, количество которой, приходящееся на единицу поверхности, закономерно возрастает к подножию склона (за счет воды, поступающей с вышележащей части склона). При увеличении количества воды увеличивается мощность (глубина) стекающего слоя, что сопровождается увеличением гидростатического давления на грунт и увеличением скорости (за счет уменьшения влияния трения о пограничные среды). Совершенно очевидно, что с увеличением массы и скорости стекающей воды возрастает и ее способность размывать поверхность склона. Имея конкретные данные о строении склона и сопротивляемости слагающих его грунтов размыву, можно рассчитать скорость потока, при которой этот размыв начнется, т. е. так называемую критическую скорость. Для таких расчетов предложены формулы, в которых учитывается влияние многочисленных факторов: характеристики грунта, удельный вес воды, уклоны и др. [10].

Для нашей модели примем, что наиболее благоприятные условия для размыва возникли у основания склона (наибольшее количество воды и наибольшая скорость) и здесь образовалась первичная эрозионная форма — промоина (рис. 14, кривая $B-I$).

С образованием промоины условия размыва склона резко меняются. На склоне появляется участок увеличения уклонов там, где стекающая вода вступает в вершинную часть промоины (участок кривой $B-I$ на отрезке $C-D$). Здесь резко усиливается размыв, и вершина промоины постепенно перемещается вверх по склону (I, II, III, IV). Этот процесс называют п я т я щ е й с я (р е г р е с с и в н о й) э р о з и е й.

По дну промоины вода движется уже потоком в русле. При одинаковом количестве воды в распластанном слое и в потоке глубина потока больше, трение о подстилающую поверхность и о воздух меньше сказывается на общей скорости потока, в потоке

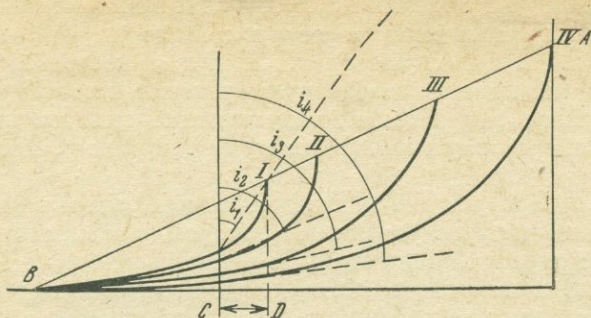


Рис. 14. Схема развития продольного профиля потока и изменений уклонов на одном из участков русла.

Объяснение в тексте

развивается турбулентность, способствующая захвату и переносу продуктов размыва. Поэтому поток, стекающий по дну промоины, не только переносит продукты размыва, захваченные им в вершинной части промоины, но может производить (при недогрузке его переносимым материалом) дальнейшее углубление русла — глубинную эрозию, несмотря на то, что на этом участке уклоны русла стали меньше, чем первоначальный уклон склона (отрезок $B - C$ на кривой $B - I$).

В процессе углубления и удлинения эрозионной формы рельефа продольный профиль потока и характер производимой потоком работы меняются. На выбранном отрезке $C - D$ видим, что до начала размыва уклон ложа потока соответствовал уклону склона. Позднее на этот участок распространяются места наибольших уклонов — кривая $B - I$ и интенсивной глубинной эрозии. Средний уклон, выраженный в градусах и полученный путем простых вычислений $I_1 = 90^\circ - i_1$ на этом участке, может быть много круче уклона склона. Еще позднее вырабатываются кривые $B - II$, $B - III$, $B - IV$, места наибольших уклонов перемещаются выше по продольному профилю потока, а на отрезке $C - D$ в результате русловой глубинной эрозии уклоны становятся меньше первоначального уклона склона соответственно $I_2 = 90^\circ - i_2$, $I_3 = 90^\circ - i_3$, $I_4 = 90^\circ - i_4$. Уменьшение уклонов сопровождается уменьшением скорости и движущей силы потока, интенсивный размыв, происходящий на выбранном нами участке течения при выработке профиля $B - I$, должен постепенно ослабевать и может прекратиться, поскольку медленно текущий поток, перегруженный материалом, поступающим с верховий, на этом участке расходует свою энергию только на транспортировку, которая при дальнейшем снижении скорости может смениться аккумуляцией.

Продольный профиль потока, при котором достигается относительное равновесие между движущей силой воды и сопротивлением русла, называют профилем равновесия.

Состояние равновесия неустойчиво и может быть нарушено изменением количества протекающей в русле воды, поступлением избыточного материала и др. Таким образом, поток, его русло, склоны его долины, вся водосборная площадь и совершающиеся на ней процессы (развитие растительности, смыв, испарение и т. д.), количество и режим осадков представляют собой сложную динамическую систему, нарушение которой найдет отражение в продольном профиле потока и в его русле.

Обращаясь к рис. 14, видим, что все кривые продольного профиля привязаны к точке *B*, находящейся в основании склона. Она является самой нижней точкой продольного профиля и ее называют *б а з и с о м э р о з и и*. Например, для впадающей в море реки это будет уровень моря (основной базис эрозии). Широким распространением пользуются местные базисы эрозии. Ими являются резкие перегибы продольного профиля ложа потока. Примером может служить водопад. Верхний край (бровка) уступа, с которого низвергается вода, является для вышележащей части реки местным базисом эрозии. Местными базисами эрозии являются уровни проточных озер, для впадающих в них рек вершинные части порогов на реках, уровни предгорных равнин — для стекающих с гор и иссякающих здесь потоков и т. д.

Образующийся при выработке эрозионной формы материал выносится потоком к устью и отлагается у подножия склона. Если отложение этого материала происходит на суше, то формируется пологая аккумулятивная форма рельефа — *к о н у с ы н о с а*, а при отложении в море или озере в устье потока образуется дельта.

При выработке эрозионной формы поток не только углубляет свое русло и долину. Встречая на своем пути препятствия (например обвал со склона), поток отклоняется, подмывает берега и выработывает излучины — развивает боковую эрозию. За счет образования излучин путь от истоков до устья удлиняется, средний уклон становится меньше, снижается движущая сила потока, что способствует отложению переносимого материала в местах замедленного течения. При развитии излучин размыв сосредоточен у одного из берегов, который становится крутым и вогнутым (в плане), а у противоположного берега происходит отложение наносов и он становится пологим и выпуклым. За счет боковой эрозии происходит расширение долины потока. Отлагаемые потоками наносы называют *а л л ю в и а л ь н ы м и* (а л л ю в и й).

Временный русловой сток в ряде случаев может привести к образованию *р ы т в и н* (в о д о р о и н), *п р о м о и н* и *о в р а г о в*, резко расчлениющих склоны, разрушающих культурные земли; продукты размыва засоряют реки. Первыми признаками начинающегося размыва склона являются эрозионные борозды и рытвины. Появляются они на пашнях, в местах нарушенного растительного покрова, на дне ложбин (пологих понижений

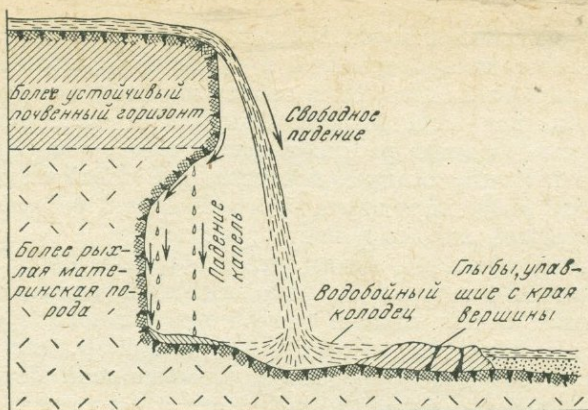


Рис. 15. Механизм развития вершины оврага (по С. С. Соболеву)

на склоне) и в других местах. Ширина рытвин от 0,1 до 1,0 м, глубина до 0,5—1,0 м, длина может достигать десятков метров. При дальнейшем размыве рытвина перерастает в более крупную форму — промоину, которая, в свою очередь, превращается в овраг. Глубина оврагов может достигать 40—50 м, ширина до 150—300 м, длина до 3—5 км.

Для активно развивающихся эрозионных форм рельефа характерны резкий поперечный U-образный профиль, крутые осыпающиеся склоны, узкое дно и вершинный перепад, особенно отчетливо выраженный у растущих оврагов. Стекающая по склону вода образует здесь небольшой водопад и под ним усиленно размывает русло, где образуется «водобойный колодец». В месте падения струй возникают брызги и волны, подмывающие основание уступа, вершина которого, скрепленная корнями растений, нависает периодически обрушивающимся карнизом (рис. 15). За счетпяющейся эрозии овраг растет вверх по склону. Аналогичным путем происходит отступление водопадов на реках. Быстро текущий по дну оврага поток подмывает склоны, размывает и углубляет русло, выносит захваченный материал из оврага к его устью, засоряет луга и пашни, выносит массы грунта в реки.

Овраги вскрывают горизонты подземных вод, что влечет за собой осушение колодцев и прилегающей местности, нарушают режим стока паводковых вод, являются местами, куда с полей ветрами сметаются массы снега и т. д.

Развитию оврагов благоприятствует пересеченный рельеф, слабопроницаемые, но легко размываемые горные породы, ливневые осадки, разреженный растительный покров, неосмотрительная деятельность человека (вырубка лесов на склонах, выпас скота, прокладка дорог и различные работы в местах, подверженных эрозии, неправильная распашка даже сравнительно пологих склонов). Вмешательство человека в эрозионные процессы тем

более опасно, поскольку в природе склоновые процессы часто находятся в состоянии неустойчивого равновесия. Оно легко нарушается, и рост оврагов принимает катастрофические размеры. Овраги, находящиеся в разных стадиях развития, наиболее распространены в районах Поволжья, Средне-Русской возвышенности, на юге Западной Сибири.

Изучению оврагов уделяется большое внимание. К настоящему времени создано несколько классификаций оврагов. В одном случае их подразделяют по месту заложения (например, донные — образуются на дне ранее существовавших понижений, боковые — на ровных склонах речных долин и других оврагов, висячие — имеющие устье на склоне выше его подножия и др.), в другом — по внешней форме или очертаниям бровок в плане (ланцетовидные, линейные, грушевидные и др.), что зависит от сочетания профиля склона (прямой, выпуклый, вогнутый, ступенчатый) с контурами оврага. Гораздо более важное значение при описании и изучении овражной эрозии имеет не столько передача формы оврага, сколько характеристика его с точки зрения развития и перспективы дальнейшего роста. Даже большие овраги, прекратившие рост и надежно закрепленные растительностью, не представляют той опасности, которой грозит небольшая промоина, возникшая на распаханном склоне, питаемая водой с обширной водосборной площади и имеющая все признаки активного развития. Еще большую опасность представляют большие растущие овраги с многочисленными боковыми оврагами, высокими и крутыми вершинными перепадами и большими массами стекающих вод.

Признаками «молодых» активно развивающихся оврагов являются: резко выраженные бровки и быстро отступающие к верховьям вершинные перепады; крутые, обнаженные или слабо покрытые растительностью, осыпающиеся и оползающие склоны, расчлененные боковыми оврагами; резкий V-образный поперечный профиль, сходящиеся под острым углом у дна оврага склоны и дно, полностью занимаемое руслом стекающего по оврагу потока. При развитии молодых оврагов нужно принимать срочные меры для борьбы с ними.

Прекращающие свой рост — «зрелые» овраги сохраняют еще резкие контуры, но склоны их уже закреплены растительностью, вершинный перепад еще может сохраниться, но отступает медленно (обычно за счет уменьшения количества поступающей воды, собирающейся с почти полностью освоенной оврагом водосборной площади), дно расширено за счет отступления склонов и боковой эрозии потока, частично закреплено растительностью и обнаженным остается только русло, в котором наблюдаются участки намытого и отложенного потоком материала (овражный аллювий). Такие овраги требуют внимательного наблюдения и небольшого объема работ для их закрепления и предотвращения возможного повышения их активности.

Прекратившие свой рост овраги полностью закреплены растительностью, они имеют сглаженные контуры и U-образный поперечный профиль (или имеют форму трапеции), бровки их сглажены (закруглены), вершинный перепад отсутствует, и вершина оврага плавно переходит в ложбину, по которой вода движется распластанным слоем, по дну оврага поток стекает медленно (за счет уменьшившихся уклонов) и русло его может быть на значительном протяжении закреплено растительностью. Такие «старые» овраги называют балками.* Они нуждаются только в систематическом наблюдении и устранении причин, способных вызвать активизацию эрозионных процессов.

Обычно у большинства оврагов признаки затухания раньше развиваются в низовьях и постепенно распространяются к верховьям, где овраг еще продолжает активно развиваться. В силу этого при исследованиях овражной эрозии необходимо особое внимание уделять именно местам их активного роста. Очень многие овраги, уже прекратившие свой рост, могут явиться местами нового бурного развития эрозионных процессов, например, при нарушении растительного покрова или режима стока рек (при мелиорации, постройке плотин, большом отборе воды и пр.), когда срезается уровень воды в реке во время паводка, к которому обычно привязаны продольные профили временных потоков, наиболее активных в периоды таяния снегов и сильных ливней. Если уровень рек в это время понижен, то в устьевых частях временных потоков возникает перепад, резко усиливается глубинная эрозия, которая затем начинает распространяться против течения, выработывая врезанный в дно закрепившегося оврага (или балки, ложбины стока) новый донный овраг.

Для борьбы с оврагами проводятся большие работы. Склоны и днища оврагов закрепляют растительностью (травы, кустарники, деревья), верховья для борьбы с развитием вершинного перепада — растительностью и различными сооружениями (бетонные лотки — быстротоки, бетонированные водобойные колодцы), в руслах строят плотины и запруды. Хорошие результаты дает обвалование вершин оврагов, препятствующее поступлению воды к вершинному перепаду с вышележащей части склона. С помощью дамб вода отводится от вершины оврага на закрепленные участки склона, у дамб возникают большие пруды, задерживающие сток.

При изучении оврагов и планировании защитных мероприятий важное значение имеют аэроснимки и топографические карты. На аэроснимке (особенно крупного масштаба) отлично видны не только сами овраги, но и тяготеющие к ним площади склонов, на которых часто распознаются детали, неразличимые при наземных наблюдениях. Например, на снимках прослеживаются пути движения струй неруслового стока (по характеру растительности,

* Большие балки являются долинами пересохших ручьев и речек.

по тональности грунтов и пр.), оконтуриваются водосборные площади, выявляются места повышения активности эрозии. На топографических картах крупных масштабов условным знаком изображаются промоины, растущие овраги, а при помощи горизонталей передаются характерные признаки оврагов (форма бровок, характер склонов и поперечный профиль. По картам определяется крутизна падения и разность отметок истоков и устья.

Постоянный русловой сток — реки, ручьи — в отличие от временных потоков действует непрерывно длительное время (кроме пересыхающих рек засушливых районов). Расходы и уровни рек изменяются в зависимости от времени года, количества осадков, таяния снега, испарения и других причин. В зависимости от режима стока изменяется характер работы реки и размеры той поверхности, на которой сказывается непосредственное воздействие потока. Большинство рек имеет меженное русло и пойму. В меженном русле вода протекает круглый год, пойма заливается водой только во время половодий. Пойма практически отсутствует только у рек, текущих в узких горных долинах. Отсутствие поймы у горных рек, изобилующих порогами и водопадами, обусловлено тем, что основная энергия их направлена на глубинную эрозию. Медленно текущие реки холмистых и равнинных стран значительную часть своей живой силы расходуют не на глубинную, а на боковую эрозию, т. е. на подмыв берегов русла (глубинная эрозия при этом не исключается). В результате подмыва берегов русло становится извилистым, берега и склоны долины развиваются неравномерно, процессы эрозии и аккумуляция сложно сочетаются друг с другом.

Выработка извилистого русла обусловлена сложными гидродинамическими особенностями потока и многими другими причинами. Наиболее простой из них может явиться возникновение препятствия у берега. Поток отклоняется этим препятствием к противоположному берегу и подмывает его основание. Отклонившись вновь, поток наискось пересекает русло и подмывает противоположный берег. Ниже по течению процесс повторяется, и русло становится извилистым. Образующиеся извилины русла называют и з л у ч и н а м и (рис. 16). При образовании излучин подмываемые берега становятся вогнутыми и крутыми, крутым становится в этом месте и склон долины, если он подмывается рекой. Наоборот, берега в тех местах, где река от них отклоняется, становятся выпуклыми, склоны более пологими и у их основания в русле начинается отложение речных наносов (руслового аллювия). Благодаря такому распределению процессов размыва и отложения в излучинах русло становится асимметричным, у подмываемого берега оно имеет большие глубины, а у противоположного меньше. При сильном понижении уровня воды в межень на выпуклых аккумулятивных берегах располагаются побочки, или пляжи.

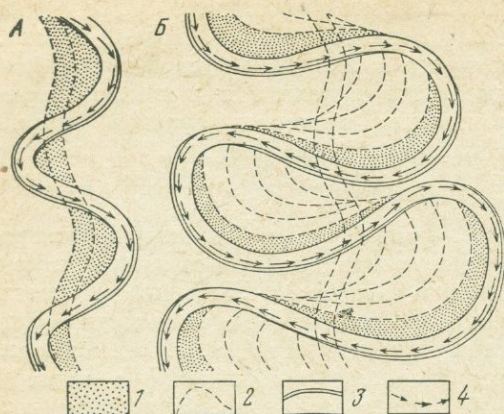


Рис. 16. Последовательные стадии развития излучин (А, Б)

1 — аллювий; 2 — последовательное положение русла; 3 — действующее русло; 4 — направление течения

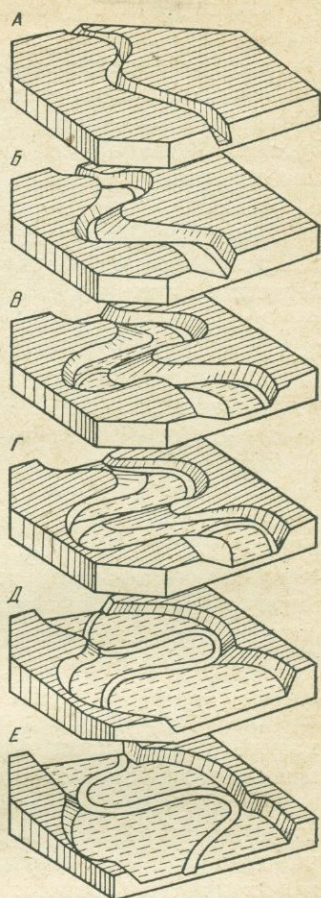


Рис. 17. Последовательные стадии развития излучин и образование пойменной долины (А—Е)

При дальнейшем развитии излучин извилистость русла увеличивается, и если в это время развивается еще и глубинная эрозия, то и русло, и долина становятся извилистыми, образуются врезанные излучины (рис. 17, А, Б, В). Если глубинная эрозия будет проявляться в дальнейшем слабо, излучины, имеющие общую тенденцию смещаться вниз по течению, срезают выступы коренных берегов и вырабатывают плоское дно долины (рис. 17, Г, Д, Е). При развитии крутых излучин возможно резкое сужение и прорыв их шеек в местах сильного сближения русла. В местах прорыва формируется новое русло, а отделившаяся излучина превращается в старицу. Отчлененный таким способом выступ коренного склона долины, лежащий между старым и новым руслом, называют останцом обтекания. Останцы обтекания, обойденные с двух сторон рекой, некоторое время сохраняются в долине в виде острова, а затем по мере заполнения

старицы наносами возвышаются среди долины холмами или скалами.

В развитии поймы и меженного русла имеется ряд различий. Так, пойма только на короткое время переходит на положение дна потока, а большую часть года водой не залита. Это дает возможность обычной наземной растительности, способной выдержать периодическое затопление и специфические условия поймы, заселить поверхность поймы. Во время половодий растительность пойм сильно уменьшает скорость течения. Малая глубина и распластывание пойменного потока по сравнению с русловым также замедляют течение. Все это приводит к накоплению на пойме наносов — пойменного аллювия.

Основная масса материала поступает на пойму путем выноса его из русла реки. Ввиду резкого изменения скорости течения вблизи бровки русла происходит наиболее быстрое отложение вынесенного материала и образуется характерная форма пойменного рельефа — прирусловой впадины. Меньше материала заносится водой дальше от русла, на центральную пойму, и наименьшее его количество поступает в удаленную часть — тыловую пойму, в силу чего накопление пойменного аллювия происходит здесь медленно, и эта часть поймы обычно понижена. Благодаря накоплению наносов в пойме разрез аллювиальных отложений на дне долины приобретает двухъярусное строение. Основание разреза слагает русловой аллювий (более грубый по механическому составу, часто с резко выраженной косою слоистостью), а верхнюю часть разреза — пойменный аллювий (обычно илистого состава).

Микрорельеф поймы связан с неравномерным отложением осадков, обусловленным различными препятствиями (пучками травы, кустарниками, деревьями) на пути текущей воды, неравномерным распределением скоростей водного потока и другими причинами. Поверхность поймы осложняют старицы, находящиеся на разных стадиях развития и заполнения наносами. После ухода вод половодья в основное русло поверхность поймы осушается и вода остается только в старицах. Устойчивое увлажнение поймы наблюдается при большой выравненности ее микрорельефа, наличии слоя илистых отложений или мерзлых грунтов, препятствующих просачиванию, и заболачивании ее поверхности водами источников. В этих случаях пойма зарастает растительностью, характерной для низинных болот (осока, тростник и т. п.).

В пределах широкой, хорошо развитой поймы река образует блуждающие и излучины, или меандры сложной конфигурации, напоминающие в плане букву S. Часто перестройка излучин осуществляется около определенных устойчивых (узловых) точек (рис. 18), положение которых следует учитывать при пересечении русел рек трассами газо- и нефтепроводов, линиями электропередач и т. д. Следы блуждания излучин (в виде старичных понижений, прирусловых валов, полос растительно-

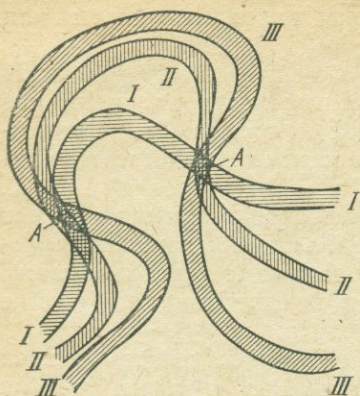


Рис. 18. Схема развития меандр I, II, III — последовательные положения русла. А—А — узловые точки

попеременно подходящие то к правому, то к левому коренным склонам долины и к склонам надпойменных террас. Пойма в виде отдельных массивов развита на внутренних берегах излучин. В пределах каждого массива можно выделить верхнюю по течению часть, наиболее приподнятую над меженным уровнем и сильно подмываемую рекой. Ниже по течению располагается средняя часть, имеющая общий наклон вниз по долине и от реки в сторону тылового понижения. Нижний конец пойменного массива — наиболее пониженный и часто отделяется от вышележащего склона долины занятым водой понижением — затоном, свободно соединяющимся с нижележащим плёсом. По внешней стороне средней и нижней части пойменного массива (вдоль меженного русла реки) располагается полоса интенсивно перемываемых в паводки прирусловых песков (пляж). Поверхность их может быть ровной или слабо наклоненной к межнему руслу, но может быть и осложнена песчаными грядами — гривами, ориентированными почти параллельно руслу. Кроме того, на пляже могут быть гряды, подходящие к руслу почти перпендикулярно или под острым углом, понижения между которыми залиты водой или слабо заболочены (в межень).

Односторонние поймы развиты на реках, русло которых смещено к одному из склонов долины. В этом случае пойма развивается на одном — луговом берегу (например, на левом берегу Волги), имеет большую (до нескольких километров) ширину и тянется вниз по долине на многие десятки и даже сотни километров. Эти поймы отличаются значительной устойчивостью, постепенно расширяются за счет нарастания прирусловой части, одновременно русло может смещаться в сто-

сти) хорошо видны на аэроснимках, что позволяет уверенно устанавливать форму прежних русел реки, а в некоторых случаях и давать прогноз их будущего смещения.

Поймы равнинных рек Н. И. Макавеев [9] подразделяет на четыре основных типа: развития боковой эрозии, в местах впадения притоков, с преобладанием глубинной эрозии и приустьевых участков и дельт. Основные типы пойм подразделяются им на подтипы, например, первый тип поймы подразделяется на двустороннюю и одностороннюю поймы.

Двусторонняя пойма образуется на реках, протекающих по широкой долине и имеющих хорошо развитые излучины,

рону подмываемого крутого склона долины. Поперечный профиль такой поймы может быть различен. При слабо развитой глубинной эрозии прирусловая часть несколько выше центральной поймы, а тыловая часть может быть не понижена и даже несколько повышена за счет отложения здесь материала (делювия), намывтого атмосферными водами с вышележащей части склона долины. При наличии глубинной эрозии поверхность поймы может получить общий уклон к меженному руслу.

Пойма в местах впадения притоков отличается рядом особенностей. Если река и ее приток имеют разные периоды половодья и уровень в русле главной реки повышается раньше, то воды притока испытывают подпор, и вода из реки может даже проникнуть в русло притока и создать в нем противотечение. С последним связано образование двух ярусов поймы, из которых верхний, обусловленный высокими уровнями воды в реке, может иметь уклон поверхности, направленный против течения притока, а нижний, сформированный половодьем притока, имеет нормальный уклон — вниз по течению притока. В местах слияния рек возможны заторы льда, сложные противотечения и другие явления, сопровождающиеся накоплением наносов, образованием островов, отмелей и т. д. Сложный микрорельеф, своеобразное распределение уклонов поверхности сильно затрудняют картографирование таких пойменных участков.

Поймы участков долин с преобладанием глубинной эрозии имеют небольшую ширину, редко превышающую ширину меженного русла, и могут сопровождать русло с одной или двух сторон на протяжении многих километров.

Эти участки отличаются малыми боковыми смещениями русла, устойчивостью поймы, ее относительной большей высотой над меженим урезом и более крупным составом фракций аллювия, по сравнению с отрезками преобладающей боковой эрозии (на данной реке). Часто под аллювием в русле реки в межень видны выходы коренных пород, слагающих дно долины, что указывает на общее медленное поднятие земной коры на этом участке и усиление глубинной эрозии.

Поймы приустьевых участков и дельт отличаются в первую очередь относительно небольшой высотой над меженим горизонтом реки, что обусловлено распытыванием потока перед впадением в море — явлением, которое наблюдается в половодье. Их отличает также большее количество илстых отложений, чем на вышележащих отрезках течения реки, и большая ширина поймы, разбитой на множество массивов и островов ветвящимися руслами и протоками. Для всех частей поймы характерны хорошо выраженные в рельефе прирусловые повышения (валы), которые на островах окаймляют пониженные внутренние части, обычно сильно заболоченные. Дельтам свойственны быстрые изменения очертания русел, изменение глубины

протоков, появление новых островов и постепенное выдвигание внешней стороны дельты в море (озеро).

Дельты, выступающие за линию основного берега моря (озера) (дельты выступания) могут представлять собой широкое плоское пространство, по которому блуждают русла разветвившейся реки, и постепенно выдвигаться в море широким, выпуклым фронтом. У несущих большое количество взвешенного материала рек отложение наносов происходит вдоль русел протоков даже тогда, когда поток выходит за пределы внешнего края основной площади дельты. В этом случае в море возникают валы, сопровождающие русло, отмечающие пути движения потоков (ветвистая дельта).

При впадении реки в залив происходит его заполнение наносами (дельта заполнения). Край дельты может не выступить за основную линию берега, если в море проходят течения, препятствующие отложению наносов.

В местах расширения долин на многих реках, несущих обильные наносы, образуются так называемые внутренние дельты. Это обусловлено тем, что во время половодий вода в узкой долине течет быстро, а при выходе на расширенный участок расплывается, теряет скорость и отлагает наносы в русле и пойме, образуя отмели, острова и многочисленные протоки. Заканчивающиеся в пустынных областях, не доходящие до приемного бассейна (моря, озера) реки образуют сухие дельты, которые практически мало чем отличаются от конусов выноса временных потоков.

В устьях рек, впадающих в моря с высокими приливами, дельты часто отсутствуют. Это обусловлено тем, что во время прилива сток по руслу в сторону моря прекращается, река как бы подпруживается, а во время отлива быстро стекает в море и уносит наносы в море, которые и отлагаются на его дне вдали от берегов. Такие промытые и расширенные устья рек называют эстуариями.

Надпойменные террасы — поверхности, часто сохраняющие черты пойменного микрорельефа, но затоплению не подвергающиеся (имеющие отметки поверхности большие, чем высоты паводков). Располагаются они уступами на дне и склонах долины (рис. 19).

Причины образования надпойменных террас различны. Одна из них может заключаться в том, что в процессе расширения долины происходит расширение поймы, и воды во время разливов расплываются все более тонким слоем. Одновременно с расширением поймы увеличивается и высота ее поверхности за счет отложения пойменного аллювия. Эти процессы приводят к тому, что наиболее повышенные участки поймы перестают заливаться водами средних половодий и превращаются в так называемую высокую пойму, заливаемую только во время самых высоких разливов. При дальнейшем расширении долины и сни-

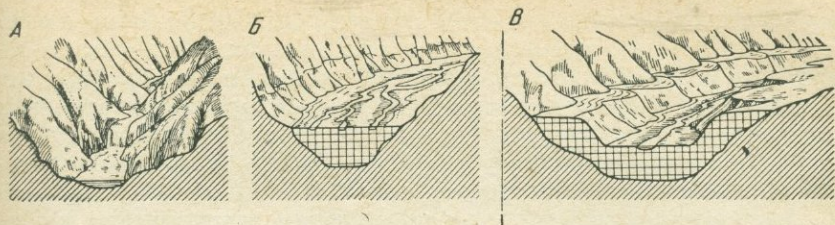


Рис. 19. Последовательность развития речной долины и образования надпойменной террасы (А, Б, В)

жении уровня паводков затопление высокой поймы может прекратиться, и она перейдет на положение надпойменной террасы.

Другая причина превращения поймы в надпойменную террасу — усиление глубинной эрозии и углубление русла, в результате чего вся вода паводков проходит в русло и пойму уже не заливают. Река начинает вырывать новую пойму на более низком уровне, а старая пойма превращается в надпойменную террасу.

Наиболее распространенной причиной усиления глубинной эрозии является понижение базиса эрозии, основного или местного. Последним могут являться бровки уступов водопадов, вершинные части порогов и другие места резкого перелома продольного профиля реки. При понижении основного базиса эрозии (например, понижение уровня приемного бассейна, тектонические поднятия суши по отношению к уровню моря) в низовьях реки резко возрастает скорость течения, начинается усиленный врез русла и постепенное распространение этого процесса к верховьям реки (пятящаяся эрозия). При достаточно длительном отрезке времени прежняя пойма превратится в надпойменную террасу. Такие террасы принято называть цикловыми, поскольку образование их обусловлено определенным цикловым развитием реки, ее эрозионной деятельностью и развитием самой долины. Цикл складывается из вреза русла и долины, расширения долины и выработки поймы, а прекращается с новым врезом и переходом старой поймы на положение надпойменной террасы. Эти террасы наиболее многочисленны в приустьевых частях долин, здесь они сильнее разнятся по высоте, а к верховьям число их становится меньше и высоты снижаются (террасы выклиниваются).

Иногда усилению эрозионной деятельности реки предшествует период накопления обильных наносов на дне долины. Это может произойти, например, при повышении базиса эрозии (уровня приемного бассейна) или погружении суши в районе устья реки. При последующем усилении эрозии река врежет русло в свои древние наносы и образующаяся надпойменная терраса окажется сложенной древним аллювием (аллювиальная терраса). Если врез будет глубоким, русло врежется в породы, слагающие коренное дно долины, и они станут видны в основании

террасы, образуется смешанная, или докольная, терраса. При малом слое аллювия он может быть смыт с поверхности террасы, и она окажется целиком сложенной коренными породами, т. е. будет коренной. * Иногда коренными террасами являются выходы твердых пластов в склонах долины; такие террасы называются структурными (обусловлены геологическим строением местности).

Приведенные примеры далеко не исчерпывают всего многообразия террас, встречающихся в речных долинах, и причин их образования (например, изменение водоносности и режима стока рек, эрозионные процессы на водосборной площади, перераспределение стока между смежными бассейнами, влияние деятельности человека и т. д.). Обычно в долинах мы имеем не менее трех, а местами и более 15 террас различного строения и происхождения.

При изучении террас счет их принято вести снизу — от самых молодых (например, первая надпойменная, вторая надпойменная и т. д.).

Типы речных долин можно выделять по многим признакам, из которых наиболее общепринятым (особенно пригодным для картографических целей) является принцип деления по форме поперечного профиля и общей морфологической характеристике.

По форме поперечного профиля речные долины подразделяют на теснины, каньоны, ущелья V-образные, U-образные, корытообразные, ящикообразные, трапецевидные и террасированные. Кроме того, долины можно подразделить на симметричные и асимметричные.

Теснины образуются в результате глубинной эрозии, имеют отвесные склоны, отстоящие один от другого иногда всего на несколько метров, глубину от нескольких десятков до нескольких сотен метров, напоминая, таким образом, узкие щели, как бы пропиленные в горных породах (как правило, в скальных). Встречаются теснины в горных районах, реже среди холмистой местности и всегда служат указанием на очень сильно развивающуюся глубинную эрозию. Поймы нет и все дно занято руслом потока с порогами и водопадами.

Каньоны так же, как и теснины, имеют глубину, иногда во много раз превышающую ширину (в придонной части между основаниями склонов); русло реки занимает все дно каньона. Склоны чаще всего представляют собой чередование скалистых обрывов с горизонтальными или слабонаклонными площадками (при соответствующем залегании слоев) и участками, покрытыми осыпями. Типичны для горных и возвышенных местностей засушливого климата, где глубинная эрозия в сочетании со стой-

* По другой терминологии аллювиальные террасы называют аккумулятивными, смешанные — эрозионно-аккумулятивными, а коренные — эрозионными.

костью горных пород и слабо развивающимся плоскостным смывом способствуют сохранению крутизны склонов.

Ущелья в отличие от каньонов имеют относительно однообразные (без террас) выпуклые склоны, крутизна которых в нижней части увеличивается. Это объясняется сильным врезанием реки, занимающей все дно долины. Верхняя часть склонов становится пологой за счет интенсивного выветривания горных пород, сползания, осыпания и смыва продуктов выветривания. Ущелья широко распространены в горных районах и часто служат указанием на исключительно сильно развивающуюся глубинную эрозию и восходящее развитие рельефа. Глубина достигает 1000—1500 м. V-образные долины напоминают ущелья, но имеют прямолинейные (в вертикальном разрезе) склоны. Образуются они при относительном равновесии между глубинной эрозией и процессами разрушения склонов. Эти долины очень разнообразны по размерам и могут встречаться в горной и холмистой местности. U-образные долины в отличие от ущелий имеют вогнутые склоны, у которых крутизна больше в верхней части, а у подножия склон постепенно выволаживается и переходит в дно долины. Образуются эти долины тогда, когда река, занимающая только часть поперечного профиля дна долины, не успевает полностью удалять продукты выветривания, накапливающиеся в виде осыпей у подножия склонов. В таких долинах часто наблюдается пойма.

Корытообразные долины — разновидность предыдущих долин, отличаются от них только большей шириной дна, которая может быть больше глубины. Эти долины часто имеют ледниковое происхождение, точнее представляют собой долины рек, преобразованные деятельностью ледников, а после их стаяния вновь занятые реками.

Ящикообразные долины образуются в толщах пород, способных выдерживать вертикальные обрывы (например базальты) и при сильно развитой боковой эрозии. Долины имеют крутые склоны, обычно небольшой высоты, и широкое плоское дно — пойму. Меженное русло узкое и занимает только небольшую часть поперечного профиля дна.

Трапецевидные долины напоминают долины предыдущего типа, с которыми их часто объединяют, но расширены за счет более пологих склонов. Дно плоское, с хорошо развитой поймой.

Террасированные долины имеют сложный поперечный профиль за счет террас, расположенных на склонах.

Асимметричные долины с одним более крутым, а другим более пологим (часто террасированным) склоном пользуются широким распространением. Асимметрия, выраженная на коротких отрезках долины, часто возникает в результате неравномерного подмыва берегов (при развитии излучин). Для объяснения асимметрии речных долин, прослеживающейся на больших

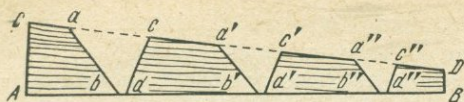


Рис. 20. Асимметрия долин и водоразделов (по А. А. Борзову).

AB — уровень главной долины; CD — общий наклон местности; abc — вторичные долины

Кориолиса. Бэр считал, что основной причиной асимметрии речных долин является сила, возникающая в результате вращения Земли вокруг оси и вызывающая отклонение всех движущихся тел от направления движения в северном полушарии вправо, а в южном — влево. Эта сила вызывает в северном полушарии отклонение струй в речном потоке к правому берегу, который, таким образом, усиленно подмывается рекой и становится крутым.

Профессор А. А. Борзов, изучая долины рек и формы водораздельных пространств, пришел к выводу, что причиной асимметрии склонов может явиться первоначальный наклон местности. Если представить равнинную поверхность, слабо наклоненную, предположим, с севера на юг, по которой, следуя этому наклону, стекает река, то от основной артерии начнут отходить боковые ветви в виде оврагов, балок, речек, и они прорежут наше гипотетическое плато (рис. 20). Очевидно, уже с самого начала оба склона этих оврагов, балок, долин будут поставлены не в одинаковые условия формирования: склон, противолежащий общему наклону местности (cd , $c'd'$, $c''d''$), будет получать несравненно меньше воды, чем противоположный, здесь возникать только короткие потоки. На противоположном склоне (ab , $a'b'$, $a''b''$) могут развиваться более длинные водотоки, собирающие воду с более обширных бассейнов. Таким образом, крутым, коротким и обрывистым будет скат, противолежащий общему наклону местности, удлиненным, пологим — скат, совпадающий с основным наклоном поверхности данного района.

Приведенные выше гипотезы применимы только в отдельных случаях. Гораздо большее значение, видимо, имеют медленные вертикальные движения земной коры. Под действием этих движений реки, оказавшиеся в районе сводовых поднятий (особенно на крыльях сводов, антиклинальных складок), смещаются к одному из берегов, подмывают его и делают более крутым.

Одним из частных случаев образования асимметричного профиля долин и водоразделов является формирования куэст — асимметричных гряд, бронируемых твердыми пластами. Возникают они на моноклинальных геологических структурах (например на крыле антиклинали) при продольном (по простиранию) ориентировании речных долин. Необходимое условие образования куэст — наклонное залегание слоев различной стойкости по отношению к размыву. Реки вырабатывают долины в менее стойких слоях и, встретив при врезании поверхность нижележащего

расстояниях и площадях, выдвинуто несколько гипотез.

Академик К. М. Бэр предложил гипотезу, объясняющую асимметрию речных долин, положив в ее основу известную теорему

стойкого слоя, начинают как бы «скользить» по его поверхности, подмывая выходы слабых слоев. Если на вершине подмываемого склона лежит следующий стойкий слой, то долина приобретает асимметричный профиль. Пологий склон долины соответствует поверхности напластования нижнего твердого пласта, а крутой (подмытый) — бронируется верхним стойким пластом. В этом случае и междуречья приобретают форму асимметричных гряд, которые и называют куэстами.

Развитие рек, речных систем и их взаимодействие с водосборным бассейном — сложный и многообразный процесс. Например, закладываясь на поверхности, выходящей из-под уровня моря, или вступая на нее с ранее поднятой суши (что происходит значительно чаще), реки в начальной стадии расчленения этой поверхности прокладывают свои русла по тем понижениям рельефа, которые обеспечивают наиболее беспрепятственный сток. В этот период рельеф еще не преобразованной эрозией поверхности может быть обусловлен тектоническим строением или другими причинами (морскими течениями, абразией, проявлением вулканизма и т. д.). Если сложные тектонические структуры погребены под толщей спокойно залегающих слоев, формирование речных русел и долин происходит независимо от этих структур.

Только позднее, когда местность поднимется достаточно высоко над базисом эрозии (уровнем моря), и долины рек будут врезаны на соответствующую глубину, реки, встретив погребенные структуры и не имея возможности покинуть свои русла и долины, вынуждены врезаться в эти структуры и в стойкие горные породы, вырабатывая в них так называемые э п и г е н е т и ч е с к и е (наложенные сверху) долины. При этом, если до вскрытия сложных геологических структур, развитых в стойких по отношению к размыву горных породах, русло реки было извилисто, то эти излучины накладываются на выходы стойких пород и при последующем врезании (развитии долины) превращаются во врезанные меандры. По мере дальнейшего врезания в поверхность со сложным тектоническим основанием происходит препарирование геологических структур, применительно к которым реки перестраивают свои русла и долины. На этой стадии развития рельефа большое значение приобретают участки поверхности, сложенные легко поддающимися размыву породами (рыхлыми или раздробленными сбросами, сдвигами, разрывами). Постепенно на эти участки переносится разрушительная работа текучих вод; сюда перемещаются русла и долины рек, приобретающие часто своеобразные очертания в плане и профиле, обусловленные геологическими структурами и формами залегания слоев, и только эпигенетические долины, наложенные на выходы твердых пород, продолжают развиваться без особых смещений.

По соотношению с залеганием слоев и геологическими структурами (сбросами, складками и т. д.) речные долины подразделяют на: т е к т о н и ч е с к и е или тектонически обусловленные,

выработанные по линиям сбросов, сдвигов, в понижениях между поднятыми участками земной коры (в синклинальных складках, в грабенах); с о г л а с н о п а д а ю щ и е, имеющие направление уклона dna и текущего по ним потока, совпадающие с направлением наклона пластов; н е с о г л а с н о п а д а ю щ и е, по которым реки текут в сторону, противоположную падению пластов; п р о д о л ь н о п а д а ю щ и е, расположенные и выработанные вдоль простираия пластов, иногда трудно отличимые от долин, predeterminedенных тектоникой.

Дальнейшее развитие долин приводит к выделению в рельефе выходов наиболее стойких пластов и массивов горных пород, развитию моноклинальных форм рельефа, а в некоторых случаях сопровождается явлениями «о б е з г л а в л и в а н и я» и п е р е х в а т а одних рек другими, протекающими в более глубоких долинах или имеющими более низкий базис эрозии и более быстрое течение. Обезглавливание и перехват практически являются разновидностью процесса, заключающегося в том, что одна из рек резко увеличивает свою водосборную площадь (часто увеличивается и длина реки) за счет реки смежного бассейна. Происходит это в том случае, когда быстрее текущая и интенсивно развивающая эрозионную деятельность река, имеющая глубже врезанную долину, своими верховьями, руслом или верховьями бокового притока разрушает водораздельное пространство и отводит воду смежной реки. Смежная река теряет часть водосборной площади, а часто и значительный отрезок своего течения, поскольку вода, текущая по руслу выше перехвата, направляется в русло перехватившей реки. В нижней части течения перехваченной реки количество воды резко уменьшается, часть долины ниже перехвата оказывается лишенной водотока (мертвая долина), и в ней формируется новый долинный водораздел.

Известны разные способы и случаи перехвата: головной, который развивается в верховьях рек; боковой — развивающийся, главным образом за счет взаимодействия боковых притоков рек смежных бассейнов; перехват соприкосновения, при котором также взаимодействуют боковые притоки, но основное значение приобретает сближение русел главных рек смежных систем (рис. 21). В отдельных случаях захват водосборных площадей и отвод воды реки смежного бассейна может происходить за счет деятельности подземных вод (подземный перехват) и развития карстовых и суффозионных процессов. Захвату способствует наличие под орографическим (выражены в рельефе) водоразделом легко водопроницаемых или растворимых (при развитии карста) горных пород. В этом случае вода одной реки проникает в водопроницаемые или растворимые горные породы и выходит в виде источников в долине смежной реки, имеющей обычно глубже врезанную долину. Теряющая воду река отмирает, а другая резко увеличивает свою водосборную площадь. Случаи перехвата часто наблюдаются в горной местности, но и на обширных равнинах,

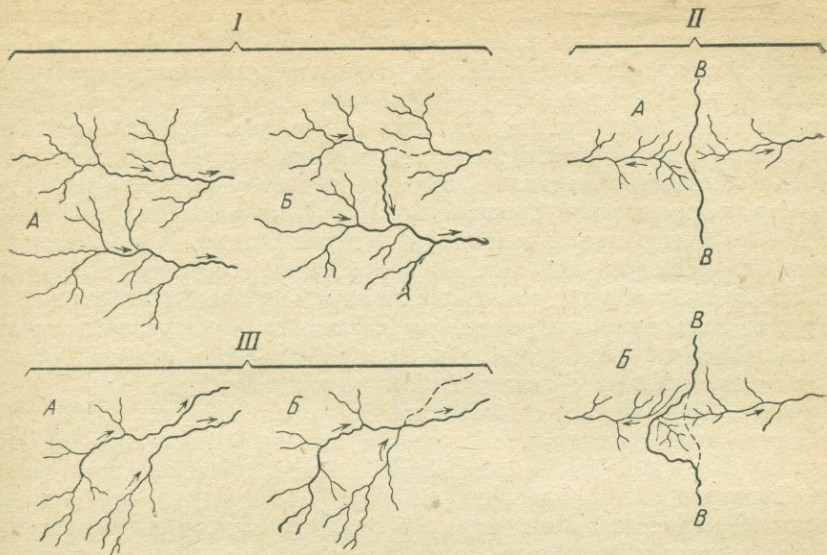


Рис. 21. Типы речных перехватов;

I — боковой перехват; II — головной, или верхний перехват; III — перехват сопряжения (A — реки до перехвата, B — реки после перехвата); BB — водораздел

где развиваются сложно ветвящиеся древовидные речные системы, явления перераспределения стока происходят достаточно часто. В настоящее время исключительное значение в перераспределении стока приобрела деятельность человека, который при помощи мощной техники соединяет речные бассейны, направляет потоки в сторону засушливых территорий (для целей водоснабжения, орошения), прорывает каналы и т. д.

Роль текущих вод в преобразовании рельефа земной поверхности очень велика. Долины рек, речек, ручьев и временных водотоков, имеющие разные формы и размеры, сочетаясь друг с другом на местности, часто определяют основные особенности расчленения территории. В зависимости от преобладания в рельефе тех или иных форм различают типы расчленения (долинный, балочный, овражный и их сочетания), глубину вреза (глубокое, среднее, мелкое) и степень развития этих форм на местности (например редкое долинное расчленение). Для выражения развития эрозионных форм рельефа на участках земной поверхности, для их сравнения друг с другом требуется сбор количественных характеристик, допускающих их дальнейшую математическую обработку. Работы эти выполняются в настоящее время геоморфологами для различных специальных целей.

Деятельность текущих вод очень важна еще в том отношении, что ручьи и реки являются основными транспортными артериями, по которым осуществляется движение материала от

положительных форм рельефа к отрицательным и общее движение продуктов разрушения с материков в моря и океаны (за исключением бессточных областей). За счет постоянного выноса материала рекой поверхность ее бассейна понижается, например, у р. Нил на 0,1 м, у р. Амударья на 0,48 м, у р. Иравади на 0,5 м в 100 лет. Количество переносимого реками материала изменяется в очень больших пределах в зависимости от ряда факторов. Например, горные реки Средней Азии в 1 м³ воды несут 5000 — 10 000 г минеральной массы, а на равнинных пространствах этих же районов количество переносимого материала падает до 50 г/м³. Очевидно, что основная масса вынесенного с гор материала отлагается на равнине у подножия гор, где из этих отложений образуется обширная пролювиальная равнина, состоящая из слившихся между собой внутренних дельт.

Реки Средней Азии не достигают океана и заканчиваются во внутренних бассейнах, теряются в песках, расходуется на орошение. Реки зон более влажного климата доносят свои воды до Мирового океана, доставляют сюда до 16 млрд. тонн механически перемещаемых веществ и более 2,7 млрд. тонн растворенного вещества в год. Часть этого материала отлагается в дельтах рек и приводит к увеличению площади суши за счет образования аллювиальных равнин (дельт), а часть отлагается на дне моря. За счет этой огромной работы на месте гор образуются денудационные равнины, на которых среди выравненных пространств местами могут быть встречены небольшие возвышенности, сложенные стойкими породами, а на месте впадин возникают идеально ровные пространства, сложенные наносами. И в том, и в другом случае происходит выравнивание земной поверхности — образуются обширные равнины.

Планетарные масштабы деятельности текучих вод, огромное значение их в развитии жизни на суше, скорость, с которой развивается иногда эрозия, или аккумуляция наносов, огромные запасы энергии, которые заключены в движущихся массах воды, блуждающие русла рек, часто создающие угрозу населенным пунктам, дорогам и различным инженерным сооружениям, оползни и обвалы на подмываемых реками крутых склонах долин и многие другие процессы, связанные с временными потоками и реками, привлекают пристальное внимание и требуют изучения. Эрозионные и водно-аккумулятивные формы рельефа пользуются исключительно широким распространением, и правильная передача их особенностей при составлении и оформлении карт является важной задачей картографов.

Для изображения многообразных форм рельефа, обусловленных деятельностью текучих вод, современная картография располагает сравнительно скухими средствами, мало чем отличающимися от средств, используемых для изображения рельефа другого происхождения. Для изображения склонов долин, террас, рельефа дна долин широко используются изогипсы (горизон-

тали), условные знаки бровок и обрывов, которые не являются знаками, специально приспособленными к передаче эрозионного или аккумулятивного рельефа. Специально разработанными являются условные знаки промоин и растущих оврагов. Следовательно, при изображении рельефа, обусловленного деятельностью текущих вод, следует очень тщательно применять обычные картографические приемы, выявляя и подчеркивая его особенности. При этом рисунком горизонталей следует передавать степень выраженности бровок склонов оврагов, долин, террас, характер перехода подножий склонов к днищам долин, форму поперечного профиля долины (резкий излом горизонталей в остродонной долине, плавный изгиб — в корытообразной и т. д.). Горизонтальями дополнительного сечения хорошо может быть передан микрорельеф поймы, детали склонов и др. Условные знаки обрывов применяются при передаче на картах подмываемых участков склонов, при изображении теснин, каньонов и некоторых других деталей эрозионных форм. Ряд характерных точек поверхности может быть выделен путем размещения на них высотных отметок (при изображении глубины теснин, каньонов, террас в местах слияния рек). Характеристики рек передаются путем указания скорости течения, распределения глубин, наличия порогов и водопадов, глубины бродов, границ разливов и пр. (см. прилож. II).

Значительное число деталей может быть передано на топографических картах крупных масштабов. При переходе к мелко-масштабным картам необходимо производить отбор (генерализацию), сокращая число мелких форм, малых рек, детали склонов и т. д. При этом необходимо сохранять важные характеристики изображаемых форм (характерные профили долин, наиболее крупные овраги и др.) и где возможно отражать направленность эрозионных процессов (например, указывать места развития растущих оврагов, блуждание русел рек).

§ 5. Суффозионно-карстовый рельеф

Подземными водами называются воды, находящиеся в порах и трещинах горных пород. По происхождению подземные воды подразделяют на вадозные, ювенильные и реликтовые (седиментационные, погребенные). Вадозные воды образуются за счет проникновения с поверхности земли, ювенильные — путем конденсации водяных паров, поднимающихся из недр Земли, реликтовые — захоронены в порах горных пород, отлагавшихся в водной среде.

Деятельность подземных вод заключается в захвате частиц горных пород, переносе и отложении их. Захват и вынос частиц пород подземными водами часто называют общим термином с у ф ф о з и я. Однако следует различать с о б с т в е н н о с у ф ф о з и ю, выражающуюся в захвате и выносе мелких, нерастворимых

частиц (преимущественно рыхлых грунтов), и в ы щ е л а ч и в а н и е — к о р р о з и ю, представляющую собой вынос веществ, легко переходящих в растворы (гипс, каменная соль, кальцит).

Наиболее яркий пример деятельности вод в районах распространения растворимых горных пород — карст.*

К а р с т — это совокупность процессов, форм рельефа и особенностей гидрографии в областях распространения растворимых и водопроницаемых (в силу присущей им трещиноватости и реже пористости) горных пород. Способность воды растворять породы различна. Наиболее растворима каменная соль, менее растворимы гипсы, еще слабее растворяются карбонатные породы — известняки, доломиты. Растворение породы сильно меняется в зависимости от температуры воды, наличия растворенных в ней газов и кислот. Например, способность воды растворять известняки в сильной степени зависит от содержания в ней углекислоты. Так, в 1 л воды, лишенной углекислоты, может раствориться 0,1 г минерала кальцита, а в воде, насыщенной углекислотой, — 2—3 г. При развитии карста растворение породы происходит на поверхности и в глубине. Наиболее наглядно рельефообразующая роль воды видна при развитии так называемого о б н а ж е н н о г о к а р с т а, когда растворимая порода выступает на поверхности земли. При п о к р ы т о м к а р с т е на поверхности растворимой породы лежит слой наносов, который маскирует образующиеся на ней мелкие карстовые формы.

Обнаженный карст развит в районах с пересеченным рельефом и ливневым выпадением осадков, что способствует смыву с поверхности растворимых горных пород продуктов выветривания и почвенного слоя. В ряде случаев это происходит и при уничтожении растительности. Это имело место на берегах Адриатического моря, где растительность в значительной степени была уничтожена человеком и стадами коз. Стекающие по поверхности растворимых горных пород воды атмосферных осадков используют в качестве путей различные мелкие неровности (бороздки, трещины и т. п.). Постепенно пути стока углубляются и превращаются в сеть глубоких борозд — к а р р о в, отделенных друг от друга гребешками. Глубина борозд может достигнуть нескольких дециметров, в отдельных случаях 1—1,5 м. По трещинам начинают формироваться поглощающие воду полости, уводящие ее в толщу карстующейся породы. Покрытые каррами пространства называют к а р р о в ы м и п о л я м и. Они широко распространены в Средиземноморье, встречаются в Крыму, на Кавказе. Обширное карровое поле встречено автором на склоне одного из гольцов в бассейне р. Алдан, где оно образовалось на кембрий-

* Термин произошел от названия области — Карст, находящейся на северо-западе Югославии близ Адриатического моря, где были впервые изучены и описаны процессы карстообразования и обусловленные ими формы рельефа.

ских известняках, сочетаясь с поглощающими каналами и воронками [12].

В условиях обнаженного карста можно отчетливо проследить ряд последовательно развивающихся форм, возникающих на месте ухода воды в толщи карстующейся породы. На месте разбитой мелкими трещинами породы формируются небольшие блюдцеобразные впадины, которые в результате последующего растворения их дна и стенок превращаются в карстовые воронки и — отрицательные формы рельефа, имеющие более или менее правильную воронкообразную форму и различные размеры (до многих десятков метров в диаметре и глубиной до 30—40 м). По крупным трещинам, уходящим иногда на большую глубину, при растворении их стенок часто образуются глубокие естественные шахты, которые могут являться путями, ведущими в подземные карстовые полости — пещеры. При неглубоком расположении от поверхности пещеры могут явиться местами провалов (за счет обрушивания свода) и образования карстовых колодцев, имеющих отвесные или нависающие стенки, глубину, значительно меньшую, чем у карстовых шахт, дно, загроможденное обломками обрушившейся кровли.

Покрытый карст развивается под слоем рыхлых отложений (пески, галечники, легкие суглинки), препятствующих развитию карровых полей. Свидетелями развивающегося карста в этом случае чаще всего являются карстовые воронки, иногда колодцы и шахты, а кроме того, ряд признаков в ландшафте. Среди воронок здесь широко распространены так называемые воронки «просасывания». Образуются они в местах повышенной трещиноватости, где просачивающиеся воды захватывают частицы рыхлого грунта (развивается суффозия), уносят их в трещины растворимой породы и попутно растворяют, расширяют эти трещины, создавая более открытые пути для последующих масс грунта и воды. На местности начинает формироваться понижение (блюдце), сток поверхностных вод к нему нарастает, что усиливает и процесс просасывания. Когда основная масса рыхлого грунта со дна воронки будет унесена в подземные полости, на дне воронки становятся видны глыбы растворимых пород, а иногда и отверстия, в которые уходят воды. Такие поглощающие отверстия называют понорами. При открытых понорах процесс просасывания практически прекращается и заменяется смывом и уносом грунта со стенок воронки и прилегающей местности в глубь карстующегося массива, воронка разрастается, и борта ее могут соединиться с бортами смежной воронки. При слиянии воронок образуются карстовые котловины, имеющие обычно удлиненную форму и глубину до 20—30 м. Котловины распространены в местах интенсивного развития карста, как и более обширные понижения — поля. В тихом виде поле представляет собой замкнутое понижение с крутыми (местами отвесными) склонами и плоским дном, по которому могут

протекать ручьи или речка, берущие начало из родников, вытекающих в одном конце поля и уходящих в поноры в другом его конце. Площадь поля может достигать 200—300 км². В образовании большого поля предполагается участие не только карстовых, но и тектонических процессов.

Распространение карста определяется геологическим строением местности и ее рельефом.

Способными к закарстовыванию (растворимыми) горными породами сложено около 50 млн. км² поверхности Земли. Из них около 40 млн. км² слагают карбонатные породы (известняки, доломиты), около 7 млн. км² — сульфатные (гипс, ангидрит) и около 4 млн. км² — галоидные (каменная соль). Кроме того, напоминающие карст процессы в некоторых случаях развиваются в глинах, богатых растворимыми солями (глинистый карст). Наибольшим распространением пользуется карст, развитый в карбонатных породах, меньшим — в гипсах, в легко растворимых толщах каменной соли он менее типичен. Особый путь развития имеет глинистый карст.

Для развития карста необходим ряд условий. Важнейшим из них является водопроницаемость горной породы, которая в известняках, гипсах, доломитах (сцементированные породы) возможна при условии наличия в них хорошо развитой трещиноватости. Вторым условием является возможность циркуляции (стока, оттока) воды, которая возникает в том случае, если местность достаточно высоко поднята над прилежащими пространствами или глубоко прорезана речными долинами. Большое влияние на развитие карста имеют климат, состав покрывающих карстовую породу наносов (под глинами карст развивается плохо, поскольку глины тампонируют трещины), растительность.

Проявление карста на местности разнообразно и в большой степени зависит от стадии развития процесса. В ранней стадии, когда толща растворимых пород слабо затронута процессами закарстования, местность имеет развитую речную сеть, поверхность Земли нормально увлажняется атмосферными водами и закреплена растительностью, покров рыхлых отложений маскирует неровности растворимых пород. В этой стадии грунтовые воды циркулируют по отдельным узким трещинам и сплошного горизонта не образуют. Позднее, когда трещины расширяются, признаки закарстования становятся отчетливее. Поверхностные воды свободно проникают в глубь породы, местность иссушается, многие небольшие речки и ручьи, встречая на своем пути расширенные трещины, уходят под землю и, пройдя там значительный путь, появляются у края карстующегося массива в виде источников. В долинах временных водотоков, ложбинах и на междуречьях образуются впадины и воронки, группирующиеся в местах повышенной трещиноватости растворимых пород, рядами по направлению более крупных трещин, а в случае наклонного залегания слоев — по их простиранию. В дальнейшем местность

еще больше иссушается, поскольку поверхностные воды практически полностью уходят под землю. Происходит размыв и снос почвы и рыхлых наносов, поверхность растворимых пород обнажается, растительность сохраняется на отдельных участках. Карстовые воронки начинают объединяться в обширные котловины, происходят обвалы сводов подземных полостей и образуются карстовые колодцы. По подземной сети трещин и пустот в этот период может установиться единый уровень подземных вод, привязанный к уровню дренирующей поверхности (реки). В некоторых случаях среди закарстованных пространств могут сохраниться небольшие озера, располагающиеся в воронках с заиленными понорами. Другой тип озер образуется в карстовых провалах. Озера связаны с горизонтом подземных вод и часто имеют непостоянный уровень, зависящий от притока и расхода вод, циркулирующих по подземным руслам; некоторые озера периодически пересыхают.

Постепенно площадь поверхности карстующегося массива уменьшается за счет разрастающихся воронок, котловин, провала сводов подземных полостей и т. д. В конечной стадии развития карста от единой толщи растворимых пород остаются отдельные изолированные массивы. Реки из подземных водотоков вновь превращаются в наземные, текущие на более низком уровне. Почвенный покров и растительность восстанавливаются.

Разобранная схема развития карста (карстового цикла) в природе далеко не всегда выдерживается полностью и может быть нарушена в любом ее звене. В умеренном климате карст развивается медленно, а за длительные отрезки времени нарушения могут быть вызваны тектоническими движениями, эрозийной деятельностью рек, изменениями климата и рядом других причин.

Тектонические движения, если они выражены в форме поднятий, приводят (при наличии достаточно мощной толщи растворимых пород) к тому, что карстовый процесс распространяется на большую глубину, подземные потоки покидают ранее выработанные русла и вырабатывают новые пути на более низком уровне. Аналогичные последствия вызывает и углубление долин дренирующих рек. В случае тектонического погружения нижние ярусы карстовых полостей оказываются в состоянии постоянного затопления. Дальнейшая выработка их при этом может и не прекратиться, поскольку подземные потоки, текущие в гротах и пещерах, обладают способностью проходить (течь) и против уклонов ложа (по закону сообщающихся сосудов), образуя так называемые сифоны. В прибрежных районах из погруженных ниже уровня моря карстовых галерей наблюдаются выходы мощных подводных источников.

Весьма своеобразно и очень интенсивно развивается карст в условиях влажного тропического климата при участии вод, содержащих в растворе различные органические соединения, сильно повышающие химическую активность воды. Растворение

горных пород идет очень быстро, их поверхность и внутренние полости разрушаются, провалы соединяются и образуется сложный лабиринт проходов, днища которых привязаны к общему уровню грунтовых вод. Массив карстующей породы распадается на изолированные останцы, приобретающие вид столбов, башен, иногда конусов, местами пронизанных пещерами.

Разрушительная деятельность воды проявляется и в глубине карстующихся пород. Галереи и обширные полости — пещеры, гроты, соединенные ходами, образуют иногда сложно разветвленную сеть. Например, крупнейшая в мире пещера — Мамонтова — в штате Кентукки США имеет общую протяженность около 250 км. В пещерах протекают ручьи и реки, имеются озера, развивается своеобразная пещерная фауна.

Нередка и созидательная деятельность подземных вод. Проникающая в пещеры вода несет большое количество растворенного вещества (карбонатов и сульфатов кальция и пр.). Стекая по стенкам пещер, появляясь на сводах в виде капель и кашая на пол, вода частично испаряется, из нее выделяется избыток углекислоты и растворенные соединения начинают выпадать в осадок. Образуются натечки на стенках, со сводов свисают похожие на ледяные сосульки сталактиты, а на полу пещер возникают каменные столбики — сталагмиты. При слиянии сталактитов со сталагмитами образуются колонны, иногда достигающие больших размеров и покрытые сложным рисунком натечных образований. Формы и размеры натечных образований очень разнообразны, и многие из них отличаются большой живописностью, придающей неповторимый облик своеобразному пещерному миру. Отложение вынесенных подземными водами веществ происходит местами и на поверхности земли — в местах выхода родников. Чаще всего здесь образуется известковый туф — пористая известковая порода, но наблюдаются случаи образования скоплений бурого железняка, кремневого туфа и др.

Суффозия — механический вынос нерастворимых частиц грунта, происходящий при движении грунтовых вод к местам их разгрузки и к поглощающим воды трещинам подстилающей породы. При суффозии на местности могут образоваться западины в форме блюдца и воронок. Большинство их образуется на относительно ровной поверхности или пологих склонах вблизи выходов источников. Размеры их невелики (диаметр 10—20 м, глубина 1—8 м), но соединяясь, они могут привести к образованию более обширных понижений, особенно на склонах, где при их участии образуются суффозионные цирки. Кроме того, при участии суффозии на склонах часто образуются оползни.

Совместное действие растворения и механического выноса частиц наблюдается при развитии глинистого карста. Происходит это в условиях засушливого (часто пустынного) климата в глинах, содержащих большое количество кристаллов гипса. Проникающая в глины вода растворяет гипс, и в глинах

возникают мелкие полости и каналы. При малом количестве воды глины не разбухают, вода проникает в эти каналы и продолжает растворять гипс и размывать глины, вырабатывая большие полости и пещеры. В местах развития глинистого карста формируется сложный рельеф, образуются воронки, провалы, сочетающиеся с эрозионными рывтинами, промоинами и короткими оврагами, имеющими устья, привязанные к местам ухода воды в подземные полости.

Интенсивно развивающиеся карстовые процессы сопровождаются иссушением местности, образованием воронок, провалов, происходящих иногда среди пашен, под полотном дорог и под зданиями. Возведение сооружений в районе распространения растворимых горных пород требует предварительной тщательной геологической разведки местности. Но и в этом случае могут неожиданно возникнуть просадки и провалы, особенно в местах распространения гипсов и солей, обладающих повышенной растворимостью по сравнению с известняками. Просадки могут возникнуть и при суффозии и даже принять угрожающие размеры в случае поступления больших количеств воды из дренажных канав, оросительных систем и т. д. Интенсивное образование просадок наблюдается вдоль каналов, проложенных в местах распространения рыхлых грунтов, богатых частицами растворимых минералов или уплотняющихся при увлажнении. Большие разрушения происходят в случае образования оползней.

Многие характерные формы рельефа, связанные с деятельностью подземных вод, находят свое отражение на крупномасштабных топографических картах. На картах при помощи горизонталей показываются большие карстовые воронки, котловины, поля, долины рек. Условными знаками передаются крутые скалистые склоны и обрывы, карровые поля, естественные шахты, колодцы, входы в пещеры, воронки малого диаметра, исчезающие реки, источники, озера. При передаче суффозионных форм рельефа горизонталями показывают крупные западины и воронки, условным знаком ям естественного происхождения могут быть отмечены воронки малого диаметра.

§ 6. Рельеф береговой зоны морей и крупных озер

Рельефообразующая деятельность морей и озер выражается в разрушении пород, их химической обработке, переносе и отложении, происходящих под действием волн и течений. В морях и озерах накапливается не только материал, полученный в результате разрушения водами пород берегов и дна, но и принесенный другими агентами — реками, ледниками, ветром, а также материал химических и биохимических процессов, протекающих в самой водной среде.

Для морей и озер характерна «концентрация» рельефообразующих процессов вдоль береговых линий, происходящих на

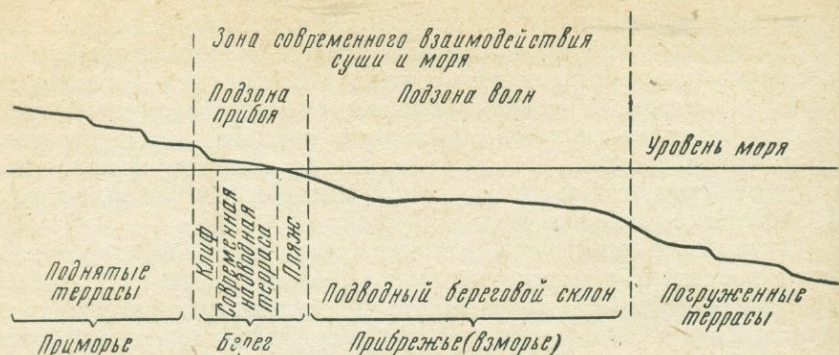


Рис. 22. Схема строения побережья (по О. К. Леонтьеву)

границе суши, воды и атмосферы. Интенсивность этих процессов зависит лишь от размеров бассейна (моря, озера).

При описании берегов и береговых процессов используются следующие понятия и термины.

Береговая линия — линия пересечения уровня воды с сушей. Однако фактически уровень воды морей и озер непостоянный. Он перемещается между высшим и низшим положением (приливы и отливы, сгоны и нагоны воды ветром), и граница воды и суши все время смещается. Таким образом, расширенное понятие — береговая линия означает зону (полосу, пояс), в пределах которой происходят указанные смещения. Со стороны суши к береговой линии примыкает собственно берег, в пределах которого осуществляется воздействие воды на сушу (заплеск волн во время штормов) и развиты обусловленные им формы рельефа и отложения. На многих берегах здесь развит пляж. Со стороны моря к береговой линии примыкает полоса морского дна, испытывающая воздействие движущихся масс воды во время волнений. Эта полоса имеет пологий наклон в сторону моря и называется подводным береговым склоном. Внешней границей его служат глубины, ниже которых воздействие волн на дно практически не распространяется. Три перечисленных пояса образуют береговую зону, где происходит взаимодействие суши, моря, атмосферы и биосферы (рис. 22).

Отчетливо выраженные следы взаимодействия суши и моря часто обнаруживаются ниже (у погружившихся берегов) или выше (на берегах, испытавших поднятие) современной береговой зоны. Пояс, в пределах которого эти следы выражены, называют побережьем. В случае его наиболее полного развития в нем различают поднятую береговую линию, современную береговую зону и погруженную береговую линию.

Береговые процессы отличаются сложностью и многообразием. Общая длина береговой линии материков и островов около

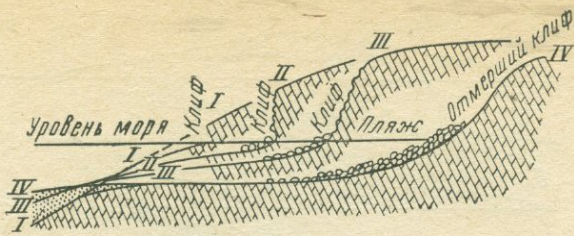


Рис. 23. Последовательные стадии развития профиля крутого берега (I—IV) (по В. П. Зенковичу)

260 000 км, а с учетом береговых линий озер протяженность ее увеличивается почти в два раза. Береговые процессы распространены очень широко, находятся на разных стадиях развития и поэтому берега достаточно разнообразны. По внешним признакам и особенностям развития берега можно разделить на высокие и крутые, низкие и плоские.

Разрушительная деятельность волн с наибольшей силой проявляется на крутых берегах, вблизи которых быстро нарастают глубины (берег приглубый), волны не испытывают трения о дно и всей массой обрушиваются на подножие берегового обрыва — клифа (рис. 23). При подходе со стороны открытого моря и ударе о берег волны способны развивать давление до 2—3 кг/см². При помощи волн море как бы стремится срезать сушу до своего уровня. Отсюда и возникло название этого вида деятельности моря — абразия (сбывание). Слагается она из давления самой водной массы, ударов захваченного водой обломочного материала (валуны, галька), усилий сжимаемых масс воздуха (пузырьки в воде, воздух в трещинах горной породы), благодаря присутствию которых возникают перепады давления и «взрывы» в полостях и трещинах, отрывающие обломки породы, подготавливаемой к разрушению физическим и химическим выветриванием.

В твердых породах крутых обрывов в основании клифа выработывается углубление — волноприбойная ниша, а в менее стойких или сильно трещиноватых, имеющих неоднородную стойкость, возникают гроты, пещеры, глубоко вдающиеся бухты, отчленяются одиноко стоящие скалы и островки. Разрушаемый волнами берег постепенно отступает и на месте его формируется подводная абразионная терраса. Продукты разрушения окатываются, измельчаются, более крупные остаются на поверхности террасы, а мелкие сносятся к ее внешнему краю и там отлагаются в виде подводной осыпи — прислоненной подводной аккумулятивной террасы, поверхность которой совместно с абразионной образует береговую платформу.

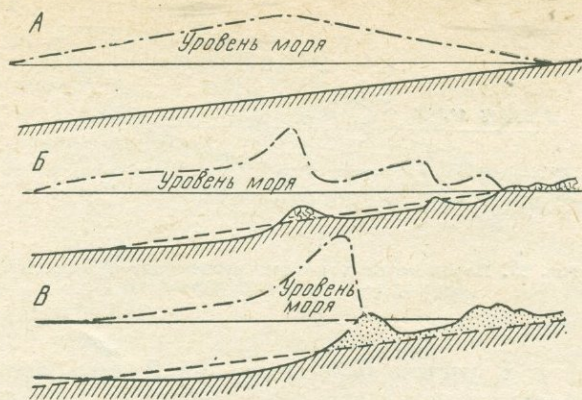


Рис. 24. Стадии образования подводных валов (А, Б, В). Штрихпунктиром показаны кривые воздействия волн на дно

Глубина над береговой платформой не превышает ту, на которой сказывается движение воды при волнении: она меньше у берега и постепенно увеличивается в сторону открытого моря. При достаточной ширине береговой платформы волны вынуждены пройти над ее поверхностью прежде, чем они дойдут до подножия берегового обрыва. На этом пути происходит постепенная перестройка волны, основание ее испытывает трение о дно и тормозится, а гребень уходит вперед. В результате волна приобретает асимметричный профиль, сильно наклоняется к берегу и при достаточной ширине береговой платформы может опрокинуться, не достигнув подножия клифа. При опрокидывании волны удар испытывает уже не берег, а поверхность платформы. Берега достигают только разбившаяся волна, движущаяся в виде тонкого слоя и не способная производить существенные разрушения.

После образования широкой береговой платформы отступление берега продолжается еще некоторое время под действием особенно больших волн во время штормов. В дальнейшем, если на развитие берега не влияют другие силы, размыв берега прекращается и начинается процесс накопления выбрасываемого волнами материала. Эту стадию в развитии берега принято называть стадией равновесия. Равновесие обуславливается тем, что береговая платформа развита настолько широко и имеет такой профиль, что полностью гасит всю живую силу волн. В этом случае материал, покрывающий поверхность береговой платформы, испытывает незначительные смещения вверх и вниз по ее склону или лежит на месте.

На берегах, достигших состояния равновесия, у подножия клифа откладывается мелкий обломочный материал, формируя пляж. При образовании пляжа накапливается материал различного происхождения, лежащий на поверхности береговой плат-

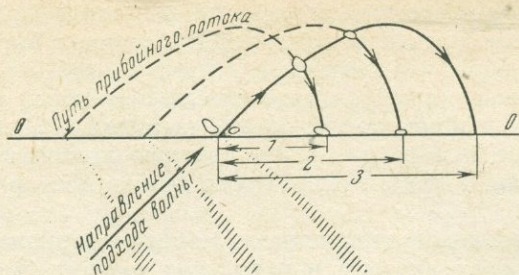


Рис. 25. Схема геологической и морфологической роли береговых течений.

У линии берега (0—0) отмечена величина перемещения для валуна (1), гальки (2) и песчинки (3)

формы и захваченный опрокидывающимися волнами. Разбившаяся волна, захватив песок, гальку, раковины, стремительно несет их к берегу. Постепенно скорость движения падает, но захваченный материал продолжает двигаться по инерции. У границы распространения набегающей волны движение материала прекращается. Сбегающая обратно в море волна в начале отхода движется медленно, часть воды просачивается в пазы, и масса сбегающей волны оказывается несколько меньше, чем набежавшей. Она не может захватить и унести в море наиболее крупные и тяжелые частицы из тех, которые были ею вынесены и выброшены на берег. В случае значительного накопления таких частиц образуется аккумулятивная форма — береговой вал.

При обилии материала, лежащего на поверхности береговой платформы, в море, на некотором расстоянии от берега, образуются подводные валы — б а р ы. Возникают они там, где встречаются воды разбившейся волны, сбегающей в море, и волны, подходящей к берегу. Бары, достигшие большого развития, могут перемещаться к берегу за счет перебрасывания волнами материала с внешних склонов на внутренние (обращенные к берегу) и, выйдя на берег, причленяться к береговому валу. Иногда бары начинают формироваться до образования берегового вала, который в этом случае возникает только за счет выхода бара на сушу.

На низких и плоских берегах, около которых море с самого начала развития береговых процессов имело малые глубины (берега от м е л ы е), формирование профиля береговой платформы происходит в несколько иной последовательности, чем на берегах приглубых. У таких берегов в первой стадии развития волны разбиваются вдали от береговой линии, разрушают поверхность дна и, перемещая продукты разрушения ближе к берегу, создают бар (рис. 24). Между баром и сушей остается полоса мелкого моря, которая в том случае, если гребень бара поднимется выше уровня моря, превращается в лагуну. Береговая платформа приобретает нормальный профиль за пределами

лагуны и бара и состоит из участка размытой древней поверхности дна и подводной осыпи. В ряде случаев бар может быть перемещен к берегу и причленен к нему в виде берегового вала, а в море начнет формироваться новый подводный бар, который также позднее выйдет на сушу и причленится к береговому валу. У берегов, где в море поступает большое количество материала (например, вынос рек), процесс этот может повторяться неоднократно.

Итак, накопление отложенного морем материала в береговой зоне моря происходит при образовании подводной осыпи (аккумулятивной платформы), берегового вала и бара. Материал, отложенный морем у берегов, достигших состояния равновесия, может также покрывать слоем большей или меньшей мощности абразионную платформу.

Кроме отложений и форм рельефа (береговые валы, бары), возникающих при перпендикулярном подходе волн к берегу, ряд форм рельефа образуется и при подходе волн к берегу под косым углом. Косой подход волн сопровождается появлением береговых течений и общим перемещением наносов вдоль берега. Такое перемещение объясняется тем, что волны, подходящие к берегу под некоторым углом (рис. 25), захватывают частицы прибрежных отложений и перемещают их в косом направлении по береговой платформе к берегу. Разбившаяся волна стекает в море по линии наибольших уклонов, т. е. перпендикулярно к береговой линии, и увлекает за собой перемещаемые частицы. Путь частиц получает вид ломаных линий, а общее движение выражается в перемещении частиц вдоль берега. Это перемещение называется береговым потоком наносов. В случае перемещения наносов вдоль берега с извилистой береговой линией, при наличии бухт, заливов, островов и других препятствий на пути потока наносов часто возникают различные аккумулятивные формы. К ним относятся, например, **на д в о д н ы е а к к у м у л я т и в н ы е т е р р а с ы**, образующиеся во внутренних частях заливов и бухт, **на в о л о к и** — за мысами, отделяющими залив от открытого моря, **к о с ы** — узкие полосы наносов за выступами берега, **п е р е с ы п и** — сходны с косами, но будучи причленены обоими концами к выступам берега, отделяют от моря залив и лагуны, **т о м б о л о** (переймы) — соединяют с берегом остров и возникают за островом в волновой тени.

Береговые процессы проходят полный цикл развития и завершаются выработкой устойчивой береговой платформы только в случае устойчивого положения уровня моря или озера. Если уровень моря поднимается или погружается данный участок земной коры, что для развития береговых процессов равнозначно, то разрушение берегов будет происходить и при широкой береговой платформе, так как ее поверхность уже не будет оказывать тормозящего влияния на волны. Такие берега продолжают разрушаться и отступают в глубь суши. При поднятии земной коры

или опускании уровня моря (озера) береговая платформа может частично или полностью оказаться выше уровня воды и превратиться в поднятую морскую (или озерную) террасу. В этом случае новая береговая платформа начинает вырабатываться применительно к новому положению береговой линии, т. е. на более низком уровне.

Берега морей (и озер) отличаются большим разнообразием. Сочетание условий, влияющих на формы морских берегов (движения земной коры, состав и формы залегания горных пород, сила прибоя и влияния колебаний уровня моря, климатические факторы и многие другие), очень велико, поэтому и создание единой стройной классификации типов берегов сложно. Приведем описание некоторых, наиболее распространенных типов берегов, согласно классификации, примененной при выполнении картографических работ по составлению карт Морского атласа.

Все морские берега подразделяются на берега коренные, т. е. сложенные древними горными породами, и берега молодые (современные), т. е. слагаемые отложениями, образующимися в настоящее время. К берегам коренным относят и широко распространенные типы берегов, такие как фиордовые, шхерные, далматинские, риасовые, лопастные, маршевые и другие. Современными берегами считают лиманные, дельтовые, термообразные (в их числе и ледяные), коралловые, мангровые, вулканические и т. д.

Фиордами называют глубокие, узкие, далеко вдающиеся в сушу морские заливы, развитые на гористых берегах в умеренных и высоких широтах северного и южного полушарий. Большое значение в образовании фиордов имели тектонические разломы. Позднее реки расширили и углубили линии нарушений, выработав по ним свои долины. Формирование типичных особенностей фиордов происходило под действием ледников, придавших им формы корытообразных долин — трогов, которые были затоплены морем. Берега фиордов высокие и крутые, отвесные с часто встречающимися «висячими долинами» и водопадами. Многие фиорды ветвятся, в отдельных случаях наблюдается соединение их проливами. Фиордовые берега отличаются очень сильной изрезанностью, обилием полуостровов, островов. Фиорды широко распространены на Кольском и Чукотском полуостровах, на островах Новой Земли. Особой известностью пользуются фиордовые берега Скандинавского полуострова, Гренландии, западных берегов Южной Америки (южнее 42° ю. ш.).

Шхерные берега образовались также при участии ледников и распространены на пространствах, подвергавшихся оледенению покровного типа. Для этих берегов характерно бесчисленное количество небольших островов, обилие подводных скал, валунов и мелей. Глубина в проливах между островами меняется быстро, что делает плавание в шхерах очень опасным.

Наиболее типично эти берега представлены в Балтийском море, в южной части Ботнического залива.

Д а л м а т и н с к и е б е р е г а образуются в результате частичного погружения под уровень моря молодой складчатой горной страны, хребты которой параллельны берегу. Море вторгается в межгорные долины и образует узкие длинные заливы и проливы. Гористые острова представляют собой вершины полузатопленных морем горных хребтов. Этот тип берегов характерен для восточного побережья Адриатического моря.

Р и а с о в ы е б е р е г а образуются при погружении окраин горной страны или остаточных горных массивов, расчлененных эрозией, и затоплении морем устьевых частей речных долин, ориентированных перпендикулярно или под острым углом к основному направлению берега. Горные хребты и выходы более стойких горных пород вдаются в море в виде полуостровов, на продолжении которых часто бывают расположены небольшие скалистые острова и подводные камни. Для начальной стадии развития этих берегов характерны клинообразные заливы (р и а, как их называют в Испании), широко открытые и глубокие со стороны моря и сильно суженные и мелкие к устью впадающей реки, выносящей сюда свои наносы. В более поздней стадии развития этих берегов в устье заливов море может намыть косы, в которых в случае сильных приливов обычно остается пролив, соединяющий залив с морем. Риасовые берега распространены на западном побережье Испании, в районе Владивостока и в других местах.

Л о п а с т н ы е б е р е г а образуются там, где земная кора сильно разбита сбросами с образованием горстов и грабенев. Море, вторгаясь в грабены, образует широкие заливы угловатых очертаний. Полуострова между заливами возвышенные и имеют массивные, угловатые очертания. Эти берега развиты в южной Греции на по-ве Пелопоннес.

Л и м а н н ы е б е р е г а сходны с риасовыми, но образуются в результате затопления устьевых частей речных долин и балок, расчленяющих невысокую столовую страну или низменность, сложенную горизонтально лежащими осадочными породами. Этот тип берегов характерен для низменных отмелых побережий. Образующиеся заливы почти точно повторяют очертания затопленных понижений. Там, где наблюдаются достаточно высокие приливы, заливы могут долго сохранять открытое устье, а там, где приливов практически нет (например в Черном море), в устье лиманов образуются косы и пересыпи, которые могут полностью отделить их от моря, превратив в замкнутые или сообщающиеся с морем узкими проливами водоемы, которые и называются лиманами. В условиях засушливого климата, при полном отделении лимана от моря, концентрация солей в его воде может сильно возрасти за счет испарения. При поступлении в лиман илистых осадков образуется соленая грязь, используемая в лечебных целях.

Наибольшей известностью у нас пользуются лиманы Черного и Азовского морей.

Аральские берега характерны для восточного побережья Аральского моря. Образуются они при затоплении морем местности, имеющей хорошо развитые береговые валы и дюнный рельеф, сложенный рыхлыми песчаными отложениями, намытыми морем и навееянными ветром. Море проникает в понижения и превращает их в бухты, заливы и узкие проливы («узьяки»); песчаные холмы и гряды выступают в виде множества мелких островов и полуостровов. Действие волн и ветровых течений, легко размывающих рыхлые отложения, способствует расширению и углублению заливов и дальнейшему расчленению берега. Совершенно очевидно, что такие берега на морях с сильным прибоем существовать не могут.

Лагунные берега. В начальной стадии развития этого берега море вторгается в долины и понижения, расчленяющие сушу, сложенную рыхлыми отложениями, и образует глубоко вдающиеся в сушу ветвящиеся заливы, несколько напоминающие лиманы, но более разветвленные и с более низкими берегами. Позднее заливы отделяются от моря косами; иногда выпедший из-под уровня моря бар, причленившийся к наиболее выдающимся в море долуостровам, отделяет от моря узкую, длинную лагуну, в которую открывается несколько заливов. В результате образования кос и баров внешняя сторона береговой линии становится сравнительно прямолинейной и сильно отличается от внутренней, изрезанной заливами и бухтами. Эти берега известны на атлантическом побережье Северной Америки, на восточном побережье о-ва Сахалин и в других местах.

Маршевые берега образуются в результате дальнейшего развития берегов лагунного типа. Бухты и лагуны у этих берегов заполнены илистыми наносами, принесенными реками и морем, часто заливающим низменные пространства во время приливов и нагона воды ветрами с моря. Вместо сильно расчлененного побережья образуется низменная, заболоченная, часто затопляемая равнина с относительно простой береговой линией (со стороны моря). Равнину пререзают русла рек, имеющих слабое течение. Марши предохраняются от затопления с помощью дамб, а также искусственно осушаются. Эти берега хорошо представлены в Голландии.

Термоабразионные берега отличаются тем, что в их развитии наряду с деятельностью моря большое участие принимают процессы, связанные с оттаиванием мерзлых рыхлых грунтов и ископаемого льда. Воздействие моря на эти берега проявляется двояко. Во-первых, берег может подвергаться непосредственному воздействию волн (абразии), достигающему значительной силы в том случае, если волны успевают сносить весь материал, поступающий с вышележащей части берегового склона, а во-вторых, температурному воздействию морской воды,

вызывающему оттаивание мерзлых грунтов и ископаемого льда. На таких берегах развивается хорошо выраженная волноприбойная ниша, и берег по мере ее углубления быстро отступает. Падающие в море массы рыхлых грунтов оттаивают, теряют связность, и образующийся рыхлый материал уносится в море. Если воздействие волн на берег слабое, то большую роль в его разрушении начинает играть оттаивание обнажающихся грунтов и льда, происходящее под действием положительных температур воздуха и проникающих в мерзлые грунты атмосферных и поверхностных текучих вод. Часто на таких берегах значительное развитие получают процессы термокарста. Сползающий к подножию берегового склона оттаявший грунт некоторое время предохраняет его от разрушения морем, и такие берега отступают медленнее, чем берега, подмываемые морем.

На берегах, сложенных в значительной мере ископаемыми льдами, развивается своеобразный профиль и особые морфологические образования. Обычно на поверхности толщи льда располагается слой мерзлых грунтов и торфянистой тундровой почвы, предохраняющий лед от таяния. Там, где этот покров размыт или протаял до поверхности льда, развивается термокарст. На береговом обрыве резко выделяется карниз, сложенный верхними мерзлыми грунтами, под которыми обнаженные массы льда, интенсивно подтаивая, образуют вогнутую ледяную стенку. Ниже располагается термотерраса, образующаяся при таянии льда, покрытая обрушивающейся сверху породой. Терраса эта сложена льдом и у моря имеет крутой термоабразионный обрыв, часто подрезанный глубокой волноприбойной нишей. Если мощность льда большая и основание ледяной толщи лежит ниже уровня моря, то на дне можно выделить еще нижнюю термоабразионную террасу, представляющую отмытую морем ледяную поверхность. Развиты термоабразионные берега на севере Европы, Азии и Северной Америки. Берега полярных морей интенсивно разрушаются морем в летние месяцы. С наступлением морозов осенью в зоне заплеска начинает образовываться лед, препятствующий разрушению берега. Зимой у берегов образуется припайный лед, который местами долго задерживается у берегов и в весенний период.

Своеобразны берега, представляющие собой край подвижных, спускающихся в море ледников. В отличие от других ледяных берегов, всегда отмелых, у края ледника море имеет большие глубины. Это объясняется способностью ледника, имеющего большую мощность, двигаться долгое время по дну моря, не всплывая. Поэтому прибой при отсутствии блокирующих плавучих льдов у края ледника достигает большой силы, вызывает сильное разрушение этого края и откалывание от него больших масс льда. Край ледника может далеко выдвинуться в море и над большими глубинами оторваться от его дна. Подвергаясь действию приливов и отливов, лед трескается и огромные ледяные массы — а й с б е р г и — отрываются и уплывают в море. За счет таких

отрывов конфигурация берега быстро меняется. Наиболее полно такие берега представлены в Антарктике, но, кроме того, известны в Гренландии, на Аляске.

Особую группу образуют биогенные берега, которые можно подразделить на берега, образовавшиеся при участии растений (тростниковые и мангровые), и берега, развившиеся при участии организмов (коралловые).

На некоторых участках берегов Каспийского моря, в лиманах Черного моря, на берегах оз. Балхаш в зарослях тростника происходит накопление песчаных и илистых наносов. В результате этого дно повышается, и происходит приращение суши. В более крупных масштабах этот процесс развивается в мангровых зарослях (лесах), покрывающих обширные прибрежные участки мелкого моря (в зоне прилива) и дельты рек. Мангровые леса распространены в тропических широтах и часто тянутся широкой полосой вдоль берега, огражденного от открытого моря барьерным рифом или островами. Масса отмирающего растительного вещества, ила и песка, принесенных реками, береговыми течениями и водами приливов, отлагается в этих лесах, способствует наращиванию суши и выдвиганию лесов в сторону моря. Распространены мангровые леса в Красном море, на восточных берегах Африки в Индийском океане и т. д.

Коралловые берега распространены в тропической зоне Мирового океана и связаны с жизнедеятельностью рифообразующих мадрепоровых кораллов, мшанок, известковых водорослей и других выделяющих известь организмов, образующих на дне и у берегов морей мощные известковые сооружения. Необходимыми условиями для развития рифообразующих организмов являются: температура воды не ниже $18-20^{\circ}\text{C}$, соленость не ниже 27‰ (в опресненной воде кораллы погибают), хорошая освещенность, которая возможна в прозрачной воде и на глубинах не более $40-50$ м, твердое дно и активная циркуляция воды. Поселяясь на дне моря, кораллы и сопутствующие им организмы поглощают из морской воды большое количество извести, из которой строят скелеты и создают мощные известковые сооружения — рифы и острова.

Рифы подразделяют на окаймляющие (береговые), барьерные и внутрелагунные. Окаймляющие рифы непосредственно примыкают к берегу и образуют широкую, в форме террасы, полосу мелководья. Барьерные рифы располагаются на некотором расстоянии от берега и имеют форму известковой гряды, иногда частично выходящей из-под уровня моря. Между берегом и рифом располагается мелководная лагуна, в которой в виде подводных гряд и пирамидальных возвышенностей поднимаются внутрелагунные рифы. Большой Барьерный риф у восточных берегов Австралии имеет протяженность более 2000 км, ширина лагуны между ним и берегом материка достигает на севере 90 км, в средней части 13 км, на юге до 180 км.

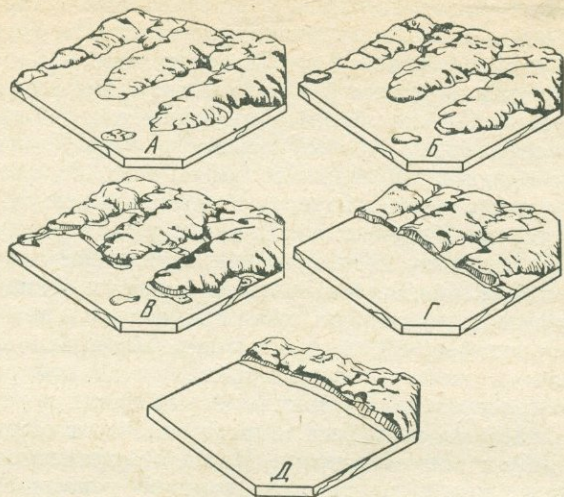


Рис. 26. Эволюция берега (по Джонсону).
А—Д — стадии выравнивания

Коралловые острова — атоллы — представляют собой кольцевые рифы, вершина которых частично или полностью вышла из-под уровня моря и превратилась в сушу. Внутри кольца располагается замкнутое или сообщающееся с морем узкими проливами водное пространство — лагуна. Глубина в лагуне небольшая, но с внешней стороны край рифов круто, а иногда отвесно и даже нависая над ниже идущим скатом, спускается к большим глубинам.

Согласно гипотезе Ч. Дарвина, атоллы образуются из окаймляющих рифов, возникающих у берегов погружающихся океанических островов, например вулканических. По мере погружения острова береговой риф превращается в барьерный, а после погружения всего острова — в кольцевой риф или в рифовое плато. Образование самого острова — атоллы происходит при участии волн, разрушающих внешние части рифа, выбрасывающих продукты разрушения на поверхность плато (коралловой отмели) и формирующих из них низменную полосу суши.

В классификации берегов, составленной Шлюттером, выделяется более 40 типов берегов, но и эта классификация не является полной. Причины разнообразия берегов очень много. Одной из них является то, что многие изрезанные берега (риасовые, далматинские), у которых в процессе эволюции разрушаются выступающие за общую береговую линию мысы и полуострова, превращаются в нормальные, выровненные абразионные берега (рис. 26).

Другой причиной могут быть реки. Вынося в море огромное количество материала и отлагая его в своем устье, они образуют

особые типы побережий — дельты и аллювиальные равнины (потамогенные берега). Даже небольшие реки оказывают часто влияние на развитие береговых процессов, нагружая береговой поток наносов дополнительным материалом и влияя тем самым на интенсивность перестройки берегов, часто препятствуя их размыву.

Большое влияние на береговые процессы оказывает и климат (мангровые, коралловые, ледяные и другие берега). Очень часто большое участие в развитии берегов и прилежащих к ним пространств суши принимают процессы выветривания и ветер. С интенсивно развивающимися процессами выветривания связывают образование так называемого стрендфлета — абразионной равнины, возникшей на месте затопленного морем гористого и сильно расчлененного берега, расположенного в высоких широтах. Выветривание, в частности морозное, разрушает внутренние части и береговые склоны гористых островов и полуостровов, подготавливая тем самым материал, который подхватывается и перерабатывается морем, отлагаясь затем в понижениях морского дна. В результате получается поверхность, очень слабо наклоненная в сторону открытого моря, высланная в понижениях новейшими морскими отложениями, на которой местами поднимаются небольшие, сложенные коренными породами холмы и гряды с плоскими вершинами, срезанными под один уровень. Если поверхности находятся в стадии формирования, то их называют современным стрендфлетом, а если подняты в виде обширных морских террас — поднятым древним стрендфлетом. Такие поверхности развиты, например, на северо-западе Скандинавии.

Влияние ветра выражается не только в том, что он воздействует на поверхность моря и вызывает волны и течения, которые разрушают берег и перемещают массы обломочного материала, но и в том, что ветер принимает участие в формировании берега, например, перенося и отлагая рыхлый материал, выброшенный на берег. Наиболее ярко работа ветра проявляется на низменных побережьях, сложенных песками, когда господствующие ветры дуют с моря, захватывают песок на пляже и береговых валах и уносят его в глубь суши, образуя дюны. Берега, покрытые донными песками, широко распространены на юго-востоке Балтийского моря, в западной части Франции и ряде других мест.

Большое значение в развитии морских берегов имеют тектонические и эпейрогенические движения и вулканизм. Тектонические движения выводят над поверхностью моря слои, в различной степени сопротивляющиеся абразии, что отражается на характере береговых линий. Медленные вертикальные (эпейрогенические) движения земной коры при поднятиях выводят из-под уровня моря или абразионные равнины, превращающиеся в морские террасы и поднятый стрендфлет, или обширные равнины, сложенные толщей морских отложений (первичные равнины).

При погружениях земной коры развиваются морские и н г р е с с и и (вторжения моря на сушу без существенной переработки рельефа) и т р а н с г р е с с и и (вторжение моря с одновременной переработкой рельефа). При этом образуются берега сложных очертаний (особенно при ингрессии), а при значительных погружениях получаем сложно построенный рельеф морского дна (например, с подводным продолжением речных долин). Вулканические извержения, происходящие вблизи берегов, часто сопровождаются образованием особого типа вулканических побережий. Подводные извержения вначале приводят к усложнению рельефа морского дна, а при выходе вулкана из-под уровня моря — к образованию вулканических островов, местами широко распространенных в океане и в некоторых морях.

Исследование берегов и береговых процессов имеет большое практическое значение. Стоянка морских судов, предохранение берегов от разрушения часто могут быть обеспечены только путем проведения больших и сложных инженерных работ. Прежде чем приступить к этим работам, необходимо тщательно изучить особенности береговых процессов на данном отрезке береговой линии. Часто эти исследования приходится проводить и на суше, вдали от моря, и в море. Это бывает необходимо для выяснения геологического строения и процессов, способствующих неблагоприятному состоянию берегов (оползанию, размыву пляжей и усиленной абразии, заносу акватории порта и т. п.). Очень часто неблагоприятное развитие береговых процессов связано с береговым потоком наносов, его направлением, мощностью и скоростью, появлением или разрушением на его пути препятствий. Это заставляет проводить обширные исследования дна, определять степень выработанности береговой платформы, изучать режим волнения, движение, количество и стойкость обломочного материала, слагающего дно, и т. д.

Для берегового потока наносов важно бывает установить источники его питания, которыми могут служить абразия, обвалы с крутых откосов берега, выносы рек, часто меняющиеся в связи с деятельностью человека (вырубка лесов и развитие сел, строительство в долинах рек). Установив эти источники, мы получаем возможность воздействовать на поток наносов, направлять его в желаемую сторону. Вмешательство в береговые процессы (например, использование для строительства галечников с пляжей) может повлечь за собой катастрофические явления.

В о д о х р а н и л и щ а — создаваемые человеком обширные водоемы — являются как бы «моделями», на которых мы можем наблюдать и ингрессию в ранее существовавшие понижения рельефа — вторжение вод в долины речек, ручьев, в балки, овраги и другие отрицательные формы рельефа, и трансгрессию с переработкой водами водохранилища затапливаемого рельефа (разрушение мелких положительных форм и заполнение наносами

отрицательных), и другие примеры взаимодействия водоема с породами и рельефом, находившимся до этого в субэаральных условиях.

На приглубых берегах усиленно развивается абразия и происходит выработка береговой платформы. Подмыв берегов, особенно если они высокие и крутые, часто сопровождается оседанием склонов, обвалами и оползнями, которым могут способствовать еще и подпор горизонтов подземных вод, разбухание глинистых слоев и др.

На отмелях берегах возникают береговые валы, и во многих случаях большую роль начинает играть и растительность, задерживающая наносы. Вдоль берегов возникают береговые потоки наносов, происходит формирование кос, пересыпей и других аккумулятивных образований. В устьях впадающих рек начинают формироваться дельты.

Поступление большого количества наносов сопровождается быстрым заиливанием водохранилища. Представляя собой затопленный участок речной долины, чаша водохранилища имеет большую длину при относительно малой ширине и неравномерное распределение глубин (большие — у плотины, малые — в зоне выклинивания подпора).

На водохранилищах, созданных в долинах равнинных рек, где высота подпора небольшая, площадь мелководья очень велика, и дно подвергается переработке при волнении. При боковых ветрах (по отношению к долине) и нагоне воды к наветренному берегу в водохранилище возникают круговые течения, выносящие наносы от берегов и отлагающие их в виде дугообразных валов на дне. Валы быстро разрастаются и разделяют чашу водохранилища на почти изолированные бассейны. На водохранилищах с высоким подпором такое явление наблюдается в зоне выклинивания.

Большие осложнения в развитие берегов вносят резкие колебания уровня, обусловленные расходом накопленной воды в периоды межени. При резких понижениях уровня перемещается зона волнового воздействия и на берегах происходит смена направления движения подземных вод. Это сопровождается усилением процессов суффозии (вынос частиц грунта из водоносного слоя), развитием обвалов и оползней.

Изучение процессов, развитых в уже созданных водохранилищах, позволяет предусмотреть те явления, которые возникнут на берегах проектируемых водоемов, и заранее принять меры к предупреждению нежелательных и вредных последствий. При проектировании и создании крупных гидротехнических сооружений (плотин, водохранилищ) в тектонически активных районах, при наличии тектонических разрывов и трещиноватости в местах будущих сооружений необходимо учитывать возможность возникновения «искусственных землетрясений». Возникают они при заполнении чаши водохранилища водой, обусловлены резко

нарастающими нагрузками и нарушением равновесия блоков земной коры. Например, землетрясения такого происхождения, достигавшие значительной силы, наблюдались в районе Нурекского водохранилища на р. Вахш.

Изображение берегов на карте должно правильно передавать характерные особенности данного берега. На картах крупных масштабов можно показать много характерных деталей, и тип берега при этом определяется с достаточной ясностью. Задача сильно усложняется при изображении берегов на картах средних и мелких масштабов, когда приходится производить отбор и обобщение береговых форм. Достигнуть правильной передачи типа берега легко, если на нем развиты генетически однородные формы. Для этого сокращается показ мелких форм и передаются только более крупные. Если на берегу имеется много деталей разного происхождения и значимости, необходимо выявить наиболее характерные для данного берега формы и показать их, а не те, которые хотя и являются более крупными и легче изображаются на карте, но особенностей берега не характеризуют. При изображении на карте берегов большое значение имеет правильная передача прилежащих частей суши и дна моря. На суше выделяются морские террасы, стрендфлет, висячие долины, древние береговые валы, дюны, затопляемые участки берега и другие образования, отражающие развитие берега. В море показываются особенности рельефа мелководья и подводного склона: затопленные террасы, подводные долины и каньоны, холмистый рельеф, бары, цепи мелких островов, часто являющихся продолжением возвышенностей и горных цепей суши. Для полной характеристики берегов и береговых процессов составляются специальные карты и планы.

§ 7. Ледниково-нивалый и флювиогляциальный рельеф

Снег, накапливающийся слоем большей или меньшей мощности на поверхности земли, в зимнее время в умеренных и высоких широтах, а также в низких широтах в горах, хотя и представляет собой рыхлую массу, практически не оказывающую непосредственного давления, механического (физического) воздействия на горные породы, в отдельных случаях значительно влияет на изменение рельефа. Зависит это от условий накопления снега, которые, в свою очередь, определяются рельефом, растительностью, направлением и силой ветров, температурой и в некоторых случаях деятельностью человека.

На ровной местности выпадающий снег ложится равномерным слоем на достаточно обширном пространстве только при безветренной погоде. Даже слабый ветер вызывает активный перенос легких снежинок в приземном слое и приводит к образованию снежных дюн, надувов и сугробов. Неравномерность накопления

снежного покрова даже на очень ровной поверхности приводит в действие сложную цепь процессов, особенно ощутимую в период таяния. Очень большие неравномерности в распределении снежного покрова возникают в результате действия сильных ветров, в условиях пересеченной местности. Снег сдувается с холмов и ровных пространств и наметается в понижениях, особенно за крутыми подветренными склонами, где накапливается большими, сильно уплотненными массами. На ровных пространствах образуются снежные холмики и гряды, состоящие из уплотненного ветром снега. При обильных снегопадах и сильных ветрах снег может полностью сровнять небольшие овраги, балки, а на высоких крутых подветренных откосах образовать мощные нависающие карнизы и надувы. Скопление снега происходит и у различных препятствий — наветренных опушек леса, кустов, щитов дорожных ограждений, у снежных валов, создаваемых в полях для снегозадержания, и т. д. Снег легко захватывается с поверхности Земли и переносится ветром только при отрицательных температурах (сухой снег). В этом заключается одно из значений температуры воздуха и снега. Слежавшийся снег, покрытый коркой наста, может некоторое время сопротивляться действию ветра. При разрушении корки ветер выдувает из-под нее более рыхлые слои, создавая на поверхности борозды и заструги.

Снежный покров предохраняет грунты от глубокого промерзания тем сильнее, чем мощнее и рыхлее слой снега. В обильные снегами зимы грунты могут оставаться тальми до весны, и это сильно влияет на сток талых вод, которые впитываются грунтами. В зимнее время снежный покров препятствует растрескиванию грунтов в сильные морозы. В теплом и влажном воздухе конденсация и сублимация водяных паров на снегу увеличивают запасы влаги на местности. Наконец, снег представляет собой «законсервированную» воду, которая накапливается за длительный зимний период и стекает по поверхности земли весной.

Снег имеет большое значение при развитии процессов морозного выветривания, которое протекает наиболее интенсивно на границе снега и горной породы при колебаниях температуры около точки замерзания. Талая вода проникает в породу, заполняет трещины и пустоты, а при замерзании разрушает ее. Таким путем подтачиваются основания скалистых выступов, разрушаются у основания крутые участки склонов, срезаются до уровня снега каменные глыбы и валуны. Морозное выветривание может происходить и под тонким слоем снега, куда проникают суточные колебания температур. Интенсивное морозное выветривание способствует образованию на склонах гор ниш и каров, готовит материал для его перемещения водами и ледниками, для осыпей и обвалов.

Велика роль талых вод, образующихся около пятен тающего снега. Эти воды поступают на освободившиеся от снега участки, насыщают оттаивающие грунты, которые при наличии на некоторой

глубине слоя сезонной мерзлоты могут достигнуть состояния плавуча и начать двигаться по склону. При задержании снега в виде скоплений (напаханных гряд, надувов у заграждений) резко возрастает накопление влаги в почве, усиливается питание грунтовых вод, что чрезвычайно важно в районах неустойчивого увлажнения.

Лавины образуются при накоплении снега на крутых склонах. Неравномерное распределение снежного покрова наблюдается при резко пересеченной местности в горах, где снегопады проходят при сильных ветрах, а большие массы снега приобретают способность к самостоятельному перемещению по крутым склонам. В настоящее время имеется подробная классификация лавин, выяснены условия их образования, разработаны меры предохранения сооружений от разрушения.

Сравнительно хорошо изучена рельефообразующая роль лавин разного типа. В основном лавины подразделяют на сухие (шелеобразные), мокрые (грунтовые, или пластовые). Наибольшим разрушительным действием отличаются лавины первого типа, состоящие из сухого, рыхлого снега, с огромной скоростью скатывающегося по склонам гор. Такая лавина ломает и вырывает с корнями деревья, дробит скалы, захватывает камни, прорывает на своем пути глубокие борозды. Разрушительное действие сухих лавин усугубляется воздушной волной, которая на крутых и длинных склонах обгоняет тело лавины. Лавины мокрые — сползающие пласты влажного тающего снега движутся медленнее и, как правило, производят меньшие разрушения.

Лавины перемещают снег с вершин и склонов в понижения и долины, где он сильно уплотняется, смерзается и сохраняется иногда многие годы, а при постоянном пополнении дает начало леднику. Ледником называют массу льда, характеризующуюся постоянным закономерным движением, расположенную главным образом на суше, существующую длительное время, обладающую определенной формой и значительными размерами и образованную благодаря скоплению и перекристаллизации различных твердых атмосферных осадков. Ледники образуются при условии накопления больших снежных масс, сохраняющихся длительное время, т. е. выше снеговой границы. Снег, накапливающийся на поверхности земли, еще не является ледником; для превращения в массу льда он должен пройти ряд преобразований. Место, где происходит накопление снега и преобразование его в глетчерный (ледниковый) лед, является областью питания ледника и называется фирновым полем и фирновым бассейном.

Размеры и форма фирнового поля зависят от размеров оледенения и рельефа данной территории. Наибольшие размеры имеет область питания больших материковых ледников Гренландии, Антарктиды. Обычно это обширные пространства со слабо выпуклой поверхностью, покрытые снегом. Границу между областью

питания и собственно ледником провести бывает очень трудно. Более сложные формы имеют области питания ледников, располагающиеся в горах, повторяющие их формы и представляющие собой обширные фирновые поля. Обычно такое поле дает начало нескольким ледникам, спускающимся в горные долины. В горах с сильно пересеченным рельефом, с острыми пиками и гребнями, на которых снег плохо удерживается, накопление снега и льда происходит в углублениях, расположенных на склонах и в вершинах горных долин. Такие области накопления фирна называют *фирновым бассейном*. Из них берут начало одиночные ледники, которые могут сливаться с ледниками, выходящими из смежных бассейнов, и образуют сложные ледяные тела. Общая форма поверхности снежно-ледяной массы в фирновом бассейне вогнутая и повторяет в общих чертах форму самой впадины — *фирновой мульды*.

Рельеф фирнового поля у горных ледников сложный и обусловлен неравномерностями накопления снега и его таяния, неровностями ложа, движением массы фирна и льда. В летнее время поверхность фирнового поля может стать очень неровной. Благодаря прямому действию солнечных лучей могут появиться формы в виде игл и пирамид, ориентированные длинными осями параллельно солнечным лучам, обнажаются трещины, возникшие в результате движения фирна и льда. Наиболее выдержанной трещиной, развитой в фирновых бассейнах вогнутой формы, является трещина *береговая* (бергшруд — подгорная), идущая вдоль подножия высоких склонов. Ширина ее может достигать 15—30 м, а глубина колеблется от 3—4 до 20 метров и более. Образуется она в результате смещения и осадки фирна и движения льда в фирновом бассейне. Береговая трещина имеет большое значение в развитии фирновой мульды, так как к ней приурочены процессы морозного выветривания, подтачивающие склоны. В трещину стекает со склонов вода и падают обломки горных пород, которые затем проникают в основание фирнового поля. Замерзающая в береговой трещине вода, несомненно, влияет на движение льда в фирновом бассейне.

Поверхность фирнового поля, помимо береговых трещин, часто пересекают трещины разных размеров и направлений. В зимнее время они бывают занесены снегом, над ними образуются снежные мосты, трещины невидимы и очень опасны. При густом расположении трещин фирновое поле оказывается разбитым на множество глыб и массивов, которые летом обтаивают на солнце, обособляются и образуют так называемые *серак*и. Закономерная система поперечных трещин в форме ледопада образуется там, где лед вытекает из фирновой мульды и переходит через скалистый порог — *ригель*.

Из области накопления, по горным склонам и по дну горных долин лед движется в силу присущей ему пластичности. Движению способствуют замерзающая в трещинах вода, температуры

в толще ледника, близкие к температурам его таяния (при данных условиях давления) и ряд других причин. Форма и размеры ледников зависят от климата и рельефа, на котором ледник образовался. Мощные и обширные покровные (материковые) ледники Гренландии и Антарктиды почти полностью перекрывают все неровности ложа и только отдельные вершины гор выступают над их поверхностью в виде так называемых *нунатаков*.

Горные ледники всегда располагаются в соответствии с рельефом горной страны и при своем движении «чувствуют» рельеф подстилающей поверхности. Поверхность ледников всегда бывает разбита трещинами и имеет различные неровности. Многие из них возникают закономерно, на определенных местах, и обусловлены движением ледника и его физическими свойствами. К таким образованиям относятся поперечные трещины, возникающие при переходе ледника через скалистые пороги его ложа. Спускаясь с такого порога, ледник разбивается трещинами и образует *ледопады*. Ниже ледопада трещины закрываются, ледяные глыбы смерзаются и ледник продолжает свое движение, а наползающие на порог новые массы льда образуют новые трещины. Второй тип трещин — боковые, образующиеся от неравномерной скорости движения осевой и боковых частей ледника. Средняя часть ледника движется во многих случаях быстрее боковых, нагруженных моренным материалом, имеющих меньшую мощность, испытывающих большее трение о ложе и борта долины. В результате разности скоростей в массе ледника возникают напряжения, которые разряжаются путем образования трещин. В начале своего образования эти трещины ориентированы косо и обращены навстречу движению ледника, затем, постепенно перемещаясь, они могут принять положение, перпендикулярное к его оси, а далее поворачиваются вниз по леднику и замыкаются. Там, где ледник расширяется (выходит в расширенную часть долины, на предгорную равнину), образуются продольные трещины, иногда имеющие большую длину и глубину и рассекающие ледник до его ложа.

Размеры трещин на ледниках различны — от волосяных до очень глубоких и широких, протяженностью во много километров. Роль трещин в развитии ледника, в его движении, таянии, видимо, велика, но еще мало изучена. Трещины являются теми путями, по которым в летнее время осуществляется проникновение под ледник и в его толщу талых вод. В трещинах скапливается снег, замерзает вода, и при этом развивается огромное давление. Трещины затрудняют движение по ледникам, например санно-тракторных поездов в Антарктиде.

Помимо трещин на поверхности ледника иногда можно видеть изогнутые в виде кривых линий чередующиеся полосы льда разной окраски и строения, получившие название *огивы*. Образуются они при неравномерной перекристаллизации фирна в фирновом бассейне и разной интенсивности таяния льда разной

плотности и строения. На поверхности льда огивы часто напоминают колеи наезженной дороги.

Поперечный профиль поверхности фирнового поля в бассейне горного ледника вогнутый, что объясняется повышенным накоплением снега у подножий склонов. После выхода ледника из области питания, по мере приближения его к области стаивания профиль поверхности приобретает вид прямой линии (здесь проводят границу вечных снегов), а ниже становится выпуклым. Это объясняется тем, что краевые части ледника тают быстрее осевых частей, поскольку на края ледника действует тепло нагреваемых солнечными лучами склонов долины, края ледника сильнее загрязнены обломочным материалом и т. д.

Расход массы ледника происходит путем таяния в процессе движения (на что указывают водотоки, вытекающие из-под ледника даже в зимнее время), за счет непосредственного действия солнечных лучей и теплых масс воздуха, путем испарения с поверхности ледника, без перехода льда в воду, а также при образовании айсбергов. Таяние и испарение с поверхности ледника известно под общим термином а б л я ц и я.

Возникновение, движение и таяние ледников — процессы, полностью обусловленные особенностями климата и рельефом территории. Климат определяет количество осадков, их фазы (дождь, снег, ожеледь), распределение по временам года, условия стаивания, распределение на местности (влияние господствующих ветров). Рельеф также оказывает большое влияние на распределение осадков (например, горы, стоящие на пути господствующих ветров, высота поверхности над уровнем моря, при которой осадки выпадают преимущественно в форме снега), условия их накопления на земной поверхности (например, низменная, возвышенная, ровная, горная и пересеченная) и на скорость движения скопившихся масс льда (наличие или отсутствие крутых склонов, размеры и форма ложа, препятствия на пути ледников).

Образованию ледников благоприятствуют обильные осадки, выпадающие в твердой фазе, и, что особенно важно, слабое таяние и испарение их в летние месяцы. В высоких широтах именно последний фактор способствует образованию и сохранению ледников. В умеренных и тропических широтах для образования ледников необходимо большое количество снега и низкие температуры летом, что мы имеем только в горах, на большой высоте над уровнем моря. Здесь в большой степени начинает сказываться влияние рельефа — формы и крутизны склонов, их ориентировки по отношению к господствующим ветрам и странам света.

Движение льда зависит от его мощности и уклона ложа. На ровной поверхности лед растекается, если мощность слоя больше 60—65 м; на крутых склонах слой льда в несколько метров мощностью уже приходит в движение. Следовательно, скорость движения льда находится в прямой зависимости от его мощности и уклона ложа. Действительная скорость ледников

различна и колеблется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров, а в отдельных случаях 5—25 метров в сутки. Она меняется в зависимости от баланса питания и абляции (режима) ледника, времени суток и года, многолетних изменений климата.

Точными наблюдениями установлено, что скорость движения некоторых горных ледников становится меньше в конце дня, постепенно увеличивается ночью и максимального значения достигает перед восходом солнца. Причина этого изменения не совсем ясна, но возможно, что здесь сказывается роль воды, замерзающей ночью в трещинах ледника. По временам года наибольшие скорости наблюдаются в весенние месяцы и, кроме того, на весенние и ранние летние месяцы приходится случаи катастрофического срыва некоторых ледников, например ледника Медвежьего. Такие ледники, регулярно и часто изменяющие скорость движения и свою длину, называют п у л ь с и р у ю щ и м и. Многолетние изменения скорости движения ледников зависят от накопления снега в областях питания. После многоснежных зим, слабого таяния в летние месяцы скопления снега и фирна увеличиваются, возрастают запасы льда и скорость его движения при выходе из фирнового бассейна. Постепенно эта «волна» распространяется по леднику и через несколько лет (тем позднее, чем длиннее ледник) может вызвать его продвижение вперед (ледник наступает). При усиленном расходе снежно-ледяной массы в фирновом бассейне и на леднике; наоборот, наблюдается сокращение ледника (ледник отступает). Размеры таких смещений фронта ледников различны и достигают нескольких километров. При значительных изменениях климата ледники исчезают или, наоборот, распространяются на обширные площади, как это происходило не раз в геологической истории Земли.

Типы современных ледников весьма разнообразны и их можно классифицировать по ряду признаков. В наиболее простой классификации ледники подразделяют на п о к р о в н ы е (материковые) и г о р н ы е.

Покровные (материковые) ледники наиболее типично развиты в Гренландии и Антарктиде. В Гренландии площадь оледенения равна 1 802 600 км². Лед покрывает почти весь остров, за исключением его южной оконечности. Мощность льда в центральной части до 3400 м и уменьшается к окраинам, где возвышаются нунатаки. Скорость движения ледника около 1—7 км/год. Там, где лед проходит по горным долинам и образует так называемые выводные ледники, скорость ледника достигает 20—25 м/сутки. Часть выводных ледников выдвигается в море, и от их края отрываються айсберги. Над ледником располагается один из полюсов холода северного полушария, что связано с выхолаживающим влиянием самого ледника.

В Антарктиде площадь ледяного покрова составляет 13 500 000 км², мощность в центральных частях более 4000 м, средняя же — около 2000 м. Лед из центральных частей дви-

жется к морю и, распространяясь далее по его дну, образует шельфовые ледники; в ряде мест имеются мощные выводные ледники. На леднике, в его центральных частях, располагается полюс холода земного шара с абсолютным минимумом $-88,3^{\circ}\text{C}$ (район станции Восток). На окраине материка имеются небольшие свободные от льда пространства — оазисы, где температуры летом положительные, но даже и у берегов моря потери массы льда за счет таяния ничтожны. Расход льда осуществляется путем образования айсбергов.

Сходные с покровными ледниками Гренландии и Антарктиды ледники, но гораздо меньшие по своим размерам и мощности, образуются на многих арктических островах. Они имеют форму слабо выпуклого щита, при небольшой мощности льда рельеф его поверхности повторяет в сглаженном виде рельеф ложа. По окраинам охарактеризованных ледников, а иногда и в горах (обычно ниже климатической снеговой линии) могут образоваться так называемые навенные ледники. Своим происхождением они обязаны накоплению в понижениях рельефа, на береговых террасах и даже на льду берегового припая снега, принесенного ветром с более возвышенных пространств. Состоят эти ледники из фирна, чередующегося с прослоями льда.

В высоких широтах, в районах с горным рельефом может развиваться сетчатый тип покровного оледенения. При этом оледенении скопления фирна и льда заполняют все понижения рельефа (долины, впадины, перевальные седловины), образуя обширное ледяное плато и сеть ледниковых потоков, над поверхностью которых возвышаются невысокие горные массивы и вершины отдельных гор, например на Новой Земле.

Горные ледники отличаются большим разнообразием и подразделяются на ряд типов: скандинавский (полупокровный), альпийский, туркестанский.

Скандинавский (полупокровный) тип ледников образуется при накоплении фирна и льда на обширных волнистых плато и плоскогорьях — фьельдах. На плато образуется большая ледяная шапка (поэтому ледники иногда и объединяют с покровными), от которой в разные стороны по склонам плато и врезанным в них долинам спускаются ледяные языки. В некоторых случаях сходные ледники, имеющие общий фирновый бассейн, могут возникнуть не на плоских вершинах, а на выпуклых и даже конусообразных вершинах гор, например на Эльбрусе.

В горах, имеющих сильно пересеченный рельеф — острые пики и гребни, с которых снег сдувается ветром, скатывается в виде лавин, образуются ледники, получившие общее название ледников альпийского типа. Для них характерна обособленная область питания, расположенная в понижениях, разделенных скалистыми гребнями и отрогами горных хребтов.

Эти ледники можно подразделять на каровые, долинные простые, долинные сложные и др.

К а р о в ы е ледники находятся в углублениях — карах, расположенных на склонах гор. В долины не спускаются и заканчиваются в устье кара, где иногда нагромождают конечную морену. Площадь и мощность таких ледников небольшие, поверхность вогнутая и имеет наклон в сторону долины, куда открывается кар.

В и с я ч и е ледники сходны с предыдущими, образуются во впадинах на склонах гор. Имеют небольшие размеры и круто наклоненную поверхность; на дно долин не спускаются и тают на склоне, но иногда конец ледника обламывается и падает на дно долины.

П е р е м е т н ы е ледники располагаются в седловинах на горных перевалах и спускаются оттуда в горные долины двумя языками, напоминая переметные сумы, лежащие на седле.

Д о л и н н ы е п р о с т ы е ледники берут начало в верховьях горной долины и двигаются по долине, напоминая реку. Сливаясь, несколько ледников, вышедших из смежных долин, образуют как бы реку с притоками. Так образуются **с л о ж н ы е** долинные ледники.

Т у р к е с т а н с к и й тип ледников отличается от других горных ледников отсутствием фирнового бассейна. Располагаются эти ледники в узких затененных долинах, куда зимой со склонов низвергаются снежные лавины, являющиеся основным источником их питания. Лавины приносят с собой большое количество обломков горных пород, и поверхность ледника летом бывает покрыта таким слоем валунов, что льда часто совершенно не видно. В случае интенсивной абляции на леднике можно встретить «ледниковые столы» — валун, лежащий на ледяной ножке, углубления и «колодцы», возникающие на месте быстрого протаивания льда.

П р е д г о р н ы е ледники образуются в условиях умеренного морского климата и большого количества снега, выпадающего в горах, стоящих на пути господствующих ветров. В настоящее время они развиты на Аляске, но в эпоху великих оледенений пользовались широким распространением (например у подножия Альп). Фирновые бассейны этих ледников располагаются в горах. Ледники движутся по горным долинам и выходят на предгорную равнину, где конец ледника растекается и образует как бы конус выноса, сложенный льдом. Такие ледники иногда называют ледниками с расширенным концом. В горах ледники, движущиеся по смежным долинам, образуют сложные древовидные системы, а при сильном переполнении долин льдом отдельные ветви ледников могут перетекать через перевалы в соседние долины, образуя сквозные ледники. По выходе на равнину мощные ледники, двигавшиеся по соседним долинам, сливаются в обширные предгорные ледяные покровы. Площадь наиболее известного ледника

предгорного типа — ледника Маляспина достигает 3,5 тыс. км². В концевой части ледяной покров покрыт массой вытаявшего моренного материала, на котором даже развита растительность.

Рельефообразующая деятельность ледников выражается в захвате, переносе и отложении принесенного материала.

Разрушительную деятельность (захват) называют экзарацией (выпахиванием, ледниковой эрозией, корразией). Осуществляется она за счет давления на ложе (лед мощностью в 100 м оказывает давление в 90 т на 1 м²), путем царапания и шлифовки ложа перемещаемым обломочным материалом. Экзарации сопутствует деятельность талых ледниковых вод и морозное выветривание. По поводу рельефообразующего значения экзарации до настоящего времени продолжают споры. Одни исследователи считают экзарацию основным рельефообразующим фактором, другие ведущее значение приписывают морозному выветриванию и деятельности текучих вод.

Ледники способны переносить огромные массы обломочного материала, захваченного ими в результате разрушительной деятельности, а также поступающего с обрывов фирновой мульды, склонов горной долины, во время обвалов и прохождения лавин. Размеры материала при этом не имеют существенного значения. Ледник (в отличие от рек, ветра, морских волн) одновременно свободно перемещает и мелкие частицы грунта, и огромные каменные глыбы диаметром во много метров. Сортировки материала по крупности и удельному весу при этом не происходит, что характерно для ледниковых отложений. Весь переносимый и отлагаемый ледниками материал называют мореной. Отлагается принесенный материал в местах таяния ледника, и только айсберги уносят его далеко в море.

Формы рельефа, обусловленные деятельностью ледников, наиболее разнообразно представлены в горах. Элементарные формы возникают на горных склонах в местах скопления летующих масс снега и льда. Основным процессом разрушения склонов является морозное выветривание в отдельных случаях в сочетании с химическим выветриванием, развивающееся у края снежного (ледяного) скопления. Выветривание разрушает прилежащие части склона, и на нем формируется углубление, ограниченное с трех сторон крутыми стенками и открытое в сторону падения склона. Движущийся лед захватывает обломки горных пород у подножий разрушающихся стенок и перемещает к выходу из формирующейся впадины. Вынос обломочного материала способствует дальнейшему расширению впадины и накоплению в ней больших масс фирна и льда. Разросшееся понижение приобретает характерные формы, напоминающие глубокое кресло, и его называют каром. Дно кара часто бывает сильно переуглублено в результате большей мощности льда и большей скорости его движения, по сравнению с устьевой частью, где ледник таял и отлагал вынесенный обломочный материал. Здесь

часто наблюдается и скалистый порог — ригель. На дне каров после стаивания ледников часто образуются каровые озера.

Аналогичные процессы, только в больших масштабах, развиваются и в верховьях горных долин, где формируются фирновые бассейны ледников. Иногда верховья долины приобретают получашевидную форму и их называют ц и р к о м. Из области питания ледник движется по дну долины, изменяет рельеф дна, разрушает и подтачивает основание склонов. Поперечный профиль долины приобретает форму буквы U и ее называют т р о г о м (трог — корыто). В трогах, выше уровня поверхности двигавшегося ледника, склоны могут сохранить прежние уклоны, и тогда на месте перехода их к обработанной ледником и более крутой нижней части образуется перегиб — п л е ч о т р о г а. Продольный профиль троговой долины характеризуется чередованием переуглубленных участков и скалистых порогов — ригелей. Часто первый ригель находится у выхода ледника из фирнового бассейна. Верхняя часть ригеля несет следы движения и выпавшей деятельности ледника, покрыта шрамами и бороздами, местами как бы пришлифована, несколько приподнята по отношению к вышележащей части дна долины. Нижняя часть ригеля, обращенная вниз по долине и по направлению движения ледника, крутая, разбитая трещинами, несет следы отрыва и скальвания, неровная, под ней располагается переуглубленный участок, поверхность которого повышается к следующему ригелю. Способность ледников двигаться против уклона подстилающей поверхности (ложе) обусловлена разностью уровней поверхности потока от области накопления к области расхода.

На дне трогов встречаются не только ригели, но и так называемые б а р а н ь и л б ы, представляющие собой скалистые выступы, округленные и обточенные ледником. Поверхность бараньего лба, обращенная навстречу движению ледника, сглажена, покрыта ледниковой полировкой, исчерчена валунами. На противоположной стороне, обращенной по движению ледника и обычно более крутой, полировка отсутствует и видны следы отрыва и разрушения горной породы, вершина бараньего лба округлена. Бараньи лбы придают рельефу волнистый характер и его часто называют р е л ь е ф о м к у р ч а в ы х с к а л.

Захватываемый и переносимый ледником моренный материал распределяется в теле ледника неравномерно. У горных ледников значительная, а у покровных почти вся масса морены находится в нижнем слое ледника — там, где он соприкасается с ложем. Этот материал называют д о н н о й м о р е н о й. Образуется донная морена за счет разрушения ложа, участвует в движении ледника. Перемещаемый льдом обломочный материал бороздит и шлифует ложе, усиливает разрушительную работу ледника. Одновременно и сама донная морена подвергается наибольшему

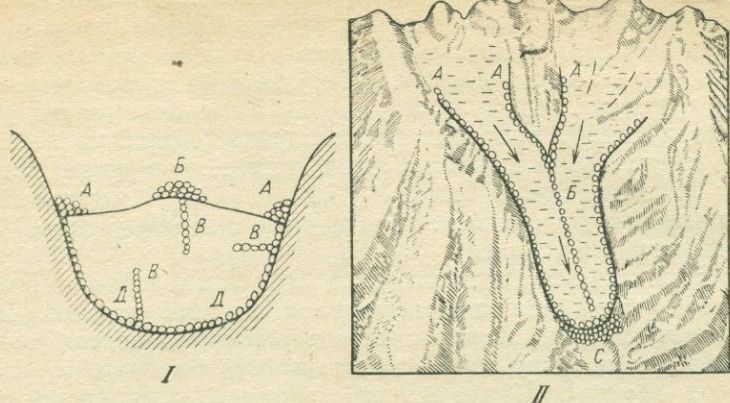


Рис. 27. Схема расположения морен в поперечном сечении (I) и в плане (II) ледника.
 Морены: А — боковая, В — срединная, В — внутренняя, Д — донная, С — конечная

давлению и износу. Валуну в ней покрыты шрамами, истерты и отшлифованы; в ней много глинистых частиц и тонкого ила, который часто выносится из-под ледника тальными водами (рис. 27).

Внутренние морены формируются главным образом из материала, попавшего на поверхность фирнового поля и ледника в области питания, погребенного в толще льда, проникшего в трещины, иногда вынесенного небольшими боковыми ледниками.

Боковая морена состоит из обломков горных пород, оторванных ледником от склонов долины, и из материала, поступающего на ледник с окружающих возвышенностей. В состав ее входят частицы различных размеров и формы. Весь этот материал перемещается, частично вмерзая в лед, частично находясь на его поверхности, поэтому истертость его незначительна, преобладают угловатые валуны и щебень.

Срединная морена образуется при слиянии ледников, когда их боковые морены объединяются и превращаются в вал обломочного материала, лежащий на поверхности ледника. Под срединной мореной в леднике находится внутренняя морена. По числу срединных морен можно определить число слившихся ледников: оно равно числу срединных морен плюс один. При этом следует учитывать, что срединные морены могут еще образоваться при обтекании ледником высоких скалистых выступов, около которых образуются боковые морены (например, при обтекании ледником нунатаков).

Донная, внутренняя, боковая и срединная морены участвуют в движении ледника и их называют движущимися. Это отличает их от неподвижной морены, которая образуется у конца ледника и является конечной мореной.

Образуется она из материала, принесенного ледником, состоит из несортированной массы валунов, щебня, гальки, песка с большей или меньшей примесью глинистых частиц. У больших покровных ледников в конечных моренах преобладают глины и тяжелые суглинки, содержащие хорошо окатанные и покрытые штриховкой валуны. В рельефе эта морена может быть выражена в виде гряды или вала (иногда цепи холмов), повторяющих очертания фронта ледника. Иногда у вала конечной морены наблюдается асимметрия склонов: обращенный к леднику склон более крутой, внешний пологий.

После стаивания ледника (или его части) обнажается его ложе, покрытое вытаявшим материалом и донной мореной (основная морена), с некоторыми характерными формами рельефа.

С ледниками тесно связана деятельность талых ледниковых вод. В период летнего таяния на поверхности слабо разбитых трещинами участков ледника (особенно на больших покровных ледниках) образуются ручьи и речки, текущие по ледяным руслам. Достигнув трещин, вода уходит в них, образуя водопад и вырабатывая в теле ледника ледяные мельницы, а проникнув до ложа ледника, такой водопад и образующийся под ним водоворот вырабатывают в коренных породах углубления — исполиновые котлы и в более податливых породах более обширные углубления — эрозийные котловины. С прекращением летнего таяния потоки замирают, вода в котловинах под ледником может замерзнуть и на долгое время «законсервировать» выработанное углубление, предохраняя его от заполнения моренным материалом и водно-ледниковыми отложениями. В рельефе такие котлы и котловины обнаруживаются после стаивания ледника.

Внутри толщи ледника и под ним вода протекает в ледяных галереях и гротах, перемывает и отлагает моренный материал, который при этом окатывается, сортируется по крупности и, отлагаясь в ледяном русле и ледяных гротах при изменяющейся скорости потока, приобретает слоистость. После стаивания ледника отложения внутриледниковых и послеледниковых потоков проектируются на поверхность ложа и выступают в рельефе в виде песчано-галечниковых гряд — озв. Достигнув конца ледника, воды прорывают гряды конечных морен (иногда частично застаиваются перед грядой и образуют озера), частично перемывают морену, растекаются по местности и покрывают ее слоем водно-ледниковых (флювиогляциальных) отложений. Поверхности, покрытые такими отложениями, называются андровыми полями, а если их накопление происходило в долинах — долинными вандрами. Достигая озер, ледниковые воды отлагают в них песчаный и илистый материал. Летом на дно озер оседает более крупный — песчаный материал, а зимой, когда деятельность потоков талых вод замирает, на дне озера отлагается ил. Образующиеся таким путем осадки называются ленточными гли-

на ми. Каждая пара слоев этих осадков соответствует одному году; подсчет их используется в геохронологии.

Хорошо развитые комплексы водно-ледниковых отложений и форм рельефа распространены на равнинах и приурочены к областям обширных покровных оледенений. В горах быстро текущие воды уносят захваченный материал в долины рек и даже на предгорную равнину, где и отлагают его более или менее мощным слоем. Позднее эти слои могут быть промыты рекой и только частично сохраняются в виде террас на склонах долины.

Современные ледники занимают свыше 16 млн. км², или около 11% площади суши. Древние оледенения вопреки часто высказываемому мнению не представляют редкого исключения в геологической истории Земли. Специфические особенности ледниковых отложений и форм рельефа позволили обнаружить их среди толщ осадочных пород и установить, что ледники были на Земле почти в каждый геологический период ее истории.

В антропогене оледенение охватило огромные пространства суши, особенно в северном полушарии. В этот период произошло не только увеличение площади горных ледников, но и большие площади Северной Америки, Европы и Азии оказались под мощными ледяными покровами. Следы этих оледенений хорошо сохранились. Они представлены типичными формами рельефа и характерными ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. Изучение этих отложений позволило установить многократность эпох наступания ледников, прерывавшихся эпохами резкого сокращения оледенения (межледниковые эпохи). В Западной Европе для Альп установлено четыре оледенения: гюнцское, миндельское, рисское и юрмское. Для Восточной Европы с достаточной достоверностью устанавливаются пять оледенений: окское (лихвинское), днепровское, московское, калининское и осташковское * (по А. И. Москвитину).

Границы распространения ледниковых покровов устанавливаются по моренным отложениям, по скоплению принесенных ледниками валунов. Межледниковые эпохи отмечены речными, болотными и озерными отложениями, горизонтами погребенных почв. Встречающиеся в отложениях споры и семена растений, скелеты животных и ряд других характерных признаков позволяют восстановить физико-географические условия ледниковых и межледниковых эпох. По разному валунов характерных горных пород, по направлению шрамов, оставленных на скалистом ложе, по расположению на местности характерных форм рельефа устанавливают области питания и направление движения ледников, направления движения потоков талых ледниковых вод и т. д.

Основные центры ледяных покровов Европы располагались в Скандинавии, на островах Новой Земли, Пай-Хое и Северном

* Калининское и осташковское оледенения часто объединяют под общим названием валдайского оледенения.

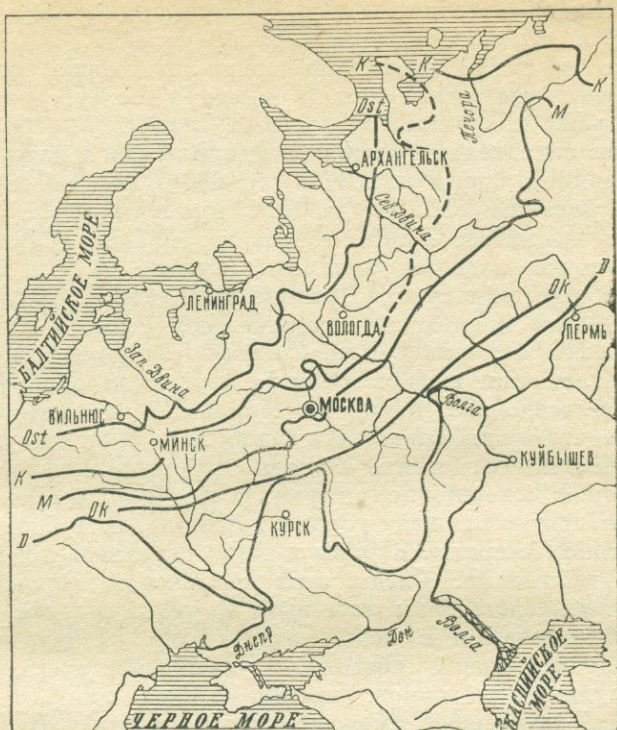


Рис. 28. Схема распространения оледенений (по А. И. Москвитину).

Границы оледенений *Ok—Ok* — окского (предполагаемая); *D—D* — днепровского, *M—M* — московского, *K—K* — калининского, *Ost—Ost* — ошастковского

Урале. В Азии центры оледенения находились на островах Северной Земли и п-ове Таймыр, на северо-западе Средне-Сибирского плоскогорья (горы Путорана) и в хребтах Северо-Востока СССР.

Границы распространения окского оледенения устанавливаются с большим трудом, поскольку последующее днепровское оледенение было более обширным и уничтожило следы более раннего оледенения. В днепровскую эпоху ледники покрывали обширные пространства Западной Европы (до северных склонов Саксонских гор, Карпат), а на европейской части территории СССР ледниковый покров большими языками продвигался к югу по древним долинам Днепра и Дона (более приподнятая поверхность Средне-Русской возвышенности льдом не покрывалась), далее граница ледника круто поднималась к северо-востоку и пересекала Урал в районе 60° с. ш. (рис. 28). Приблизительно на той же широте проходил фронт ледяного покрова и в Западно-Сибирской низменности. Последующие оледенения — москов-

ское, калининское и осташковское распространялись на меньшие площади. В пределах этих оледенений следы днепровского оледенения подверглись значительной переработке. Там, куда ледяной покров московского оледенения не распространялся, отложения и формы рельефа днепровского оледенения сохранились лучше. В этой области они подверглись переработке текучими водами, ветром, местами были размывы или перекрыты более молодыми отложениями, осложнены вновь образовавшимися формами (например дюнами). В области последующих более молодых оледенений ледниковые отложения и формы рельефа сохранились несравненно лучше, что позволяет проследить ряд их характерных особенностей.

В центрах оледенений, где мощность ледяных покровов была наибольшей, превышала 2000 м, преобладают формы рельефа, обусловленные разрушительной деятельностью ледника, — бараньи лбы, курчавые скалы, скалистые поверхности с ледниковыми шрамами и ледниковой полировкой, глубокие впадины, выпаханые в коренных породах и занятые в настоящее время множеством озер. Морены здесь распространены слабо и представлены главным образом донной мореной, состоящей из грубого валунного материала с небольшой примесью мелкозема. В отдельных случаях встречаются дуги конечных морен и иногда озы, образовавшиеся в период стаивания последнего ледникового покрова и временных задержек его фронта на промежуточных рубежах. Только на наиболее возвышенных местах Скандинавского и Кольского полуостровов можно встретить формы рельефа, выработанные горными ледниками в поверхностях, обработанных ранее сплошным ледниковым покровом. Эти горные ледники представляли собой как бы заключительную фазу оледенения и образовались тогда, когда сплошной ледяной панцирь распался на отдельные небольшие массивы. Формами рельефа, выработанными в эту заключительную фазу оледенения, являются кары, небольшие троговые долины, дуги конечных морен, небольшие озерные ванны, часто встречающиеся, например, в Хибинах.

Ближе к границам распространения последнего (осташковского) оледенения располагается область ледниковой аккумуляции. Здесь часто встречаются участки с хорошо выраженным холмистым рельефом, типичным для основной (донной) морены. Холмы и гряды сочетаются с различного рода понижениями, в настоящее время занятыми озерами и болотами. Хорошо выражены дуги конечных морен, отмечающих положение фронта ледяного покрова в эпоху его максимального распространения и места его временных положений в период стаивания. В большинстве случаев морены состоят из несортированного валунного, галечного, щебнистого, песчаного и глинистого материала, но иногда в них обнаруживается и слоистость, обусловленная частичным перемывом и переотложением материала тальми ледниковыми водами. Встречаются морены с сильно переметыми слоями,

получившие название морены напора. Образование их объясняют действием наступающего ледника, толкающего и сминающего породы подстилающей поверхности. Местами донная морена обогащена продуктами разрушения местных горных пород (локальная морена); крупные массы захваченной породы называют **отторженцами**.

Среди холмистого моренного рельефа встречаются холмы правильной полуяйцевидной формы, сложенные мореной, часто имеющие в основании выступ коренной породы. Называют эти холмы **друмлинами**. Длинная ось друмлинов ориентирована по направлению движения ледников, длина ее редко превышает несколько сотен метров, высота до 30—40 м. Местами встречается длинные песчано-галечниковые гряды — **озы**, напоминающие железнодорожные насыпи, прослеживающиеся на протяжении многих километров, как бы наложенные на неровности моренного рельефа (холмы, гряды, понижения), ориентированные перпендикулярно к конечным моренам. Неправильную форму и ориентировку имеют холмы — **камы**, сложенные слоистыми песками, глинами, илами с прослоями гальки и гравия. Образование камов связывают с накоплением осадков в озерах, образующихся в период стаивания ледника на поверхности и по краям участков льда, сохраняющихся в понижениях рельефа, но уже потерявших связь с ледником и неподвижных (мертвый лед). Накопление происходит в озерах, отделенных друг от друга еще не растаявшим льдом. После стаивания льда озера исчезают, а заполнивший их ванны материал проектируется (оседает) на подстилающую поверхность. Камы часто образуют как бы террасы, прислоненные к холмам моренного рельефа, иногда имеют плоскую вершинную поверхность; высота камов обычно не больше 10—15 м. Среди холмистого рельефа во впадинах располагаются многочисленные озера.

Реки областей покровного оледенения относятся к озерному типу, т. е. соединяют озера, имеют невыработанный продольный профиль, в протоках часто наблюдаются пороги (иногда водопады), образующиеся на выходах коренных пород и скоплениях валунов.

Зандровые поля располагаются за пределами границ оледенения (впереди дуг конечных морен), а иногда внутри них. В первом случае они образовались в эпоху максимального распространения данного ледяного покрова, во втором — приурочены к моренам, отложенным во время замедленного таяния отступавшего ледникового покрова. Сложены зандры песчано-галечными отложениями; местами наблюдается дюнный рельеф.

В пределах более древних оледенений (калининского, московского) ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа в большей или меньшей степени переработаны. Здесь преобладает холмистая моренная равнина со сниженными холмами, впадинами, заполненными озерными, речными и болотными отложениями.

Озер здесь меньше, и среди них сохранились только наиболее крупные. Долины рек хорошо сформированы, но и тут можно встретить суженные и расширенные участки долин, обусловленные врезом долин в моренные гряды и заполнением речными наносами озерных ванн.

В горных районах эпоха великих оледенений антропогена ознаменовалась также существенными изменениями рельефа. Благодаря понижению снеговой линии в горах образовались мощные ледники, выдвинувшиеся местами, например в Альпах, из горных долин на предгорную равнину (предгорные ледники) и покрывшие ее плащом конечных морен с типичным моренным рельефом и флювиогляциальными отложениями. Ввиду большой мощности некоторых ледников в области их языковых бассейнов после стаивания льда остались впадины, занятые в настоящее время озерами (например, озера Гарда и Лаго-Маджоре в Италии). Ледники, двигавшиеся по горным долинам, но не выходявшие на предгорную равнину, превратили эти долины в трюги, на дне которых также часто имеются дуги конечных морен и расположенные выше их (в языковых бассейнах) озера. В трюгах много озер, лежащих в выпаханых впадинах выше ригелей. При более низком положении снеговой линии на склонах гор образовались кары, к настоящему времени освободившиеся от снега и льда. Дно каров выстлано толщей наносов и потеряло свою типичную форму или занято озерами.

В формировании современного рельефа земной поверхности эпохи оледенений антропогенного периода сыграли важную роль. Суммарная площадь распространения ледниковых форм рельефа составляет более 25% площади суши. Причины широкого распространения ледников и последующего их стаивания до настоящего времени не выяснены. Предложенные многочисленными авторами гипотезы можно объединить в несколько групп. Авторы первой группы гипотез считают, что причиной оледенений может явиться изменение солнечной радиации, прохождение солнечной системы через облака космической пыли, задерживающей солнечные лучи, периодические изменения элементов обращения Земли вокруг Солнца (изменение наклона эклиптики, величины эксцентриситета земной орбиты, положения перигелия), т. е. космические причины. Авторы второй группы гипотез стремятся объяснить оледенения «земными» причинами, например, причиной оледенения может явиться изменение содержания в атмосфере CO_2 (при увеличении содержания CO_2 увеличивается «парниковый эффект», т. е. задерживается инфракрасное излучение Земли и наступает потепление), обусловленное изменением активности вулканической деятельности. Оледенения наступают тогда, когда вулканическая деятельность ослаблена и содержание CO_2 в атмосфере уменьшено. С другой стороны, считается, что в периоды повышенной вулканической деятельности в атмосфере много вулканического пепла (атмосфера запылена), это снижает

средние температуры и благоприятствует развитию ледников. Большого внимания заслуживает гипотеза, в которой в качестве причин оледенений рассматриваются тектонические движения и обусловленное ими горообразование, крушные изменения суши и моря, изменения системы воздушных и морских течений. При горообразовании большие территории могут быть подняты выше нижней границы хиносферы, на них начнут накапливаться вечные снега и образовываться ледники. Наиболее благоприятные условия для образования ледников создаются в горах, стоящих на пути влажных ветров, дующих с океана, например на Аляске. Разрастающиеся поверхности вечных снегов и льдов отражают солнечные лучи в мировое пространство, что может снизить среднегодовую температуру Земли и тем способствовать дальнейшему увеличению площади оледенения. По мнению некоторых авторов, деградация ледяного покрова возникнет, когда большое количество влаги окажется «законсервировано» в ледниках, а температуры понизятся настолько, что испарение с поверхности океана уменьшится и выпадающих осадков будет уже не хватать для поддержания разросшихся ледников.

Геологическая история Земли показывает, что следы древних оледенений в значительной степени связаны с эпохами горообразований, однако для объяснения множественности оледенений антропогенного периода, широкого распространения ледников конца палеозойской эры и ряда других фактов требуются дальнейшие исследования.

Широкое распространение ледниковых форм рельефа предъявляет высокие требования к правильной их передаче на картах. Для карт четвертичных отложений и геоморфологических карт к настоящему времени разработано большое количество условных знаков и способов изображения границ оледенений, морен, зандровых полей, озов, камов, друмлинов, трогов и других особенностей и форм рельефа ледниковых комплексов, но на топографических картах возможности передачи этих особенностей весьма ограничены.

Для передачи на топографических картах особенностей ледниковых форм рельефа специальных условных обозначений нет. Знаки используются только для изображения самих ледников и деталей их поверхности. В силу этого только при помощи горизонталей и общепринятых условных обозначений, применяемых в строгом соответствии с особенностями изображаемой территории, удастся передать на карте развитие ледникового (водноледникового) рельефа и соответствующего комплекса отложений. При передаче рельефа горизонталями следует избегать их интерполяции (размещения горизонталей на равных расстояниях) и укладки (спрямления, плавные изгибы и пр.), искажающих характерные особенности изображаемых форм. Например, должна быть правильно отражена асимметрия гряд конечных морен, бараньих лбов и курчавых скал, ригелей, друмлинов. Последние

часто имеют более тупой и высокий конец, обращенный навстречу движению ледника.

Следует правильно передавать ориентировку гряд конечных морен, друмлинов и озов (обычно ориентированы перпендикулярно к дугам конечных морен). При изображении формы озерных ванн (особенно в областях ледникового сноса) важно учитывать их вытянутость вдоль движения ледника, более высокий и скалистый берег со стороны подхода ледника и сглаженный в местах выхода ледника из выпаханной им котловины. В областях распространения донной морены и холмистого моренного рельефа форма озер часто неправильная, уровни смежных озер могут быть разными, в пределах распространения конечных морен встречаются озера, расположенные в языковых бассейнах ледника, повторяющие его форму и т. д. При передаче на карте рек следует учитывать их «озерность», чередование узких и расширенных участков долин, пороги и водопады. Большое значение имеет и правильная передача почвенно-растительного покрова, болот, характеризующих детали рельефа (повышенные и пониженные пространства), состава грунта.

При переходе от областей распространения холмистого моренного рельефа за дугами конечных морен местность сильно меняется. Здесь намечается общий наклон от конечных морен в сторону стока талых ледниковых вод, число озер резко сокращается, поверхность более ровная и осложнена небольшими понижениями, невысокими грядами и участками с дюнным рельефом; заболоченность может быть значительна, но обусловлена она часто не наличием понижений, а своеобразным образованием водоупорного слоя в песках (горизонт вмывания, ортзанды). Осложнения рельефа наблюдаются там, где зандры меньшего по площади и более позднего оледенения распространены в пределах древнего моренного рельефа. На Русской равнине примерами зандровых пространств могут служить Полесье (бассейн р. Припять), Мещерская низина и др. Рельеф зандр передается горизонталями. Для изображения песчаных гряд (дюны, древние береговые валы потоков, иногда озы) используются горизонтали и для гряд небольших размеров условный знак валов естественного происхождения.

§ 8. Криогенный рельеф

Под многолетней (вечной) мерзлотой понимается состояние грунтов, при котором они в течение длительного времени (десятки и тысячи лет) сохраняют отрицательную температуру. В отличие от многолетней мерзлоты сезонная мерзлота сковывает грунты только зимой, летом же они полностью оттаивают.

Многолетняя мерзлота занимает около 20% площади современных материков, а в СССР ею занято более 10 млн. км², т. е.

почти половина территории нашей страны (рис. 29). Изучению процессов и явлений, связанных с многолетней мерзлотой, уделяется большое внимание.

По распространению на местности многолетнюю мерзлоту можно подразделить на островную — отдельные участки, скованные многолетней мерзлотой и расположенные среди талых грунтов, не сплошную — среди мерзлых грунтов встречаются участки талых грунтов — «талики» большей или меньшей площади и сплошную.

Причины и время возникновения многолетней мерзлоты различны. Частично она представляет собой реликтовое явление, унаследованное от более суровых климатических условий эпох плейстоценовых оледенений, на что указывают хорошо сохранившиеся в мерзлых грунтах трупы вымерших животных (например мамонтов), глубокое залегание верхней границы многолетней мерзлоты и отсутствие связи с замерзающими зимой грунтами (наличие талых слоев между сезонной и многолетней мерзлотой). Вместе с тем многолетняя мерзлота может возникнуть и в современных климатических условиях, на что указывает промерзание недавно образовавшихся речных островов, отвалов грунта и дождевых насыпей.

Сохранению и развитию вечной мерзлоты способствуют продолжительные низкие зимние температуры, незначительная мощность снегового покрова, короткое и сравнительно прохладное лето; большое значение имеют также состав грунтов, ориентировка склонов и их уклон, степень развития растительности и забочечность местности, хозяйственная деятельность человека и ряд других местных факторов. Многообразие и изменчивость факторов, влияющих на вечную мерзлоту, делает ее явлением подвижным. Часто достаточно изменить один из них, чтобы вызвать значительное понижение уровня и даже полное исчезновение на данной территории многолетней мерзлоты. Это наблюдается, например, при выжигании лесов, их вырубке, уничтожении мохового покрова, осушении и распашке местности, искусственном снегозадержании и других мероприятиях, которыми пользуются для борьбы с вечной мерзлотой.

Мощность толщ горных пород, скованных многолетней мерзлотой, изменяется от нескольких дециметров до 400—800 м. Наибольшая мощность наблюдается на северо-востоке Сибири. В вертикальном разрезе многолетняя мерзлота может быть не слоистой и слоистой, при которой чередуются мерзлые и талые слои. Талыми обычно остаются водопроницаемые породы, в которых происходит интенсивная циркуляция подземных вод.

Скованные многолетней мерзлотой грунты лежат на некоторой глубине от дневной поверхности. Выше них слои грунта оттаивают летом и замерзают зимой — деятельный (сезонно-протаивающий) слой. Мощность его зависит от климата и многих других факторов. На севере Якутии она не превышает 1—1,5 м,

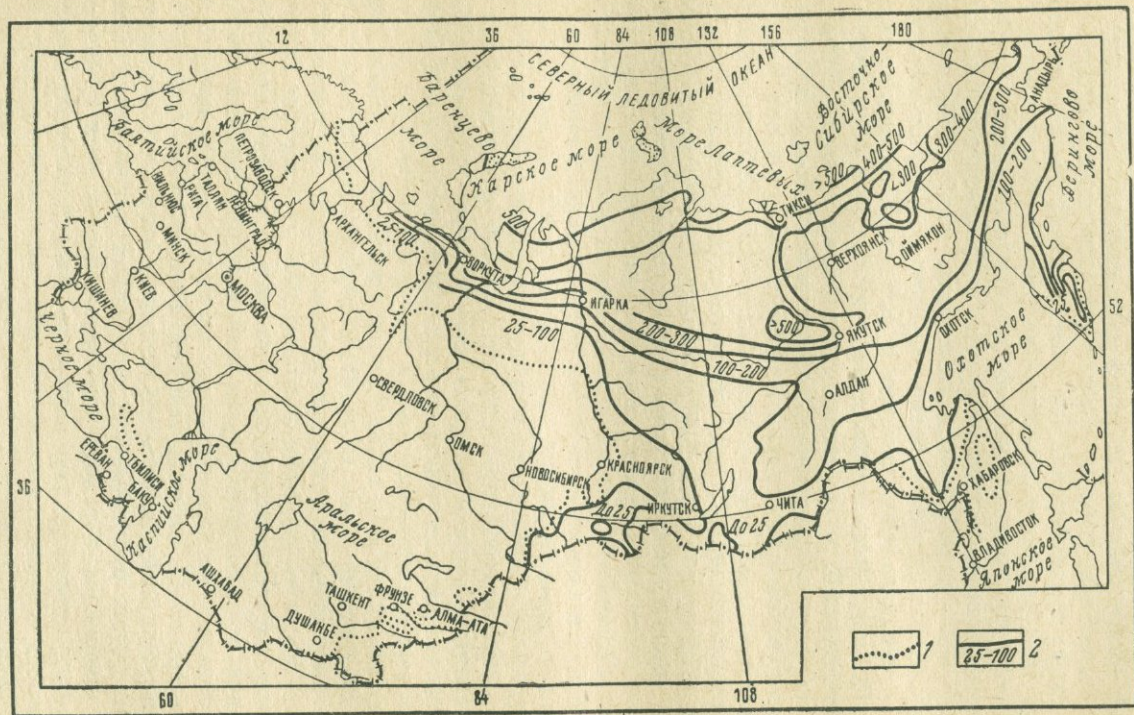


Рис. 29. Распространение многолетнемерзлых пород в СССР (по И. Я. Баранову).
 1 — граница области многолетнемерзлых пород; 2 — максимальная мощность многолетнемерзлых пород

а в Приамурье и Южном Забайкалье достигает местами 5—7 м. Значительна также роль механического состава и водопроницаемости грунтов: в галечниках она более 4 м, в песках 1,5—2 м, в глинах 1—1,2 м, а в торфе, отличающемся малой теплопроводностью, не более 0,8 м. На затененных и сильно увлажненных участках мощность деятельного слоя меньше, чем на открытых и сухих.

Грунты, имеющие температуру 0° и ниже, могут быть теоретически подразделены на сухие, имеющие открытые поры, заполненные воздухом, и влажные, у которых поры заполнены льдом и реже водой, не замерзающей из-за насыщения ее льдами или за счет высокого давления.

Лед в условиях многолетней мерзлоты может находиться в различных соотношениях с грунтами. Наиболее распространенный случай — заполнение льдом мелких пор и трещин в горных породах. Лед в крупных трещинах и пустотах может находиться в виде жил, ледяных клиньев и различной формы скоплений. Наконец, могут быть мощные скопления льда в виде слоев, больших линз и глыб, погребенных среди мерзлых пород. Такие массы льда, сохраняющиеся длительное время и играющие важную роль в геологическом строении местности, получили название и скопаемого льда. В северо-восточной Сибири ископаемые льды распространены очень широко и представляют собой повторно-трещинные льды, погребенные под речными наносами речные наледи, лед замерзших и занесенных наносами мелких озер, погребенный фирн и части древних ледников, погребенные участки берегового припая и т. д. Кроме того, различают льды сингенетические, т. е. образовавшиеся одновременно с накоплением данной толщи грунтов, и иньекционные — внедрившиеся. Процессы, в результате которых замерзающая вода становится составной частью грунтов, а часто в виде слоев льда, ледяных жил и клиньев как бы сама становится горной породой, принято называть криолитогенезом (криос — холод; литос — камень).

Лед как минерал и горная порода имеет важную особенность, резко отличающую его от других горных пород земной коры. При незначительных изменениях температуры лед резко изменяет свои физические свойства — переходит из твердого состояния в жидкое (переход из твердого состояния в парообразное и обратно в твердое осуществляется при любых отрицательных температурах). Лед до таяния является твердым телом, незначительно отличающимся от других частиц вмещающего грунта, и способен выдерживать достаточно большие нагрузки. Он скрепляет частицы грунта и придает ему значительную прочность. При таянии и превращении в воду льда резко изменяются свойства вмещающего грунта. При переходе воды в лед проявляется еще одна особенность, выражающаяся в том, что при замерзании воды в трещинах и порах горных пород развивается давление, способное

разрушить даже самые стойкие породы, удерживающееся до полного перехода воды в лед. Образовавшийся лед при дальнейшем понижении температуры ведет себя уже как обычное твердое тело, т. е. уменьшается в объеме, снимает возникшее перед этим давление в грунтах, а при дальнейшем охлаждении разбивается трещинами, разрушающими и вмещающие грунты. Только скальные породы при замерзании и оттаивании не меняют своих физических свойств (например, способность выдерживать нагрузки), но и тут следует учитывать возможность разрушения за счет замерзавшей в их трещинах воды. Наибольшие изменения физических свойств при оттаивании происходят в рыхлых грунтах, содержащих кристаллы, прожилки и другие включения льда (размером, формой и расположением льда определяется криогенная текстура горной породы). Содержание льда в горных породах изменяется в больших пределах (от 5—10% в крупно-обломочных до 82% в торфяно-глинистых). Оттаявшие рыхлые горные породы, насыщенные водой, часто переходят в пльвуны. При таянии ископаемого льда, ледяных клиньев и других ледяных скоплений происходит полное нарушение устойчивости залегающих выше слоев, возникают просадки и провалы.

Горизонты подземных вод в условиях вечной мерзлоты развиты так же как лед и вода, заполняющая поры грунтов и находящаяся в них в неподвижном состоянии. По соотношению со слоями многолетней мерзлоты подземные воды подразделяются на подмерзлотные, межмерзлотные и надмерзлотные.

Подмерзлотные подземные воды залегают глубже вечномерзлых слоев и обычно являются напорными. Межмерзлотные циркулируют в водопроницаемых грунтах между мерзлыми слоями и не замерзают благодаря тому, что имеют положительную температуру и движутся быстро. Надмерзлотные воды в большинстве случаев сезонные — летом циркулируют в оттаявшем деятельном слое, а зимой промерзают, и только там, где слой сезонной мерзлоты не смыкается со слоем вечной мерзлоты, эти воды могут находиться в движении круглый год.

Подмерзлотные и межмерзлотные воды большой роли как рельефообразующий фактор обычно не играют; выходы их на поверхность земли — источники, функционирующие круглый год. На этих источниках во время сильных морозов и при тонком снеговом покрове образуются большие скопления льда — родниковые наледы, или накипи. Если источники обладают большим дебитом и имеют температуру выше $+1^{\circ}$, накипи не образуются и вода родника образует незамерзающую речку. Поддерживая зимнее питание рек, родниковые воды могут способствовать возникновению речных наледей.

В совершенно других условиях находятся надмерзлотные воды, которые летом проникают в деятельный слой и ведут себя как обычная грунтовая вода (верховодка). С наступлением

морозов и развитием сезонной мерзлоты вода оказывается между двумя водоупорными слоями (вечной и сезонной мерзлоты). Зимой мощность сезонной мерзлоты постепенно увеличивается, а мощность талого грунта, по которому движется вода, уменьшается. В этом случае надмерзлотные воды могут развивать очень большое давление и сильно влиять на развитие своеобразных явлений и форм рельефа.

Если давление обусловлено только замерзанием воды, находящейся в трещинах и порах грунта, и притока извне нет, процесс ограничивается небольшим вздутием замерзшей части деятельного слоя, иногда растрескиванием его и выходом на поверхность земли небольших масс разжиженного грунта, который растекается в виде глинистого пятна. Такие пятна придают местности своеобразный облик пятнистой тундры. Если деятельный слой сильно обводнен и замерзает неравномерно, что происходит часто при сдувании снега ветром, протаптывании тропинок, прокладке зимних дорог, отеплении участков поверхности зданиями, то смыкание сезонномерзлого слоя и вечной мерзлоты происходит неравномерно, вода местами оказывается в замкнутом пространстве под сильным давлением, вспучивает слой сезонной мерзлоты в виде бугра и образует под ним скопление — г и д р о л а к к о л и т. Замерзая, такое скопление воды превращается в ледяное ядро (линзу льда). Высота бугров различна, но редко более нескольких метров.

При скоплении больших масс воды давление ее в обычных гидролакколитах может оказаться таким сильным, что слой сезонной мерзлоты взламывается или даже взрывается, вода выливается на поверхность земли, заливая большую площадь и замерзает, образуя грунтовую наледь.

Аналогичное явление наблюдается при частичном промерзании деятельного слоя на склонах, по которым движется поток надмерзлотных грунтовых вод. Перехваченная на своем пути вода выше промерзшего участка оказывается под сильным гидростатическим напором, взрывает слой, скованный сезонной мерзлотой, и заливая большие участки склона. Особенно сильно страдают от наледей участки дорог, проходящие по склонам, поскольку наиболее быстрое промерзание деятельного слоя происходит именно под дорогой, на которой снег сильно укатывается и не предохраняет грунт от глубокого промерзания. Движущиеся по склону грунтовые воды задерживаются под дорогой, а бугры образуются выше дороги, и изливающаяся при их взрыве вода заливая дорогу, замерзает и делает ее непроезжей.

Одним из способов борьбы с такими наледями является создание искусственного мерзлотного экрана. Для этого на склоне, несколько выше дороги, приблизительно по горизонтали или с небольшим наклоном в сторону ближайшей ложбины или долины ручья, на узкой полосе удаляется растительность (трава, мох) и зимой систематически счищается снег. Деятельный слой

под расчищенной полосой быстро промерзает, бугры образуются выше расчищенного участка, что дает возможность в случае их взрыва отвести воду по специально подготовленным канавам в сторону от дороги или под мосты.

В Якутии распространены крупные бугры — б у л г у н н я х и. Встречаются они на речных поймах и террасах, вблизи озер, на побережья моря и достигают высоты 30—40 м при площади основания до 0,5 км². Склоны их крутые (до 20°—40°), вершина часто имеет седловину или плоская. С поверхности булгунных сложен слоем торфа, оттаивающего летом на глубину 20—40 см, а глубже скованного вечной мерзлотой. Мощность слоя торфа различна, но редко превышает 1—1,5 м. Под слоем торфа лежит слой минерального, сильно льдистого грунта. Ядро булгунных сложено льдом. Происхождение булгунных точно не установлено; одни исследователи считают их образованиями, возникшими в результате подтока и замерзания межмерзлотных вод (поскольку ледяное ядро расположено между вечно мерзлыми слоями), другие склонны считать их останцами слоя погребенного льда.

С процессами, развивающимися в деятельном слое, связано образование различных форм микрорельефа зоны многолетней мерзлоты, например, полигональной и бугристой тундры, каменных многоугольников, солифлюкционных ложбин и валов.

Полигональные поверхности образуются на поймах, речных и озерных террасах и на пологих склонах, сложенных глинистыми грунтами, часто прикрытыми слоем торфяной почвы. Трещины грунта имеют правильную ориентировку. Одни из них направлены по линиям падения склона, другие перпендикулярно к нему. Иногда встречаются трещины трех направлений, и поверхность оказывается разбита ими на шестиугольники. Образование трещин происходит зимой при сильных морозах (морозобойные трещины), когда грунты при сильном охлаждении сжимаются. Возникают они там, где напряжения оказываются достаточно велики, чтобы разорвать замерзший грунт. Этим объясняют правильный интервал (шаг) между трещинами. Зимой трещина постепенно заполняется кристалликами льда, образующимися из проникающих сюда водяных паров, забивается снегом; весной в трещины проникают талые воды. При переходе воды в лед развивается сильное давление, раздвигающее стенки трещин. На слабо обводненных поверхностях трещины развиваются медленно, и здесь формируются плоско-полигональные пространства. При наличии сильного обводнения мощность образующихся ледяных клиньев и сила давления велики, что приводит к вспучиванию краев трещин и образованию валиков по краям полигонов. Летом по трещинам стекает вода, размывает стенки и углубляет трещины, а на поверхности полигонов образуются озёрки. Явления пучения и мерзлотной трещиноватости,

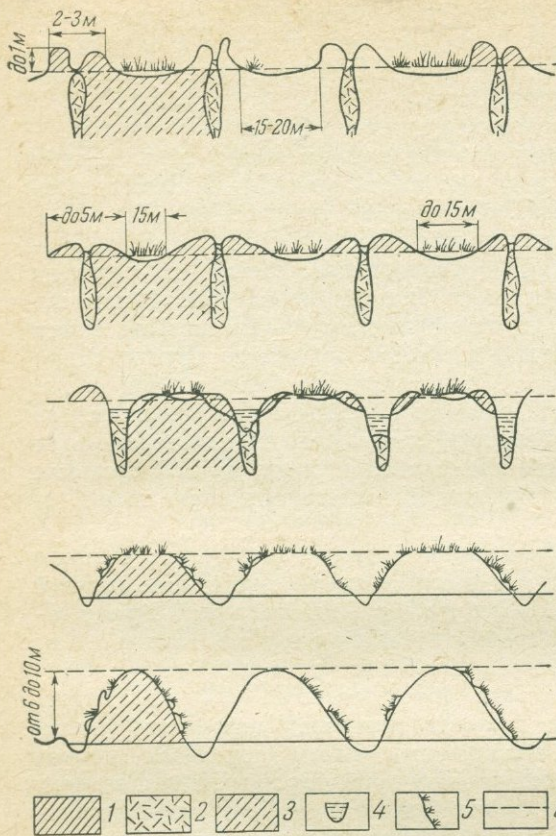


Рис. 30. Последовательность образования бугров — байджарахов (по Б. А. Тихомирову).

1 — моховая дерновина валиков; 2 — ледяные жилы в трещинах; 3 — торфяно-илватые отложения в центре полигонов; 4 — проточная вода в трещинах; 5 — склоны дугра с обваливающейся дерновиной на месте ледяной жилы; 6 — уровень полигональной поверхности

сопровождающиеся процессами размыва, приводят к образованию рельефа бугристой тундры (рис. 30). Бугры получили название байджарахов; они имеют крутые склоны, на ранних стадиях развития вершины их могут быть уплощены, а позднее принимают выпуклую форму. Высота бугров 2—4 м. Особенно хорошо выраженные полигональные поверхности образуются в суровых климатических условиях высоких широт, но часто

их приходится видеть и в таежной зоне Сибири и Дальнего Востока и даже в степях Забайкалья. Иногда характерный рисунок полигональной поверхности виден на аэроснимках заболоченных пространств умеренных широт. В большинстве случаев такие пространства в умеренных широтах сохранили следы процессов, развивавшихся здесь в более суровых климатических условиях эпох оледенения, но иногда для выяснения причин их образования следует искать и другое объяснение.

Бугры байджарахи могут образоваться и при протаивании ледяных клиньев, что происходит в районах деградации вечной мерзлоты. Ледяные клинья, часто глубоко проникающие в грунт и имеющие большую мощность, образуются в условиях сурового климата в результате многократного растрескивания грунтов, распространяющегося не только на деятельный слой, но и на слои, скованные многолетней мерзлотой. В грунтах, подвергающихся давлению разрастающихся клиньев, возникают деформации слоев; иногда над клиньями образуются валы из вытесненной породы высотой до 0,3—0,75 м над прилежащими участками поверхности

земли, разделенной валиками на полигоны. При деградации вечной мерзлоты ледяные клинья тают и на их месте формируются понижения. Глубокие части освободившихся от льда трещин могут быть заполнены оплывающим грунтом, отличающимся от вмещающей породы и образующим грунтовые жилы.

На бугры байджарахи часто очень похожи торфяные бугры, занимающие большие пространства среди тундр европейской части территории СССР и Сибири. Торфяные бугры имеют различные размеры и форму. Высота их от 1—2 до 6 м, склоны крутые, вершины неправильной формы и сложены высохшим и выветривающимся торфом; иногда бугры покрыты зарослями карликовой березы, голубикой, морошкой, мхом. В ядре бугра на небольшой глубине от поверхности находится скованное вечной мерзлотой ядро (обычно это сильно льдистый торф). Между буграми находятся заросшие осокой и пушицей понижения — ерсеи, по которым осуществляется сток поверхностных вод. Вечно мерзлые грунты в этих понижениях залегают на большой глубине, видимо, благодаря интенсивному протаиванию под действием тепла, приносимого протекающей по ерсею водой, и меньшему промерзанию понижений в зимние месяцы, когда сюда наматывается большой слой снега. Сами бугры образуются за счет быстрого нарастания мха и торфянистого слоя, препятствующих глубокому летнему протаиванию.

Каменные кольца и многоугольники образуются в сильно увлажненных грунтах неоднородного механического состава. Среди этих образований следует различать сходные по внешнему виду, но разные по генезису поверхности, из которых одни развиваются на ровной горизонтальной местности, а другие на склонах.

На ровной площади наблюдаются каменные кольца относительно правильной округлой формы, в середине которых находится пятно, сложенное мелкоземом. Основная причина растапливания камней — одновременное промерзание грунта открытого и грунта, находящегося под камнем. Камень, отличающийся малой теплопроводностью, некоторое время предохраняет грунт от промерзания. За это время открытый грунт вокруг камня успевает промерзнуть и начинает оказывать давление на лежащие под ним еще не замерзшие слои. Насыщающая эти слои вода, оказываясь под давлением, пытается выйти на поверхность, проникает в еще не замерзший под камнем грунт, приподнимает камень и иногда сталкивает его в сторону. В некоторых случаях при подъеме камня вода под ним замерзает и образует ледяную ножку. Подобные ледяные образования, носящие название «цветущего льда», можно видеть и в средних широтах после утренних заморозков на сильно увлажненных грунтах (например, на торфяниках). Утром под действием солнечных лучей ледяная ножка подтаивает и наклоняется, а поднятый ею камень падает не на прежнее место, а несколько в сторону — к краю формирующегося

кольца. Центральная часть кольца постепенно освобождается от камней и за счет их вымораживания из глубины замерзающего слоя оказывается сложенной только глинистым (илистым) грунтом, приобретает несколько выпуклую форму. Диаметр таких колец 1—3 м, ширина каменных валиков 30—50 см при высоте до 20—40 см. На пологих склонах кольца заменяются овалами и многоугольниками.

Несколько иначе образуются каменные многоугольники на более крутых склонах, где они представляют собой сильно вытянутые фигуры, разделенные узкими полосами камней. Здесь к расталкивающему действию замерзающей глинистой, насыщенной водой породы присоединяется действие воды, стекающей по скованному мерзлотой склону. Вода удаляет из скоплений каменного материала более мелкие частицы грунта и выносит их к основанию склона. Процесс этот происходит с весны и до сильных морозов, усиливается в период выпадения теплых летних дождей, когда у подножия склона можно видеть струйки мутной воды, вытекающей из скоплений грубого каменного материала, расположенного в виде узких полос на склоне. Явление это автор наблюдал не только в тундре, но и в зоне тайги в бассейне р. Алдан.

С о л и ф л ю к ц и я — медленное сползание по склонам оттаивающих, насыщенных водой грунтов. В районах развития многолетней мерзлоты этот процесс имеет широкое распространение, что объясняется водонепроницаемостью замерзших грунтов, превращающихся в разжиженную массу при летнем оттаивании. Движение оттаивающих грунтов можно наблюдать и в Подмосковье (хотя вечная мерзлота здесь и не развита), но очень короткое время, в период весеннего прогревания почвы. Оно прекращается при протаивании сезонной мерзлоты. В районах распространения вечной мерзлоты солифлюкция развивается все лето, так как после протаивания деятельного слоя под ним лежат водоупорные слои, скованные вечной мерзлотой. Направление сползания всегда соответствует линиям наибольших уклонов склона. Смещение грунтов часто происходит в виде медленно двигающихся струй, в результате чего на местности появляются узкие, длинные ложбинки, параллельные друг другу и сходящие к тальвегам (днищам долин). Эти ложбинки отчетливо видны на аэроснимках и напоминают силовые линии магнитного поля.

Если солифлюкционные ложбины в период сильного таяния снега и во время сильного дождя служат путями временного руслового стока, они могут развиться в сеть неглубоких плоскодонных русел, частично заросших кустами, осокой и получивших название **д е л л е й**.

У подножий склонов сползающий материал накапливается в виде валов и грядок, ориентированных параллельно подошве склона. Если в долине нет достаточно мощного водотока, способного унести накапливающийся материал, то сползающие массы

продолжают двигаться по дну долины, нагромождаясь в виде валов, ориентированных поперек долины и очень похожих на морены долинных ледников.

С солифлюкцией связано образование на горных террас, широко распространенных на склонах гор, покрытых большими массами продуктов выветривания коренных пород. Здесь процессы солифлюкции сочетаются с интенсивным морозным выветриванием, замерзанием и оттаиванием грунтов и деятельностью воды, стекающей по склонам в россыпях грубого обломочного материала. Местом образования этих террас являются случайные неровности или древние денудационные поверхности на склонах. Процесс разрушения и перемещения материала поддерживает эти неровности, превращает их в более или менее горизонтальные площадки, способствует их развитию и постепенному смещению в сторону вершин в результате «подтачивания» оснований крутых склонов в тыловой части террас. Зимой здесь образуются снежные забои, весной и даже летом развиваются процессы морозного выветривания, а образующийся мелкообломочный материал выносится водой на поверхность террасы. На террасе в результате попеременного оттаивания и замерзания грунта происходит его постепенное смещение к расположенному ниже крутому участку склона, сортировка грунта по крупности частиц, образование каменных колец и многоугольников. Интенсивно развивающиеся нагорные террасы как бы срезают («съедают») вершины гор, способствуют образованию плоских или слабовыпуклых вершинных поверхностей. Процесс этот называют **альтипланацией**.

Выше мы уже отмечали важное значение таяния льда в слоях, скованных вечной мерзлотой. До таяния грунтов лед здесь сохраняется неограниченное время, но при нарушении режима сезонного протаивания и распространения положительных температур на слой ископаемого льда развивается процесс, который за свое внешнее сходство с карстом получил название **термокарстового**. При таянии ископаемого льда покрывающие его породы оседают, на местности возникают котловины, впадины и воронки, часто заполненные водой. При дальнейшем протаивании льда, чему способствует прогревающаяся и циркулирующая в озерах вода, в термокарстовых впадинах образуются большие озера. Форма озер различна: иногда они округлые, а в местах развития повторно-жильных льдов (ледяных клиньев), часто образующих правильную тетрагональную сеть, озера могут иметь прямоугольные очертания. Термокарстовые озера пользуются широким распространением не только в тундре, но и в лесной зоне, например, в Якутии, в долине р. Лена. Если вода из озера вытекает, то на местности остается впадина, имеющая сухое или заболоченное дно. В Якутии их называют **аласами**. Во многих местах термокарстовые озера и аласы развиты в таком количестве, что придают рельефу и всему ландшафту весьма

своеобразный характер. При таянии больших по площади и мощности масс ископаемого льда впадины объединяются, и днища их образуют общую поверхность, над которой местами возвышаются холмы — останцы прежней поверхности, сохранившие в ядре глыбы ископаемого льда. Считают, что и булгунняхи могут иметь такое происхождение.

Термокарстовые процессы распространены значительно шире границ территории распространения погребенного льда. Они могут быть приурочены к районам погребенных речных наледей; часто наблюдаются над участками мертвого льда в зонах конечных морен отступающих горных ледников. Широкое распространение, несомненно, имел термокарст в период отступления материковых ледников антропогена. Видимо, в озерах термокарстового происхождения накапливались слоистые осадки, слагающие камы.

Вечная мерзлота оказывает большое влияние на режим и деятельность рек. Примером такого влияния могут служить речные наледы, ежегодно образующиеся на многих реках северо-востока Сибири, где этому благоприятствуют и низкие зимние температуры. Речные наледы возникают в силу того, что в зимнее время вода рек, текущих по скальному ложу или руслу, скованному на небольшой глубине вечной мерзлотой, на мелких местах — порогах и перекатах — при быстром нарастании мощности ледяного покрова оказывается как бы в узкой трубе, препятствующей свободному течению. Иногда ледяной покров на мелких местах смерзается с водоупорным дном. Поступающая с верховий вода у таких препятствий оказывается под сильным гидростатическим давлением, взламывает лед и разливается по поверхности. Иногда вода выходит на поверхность льда, а иногда в стороне от русла в пойме через еще слабо промерзшие галечники руслового и пойменного аллювия. Вышедшая на поверхность вода быстро замерзает, заливается новыми слоями воды, и к концу зимы наледь может достигнуть мощности нескольких метров и распространиться на большую площадь.

Мощные наледы образуются на реках, текущих по круто падающим узким долинам, имеющим обильное родниковое питание, т. е. постоянный приток воды в зимние месяцы. На реках, текущих в широких долинах, мощность наледей обычно небольшая, зато площадь наледи может достигать нескольких квадратных километров. При образовании наледей на дне долины, сложенном мощным слоем аллювия, наблюдаются случаи вздутия верхнего скованного сезонной мерзлотой слоя и последующее замерзание проникшей под него воды — образование обширной подземной наледи.

Речные наледы имеют большое геоморфологическое значение. Они вызывают изменения русел рек и ручьев, способствуют консервации воды на более или менее продолжительный отрезок времени, влияют на процессы формирования долины и способ-

ствуют переносу крупного материала, влияют на состав и распределение аллювия и т. д.

Обычно наледи образуются ежегодно в одних и тех же местах*, и долина тут приобретает некоторые специфические признаки. Весь лед больших наледей никогда не уносится ледоходом. На северо-востоке Сибири встречаются многолетние наледи, нередко больших размеров (до нескольких километров длиной). Участок долины, где формируется наледь, называется «наледная поляна». В широких долинах русло реки здесь делится на многочисленные рукава, древесной растительности нет, да и травянистая развита плохо. Неустойчивость и разветвленность русла объясняются тем, что весной многие участки русла заполнены льдом наледи и внешние воды прокладывают новые русла. Тающая летом наледь поддерживает питание реки, способствуя повышению уровня в летнюю межень. На многих реках наблюдается летний паводок, возникающий в период усиленного таяния наледей.

В наледь вмержают галька, валуны и каменные глыбы, лежащие в русле и на пойме. Если такой лед будет поднят водой во время половодья, то при его помощи резко усиливается разрушительная деятельность потока, размываются берега русла, шлифуются и покрываются шрамами скалистые выступы, которые часто приобретают форму бараньих лбов. Отличаются они от бараньих лбов, образовавшихся под действием ледников, тем, что на речных бараньих лбах нет следов отрыва обломков горной породы в нижнем (по течению реки) конце скалистого выступа и продольный профиль их более пологий. При таянии переносимого рекой льда грубый обломочный материал может выпасть в любом месте русла и поймы. Таким образом, для рек, на которых часто образуются наледи и мощный ледяной покров, характерны нарушенность сортировки аллювия, грубые включения в хорошо сортированном материале руслового и пойменного аллювия, а в случае скалистого русла — присутствие следов шлифовки и борозд на выходах твердых горных пород.

Многолетняя мерзлота, сковывающая рыхлые грунты, сильно влияет на деятельность текучих водеще и тем, что на малых ручьях и реках препятствует развитию глубинной эрвзии и способствует расширению долин. Склоны долин, сложенные глинами и песками, скованными многолетней мерзлотой, и ориентированные на юг, раньше освобождаются от снега, глубже протаивают летом и обычно более пологие, чем склоны, обращенные на север. Но там, где склоны усиленно подмываются рекой, наблюдается обратное явление. В этом случае более крутыми с хорошими и чистыми обнажениями слагающих пород являются склоны, обращенные на юг, а склоны северной экспозиции и

* Возникновение наледи в необычном месте может быть вызвано, например, прокладкой зимней дороги через реку, вырубкой леса на берегу и связанным с этим сдуванием со льда снежного покрова и т. п.

скованные более близко залегающей к поверхности вечной мерзлотой, затрудняющей подмыв склона, покрыты множеством небольших оползней и оплывин и хороших обнажений не имеют.

Долины мелких ручьев и временных водотоков в районах распространения рыхлых мерзлых грунтов имеют плоское дно, крутые в верхней части и пологие у подножий склоны. Развитые на склонах овраги во многих случаях образуют короткие, но сильно ветвящиеся системы. Наибольшее развитие оврагов наблюдается на склонах южной экспозиции.

В районах неглубокого протаивания грунтов наблюдаются случаи сковывания многолетней мерзлотой накапливающихся в долинах рек новейших отложений, речных кос, прирусловых валов и пр. Благодаря этому в пойме, за промерзшими прирусловыми валами, в различных понижениях задерживается вода, происходит заболачивание и образуются мелководные озера.

На равнинных междуречьях тундровой зоны часто встречаются значительные бессточные площади, озера, обусловленные тем, что при малом количестве осадков поступающие в озера воды расходуются на испарение. Многие речки также пересыхают летом и промерзают зимой. На речных террасах и на междуречьях можно встретить озера, сбрасывающие воды не в ближайшую реку, а далеко в сторону от нее. Это обусловлено двумя причинами: 1) вечной мерзлотой, препятствующей просачиванию воды из озера через замёрзшие грунты в ближайшую реку и тем самым исключающей развитие суффозии и последующий размыв суши, отделяющей озеро от ближайшей реки, 2) более быстрым на склонах южной экспозиции развитием оврагов, которые прорезают водоразделы и спускают озера, орографически тяготеющие к другой реке.

Ряд явлений и форм рельефа, обусловленных развитием многолетней мерзлоты, отражается на топографических картах. Специальными условными знаками показывают наледи (грунтовые, речные и накипи) и выходы ископаемого льда, выделяют участки поверхности с бугристым микрорельефом, каменными кольцами и многоугольниками, полигональной и пятнистой тундры. Общепринятыми условными знаками и горизонталями изображаются на картах оползни, промоины, овраги и некоторые формы рельефа, обусловленные процессами солифлюкции (например солифлюкционные террасы). Речные долины, аласы, булгуньяхи изображают горизонталями, условными знаками бровок и обрывов; небольшие термокарстовые воронки и впадины — условным знаком ям естественного происхождения.

Многие характерные особенности рельефа, гидрографии и распределения растительного покрова в зоне многолетней мерзлоты могут быть отражены на карте только путем правильной передачи, например, крутизны склонов долин, расположения оползающих и оплывающих склонов, пересыхающих и промерзающих рек, бессточных озер, контуров озерных ванн, расположения заболоченных территорий и т. д.

§ 9. Эоловый рельеф

На поверхности земного шара нет места, где бы в той или иной мере не проявлялась деятельность ветра. Ветер проникает даже туда, куда ни разу не заглянули лучи солнца, например, в пещеры, где нет текучих вод — поверхность моря, ледяные пустыни Антарктиды, и проносится над безжизненными поверхностями раскаленных лавовых потоков, только что вышедших из кратера вулкана. Ветер всюду совершает какую-то работу. В ряде случаев деятельность ветра сочетается с деятельностью других природных факторов, но в определенных условиях она приобретает резко выраженное самостоятельное рельефообразующее значение.

Условия, благоприятствующие деятельности ветра, — сухость поверхности горных пород, слабое развитие или полное отсутствие растительного покрова, наличие рыхлых доступных ветру минеральных частиц (пыли, песка), сила ветра, достаточная для захвата и переноса материала, находящегося на поверхности земли.

Сухость поверхности необходима, так как скопления рыхлого материала, в сухом состоянии легко развеваемого ветром, после даже слабого увлажнения становятся практически неразвеваемыми. Растительность, даже низкие травы, сильно снижает скорость ветра у поверхности земли, препятствуя захвату ветром минеральных частиц. Наличие рыхлого материала необходимо, ибо ветер не может непосредственно сам разрушить твердые (скальные) горные породы. Разрушение это производится захваченными ветром твердыми минеральными частицами. Скоростью ветра определяется размер частиц и количество захваченного материала. Слабые воздушные течения способны переносить тонкую пыль на очень большие расстояния, но поднять ее с земли может только сильный ветер (особенно вертикальные вихри). При скорости ветра 4,5—6,7 м/с перемещаются частицы менее 0,25 мм в диаметре. Ветер, имеющий скорость около 10 м/с, захватывает частицы до 1 мм в диаметре, а при ураганах подхватывается щебень и галька, переносятся на большие расстояния тяжелые предметы, разрушаются здания.

Наиболее благоприятные условия для работы ветра существуют в пустыне. Однако и в других ландшафтных зонах ветер совершает определенную работу. В тундре, в зоне лесов умеренного климата, в долинах рек и на морских побережьях, среди лесов влажных тропиков, в саваннах и степях встречаются эоловые отложения и формы рельефа. Часто они возникают там, где какой-либо природный агент (река, море) отлагает наносы, которые высыхают и становятся достоянием ветра. Так перерабатываются песчаные наносы в поймах рек, песчаные береговые наносы вдоль речных русел, песчаные пляжи озер и морей, песчаные отложения задровых полей. Зачастую развеваемые пространства возникают

при неосмотрительной деятельности человека, разрушающего распашкой, выпасом скота, вырубкой лесов и уничтожением подлеска, переосушкой торфяников и другими путями растительный покров, предохраняющий рыхлые грунты от развеивания. Примеров возникших таким путем развеиваемых ветром пространств и даже пустынь достаточно и они особенно многочисленны в зонах неустойчивого увлажнения — степях и полупустынях. Таким образом, природные пустыни отличаются только тем, что там деятельность ветра проявляется с наибольшей полнотой и длительное время, измеряющееся в геологических масштабах. Пустыни многообразны по географическому положению, условиям возникновения, рельефу и другим признакам.

Пустынями называют совокупность географических ландшафтов, развивающихся в условиях недостаточного увлажнения, резкой смены и преобладания высоких температур, затрудняющих развитие животного мира и растительного покрова. Наиболее обширные пустыни расположены в определенных географических широтах и в особых физико-географических условиях.

С общепланетарными процессами связаны пустыни северного и южного полушарий, располагающиеся в зонах 20—30-х широт, где устойчиво сохраняются высокое атмосферное давление, высокие температуры воздуха и выпадает малое количество осадков. В этих широтах пояса пустынь прослеживаются на огромном протяжении и разрываются только там, где нарушена основная система пассатов.

В северном полушарии с таким поясом совпадают пустыни Северной Африки, в Азии — пустыни Аравии, отчасти Ирана и долины р. Инд, в Северной Америке — пустынные территории межгорных плато и бассейнов системы Кордильер. В южном полушарии этим пустыням соответствуют пустыни Австралии, Южной Африки и пустыня Атакама в Южной Америке. Образованию некоторых из них способствуют рельеф, холодные морские течения и направление господствующих ветров.

Помимо основного пояса пустынь территории с пустынным ландшафтом распространены в субтропических и умеренных широтах северного полушария. Образование их обусловлено удаленностью от моря и огражденностью этих территорий от влажных ветров. Это пустыни Прикаспийской низменности и расположенные далеко от моря пустыни Средней и Центральной Азии. Большие пространства с пустынными ландшафтами встречаются в Тибете. Для пустынь умеренного пояса и особенно для высокогорных пустынь Тибета характерны не только высокие, но и очень низкие зимние температуры. Последние в субтропических и тропических пустынях основного пояса не отмечаются.

По рельефу пустыни подразделяют на горные и равнинные. В горных пустынях преобладают резко пересеченные пространства, выходы коренных горных пород, несущих следы разрушительной деятельности процессов физического выветрива-

ния (температурного, солевого) и разрушительной деятельности ветра (котлы выдувания, каменные решетки), и большие скопления грубого обломочного материала. Расчлененность поверхности обычно обусловлена широким развитием эрозионных форм рельефа — долин временных потоков, возникающих здесь во время редких, но сильных ливней. Долины имеют резкий V-образный поперечный профиль и русла, загроможденные грубым обломочным материалом.

Поверхность равнинных пустынь различна и зависит от литологических особенностей слагающих пород. Различают поверхности каменистые, песчаные, глинистые и глинисто-солончаковые. Наиболее сложным эоловым рельефом отличаются песчаные пустыни. Каменистые пространства образуются там, где поверхность земли сложена скальными породами, распадающимися на обломки в результате физического выветривания (иногда в местах скопления обломочного материала, вынесенного временными потоками). Мелкие продукты выветривания удалены здесь сильными ветрами. Глинистые и глинисто-солончаковые пространства располагаются чаще всего в понижениях, куда приносится илистый материал, оседающий из разливающейся и испаряющейся воды. Засоление грунтов может происходить за счет осаждения соли из испаряющихся вод и путем поднятия по капиллярам грунтов соленых грунтовых вод. После высыхания глинистая поверхность растрескивается на многоугольные плитки и ее называют т а к ы р о м. Глинисто-солончаковые поверхности при обилии кристаллов соли остаются рыхлыми и могут развеиваться ветром. На таких обширных территориях, как, например, пустыни Северной Африки, имеются участки с горным и равнинным рельефом, есть пространства каменистых, песчаных и глинистых пустынь, т. е. это целые комплексы пустынных ландшафтов. Распространены они и на территории СССР, особенно в Средней Азии.

Взаимодействие подстилающей поверхности и воздушного потока, количество материала, переносимого ветрами разной силы, места зарождения пыльных бурь, распределение вынесенного материала по земной поверхности исследуются путем длительных стационарных наземных наблюдений. Ценный материал для изучения работы ветра появился с развитием аэросъемки, а в последние годы при фотографировании земной поверхности со спутников. На снимках выявились такие закономерности образования аккумулятивных форм эолового рельефа, которые не могли быть выявлены путем наземных наблюдений (большая упорядоченность эолового рельефа, влияние на нее горных преград и др.).

Обращаясь к характеристике рельефообразующей деятельности ветра, следует отметить влияние на движущуюся среду (в данном случае воздух) подстилающей поверхности. Соприкасающийся с ней слой воздуха испытывает наибольшее сопротивление и расходует значительную часть своей энергии на трение. В более

высокие слои тормозящее действие подстилающей поверхности передается за счет внутреннего трения в воздухе. С высотой влияние подстилающей поверхности ослабевает, и скорость движения воздуха увеличивается. Предельная высота, до которой сказывается влияние подстилающей поверхности, различна и зависит от многих причин: размера и формы препятствий на самой поверхности, ориентировки этих препятствий по отношению к направлению ветра, расстоянию между препятствиями, скорости ветра и других факторов.

Большие осложнения в движение воздушного потока вносят турбулентные (вихревые) токи, возникающие в результате влияния препятствий и вследствие разности температуры как в самом воздухе, так и в различных частях подстилающей поверхности. Возникающие вихри имеют различное положение осей (вертикальное, наклонное, горизонтальное) и в некоторых случаях обладают огромной подъемной силой. Наибольшую работу по захвату и переносу материала осуществляют приземные слои воздуха, в которых бывает сосредоточено до 90% переносимого вещества. Мощность этого слоя различна и при ветрах средней силы редко превышает 1 м. Она зависит от степени турбулентности, формы и размера препятствий, размера и веса переносимых частиц (торфяная пыль, песок и пр.). При сильных песчаных бурях песок и особенно пыль могут быть подняты в огромных количествах на высоту 3—5 км и перенесены на очень большие расстояния. Слой воздуха, в котором осуществляется основной перенос песчаного материала, называют ветропесчаным потоком, но при сильных ветрах в этом слое может переноситься и крупная галька, способная нанести тяжелые повреждения.

Захват ветром (выдувание) рыхлого материала называется дефляцией. При помощи переносимого песка ветер обтачивает и полирует поверхности твердых горных пород, производит корразию. Перенос ветрами (транспортировка) рыхлого материала завершается его отложением — аккумуляцией. Все формы рельефа, процессы и отложения, образующиеся под действием ветра, называют эоловыми.

Разрушительная деятельность ветра начинается с захвата рыхлого материала, лежащего на поверхности земли и доступного ветру данной силы. При небольшом слое рыхлых отложений и большой скорости ветра весь песок и мелкие обломки могут быть унесены полностью, нижележащая скальная поверхность окажется обнаженной — каменистой. Многие участки каменистых пустынь образовались именно таким путем. При большой мощности рыхлых наносов, наличии стойких горных пород, но уже нарушенных выветриванием (например солевым), при частично сохранившейся растительности, препятствующей равномерному разветиванию поверхности, иногда в результате систематического возникновения в одних и тех же местах сильных конвективных вихрей дефляция сосредоточивается на относительно небольших

участках и здесь возникают отрицательные формы рельефа, получившие общее название котловины выдувания. Таким путем на поверхности тундры, где растительность сведена или вытоптана оленьими стадами, выдувается песок и образуются котловины — яреи. При переменных ветрах песок отлагается вокруг ярея и образует кольцевую дюну. Площади яреев могут достигать одного и даже нескольких гектаров, глубина 2—4 м. Дно яреев неровное, среди развеваемой поверхности встречаются бугры с обрывистыми краями и остатками тундровой растительности на вершине. Такие останцы называют останцами развевания; они распространены и в других ландшафтных зонах среди массивов развеваемых ветром песков.

В районах с засушливым климатом большие котловины выдувания образуются там, где периодически появляется соленая (поверхностная или грунтовая) вода. На месте развеваемых пухлых солончаков образуются большие и глубокие котловины (восточный берег Каспийского моря). В песчаных пустынях выдуванием образуются некоторые разновидности ячеистых и лунковых песков, фульджи и происходит видоизменение некоторых вад. Ячеистые пески возникают в результате выдувания части коренной поверхности ветрами переменных направлений, равномерно формирующих округлые впадины. По размерам ячеек различают мелкоячеистые и крупноячеистые пески. У крупноячеистых песков диаметр ячеек может достигать нескольких десятков и сотен метров, а глубина 5—10 метров и более. Лунковые пески образуются под действием ветров одного преобладающего направления, сезонно сменяющихся более слабыми ветрами противоположного направления. В плане лунки имеют форму полумесяца. Обращенный к господствующему ветру склон крутой, другой пологий. В Аравии формы рельефа, аналогичные лункам, называемые фульджи, напоминают след гигантского лошадиного копыта. Глубина больших фульджи достигает 70 м, поперечное сечение 150—200 м. Лунки и ячеи часто располагаются рядами.

Под названием вад в Северной Африке известны извилистые понижения протяженностью до нескольких десятков и сотен километров и очень сходные с речными долинами и руслами. Одни вад являются действительно эрозионными формами рельефа, выработанными временными потоками и когда-то протекавшими реками, другие представляют собой впадины тектонического происхождения, и, наконец, некоторые образовались, по-видимому, под действием ветра. Независимо от происхождения понижения, оказавшиеся в условиях пустынного климата, в дальнейшем преобразуются под действием ветра. Ветер подтачивает и делает крутыми наветренные склоны и засыпает песком подветренные. Многие вад углублены почти до уровня подземных вод за счет выдувания ветром котловин. Если пресные подземные воды залегают близко к поверхности, то в этих местах возникают

оазисы. При засолении грунтовых вод на дне вади возникает солончак.

На выходах скальных горных пород можно видеть результаты другого типа разрушительной деятельности ветра — корразии. Под действием песка, гонимого ветром, в поверхности скал вытачиваются углубления, напоминающие ячейки и соты; в менее стойких слоях возникают углубления в форме ниш и борозд, а более стойкие слои выступают в форме гребешков и карнизов. Покрытые таким сложным рисунком поверхности скал получили название каменных решеток и кружевных скал. Коррозия с наибольшей силой проявляется в нижней части скалистых выступов, что объясняется особенностями ветропесчаного потока. Благодаря этой особенности, сочетающейся часто с солевым выветриванием и неравномерным сопротивлением разрушению слоистых толщ, одиноко стоящие скалы принимают грибовидную форму, а в основании скалистых стенок вытачиваются глубокие ниши, над которыми нависают тяжелые, источенные ветром карнизы. В узких скалистых выступах иногда образуются сквозные отверстия, отделившиеся участки выступают в виде причудливых скал и т. д.

Перегоняя струйки песка по более или менее горизонтальной поверхности сильно уплотненных глин, илов или известняков, ветер вытачивает в породах длинные узкие желоба, разделенные гребешками. Такие коридоры выдувания, сочетающегося с коррозией, называют ярдангами. Глубина желобков может достигать нескольких дециметров, поверхность в местах их развития напоминает карровое поле и очень трудно проходима. Обломки горных пород, лежащие на поверхности земли в пустынях, также подвергаются действию песка, гонимого ветром, и постепенно обтачиваются. На поверхности неоднородных по прочности горных пород при этом вытачиваются сложные узоры, а обломки пород более однородных часто принимают форму трехгранных пирамид, за что их называют трехгранниками. У таких трехгранников поверхности, обрабатываемые ветром, гладкие и блестящие, а нижняя грань, обращенная к земле, шероховатая и матовая. Находимые в ископаемом состоянии трехгранники иногда позволяют, наряду с другими признаками, устанавливать границы пустынь прошлых геологических периодов.

Транспортирующая деятельность ветра очень велика и имеет одну существенную особенность по сравнению с транспортирующей деятельностью других внешних агентов. Ветер может заносить песок и пыль на поверхности, расположенные значительно выше пространств, с которых материал был захвачен. Ветер переносит пыль с одного материка на другой, т. е. через достаточно широкие моря (например, из Африки в Европу). Примерами мощной транспортирующей деятельности ветра являются пыльные бури, при которых огромные массы пыли переносятся на большие расстояния. Такие бури наблюдались на Северном Кавказе и Украине, в Северном Казахстане и Башкирии, известны в Аравии,

Сахаре, Северной Америке, Центральной Азии. Пыль из Сахары уносится от берегов Африки на 2000—3500 км. Во время песчаной бури, охватывающей район диаметром 500—650 км, во взвешенном состоянии в воздухе может находиться до 100 млн. тонн пыли.

Аккумулятивная деятельность ветра и обусловленные ею формы рельефа в значительной степени зависят от условий, в которых они развиваются. В одних случаях принесенный ветром материал отлагается равномерно, в других — наматывается в виде гряд, холмов, бугров и других неровностей. В том случае, когда на пути переносимого материала оказывается поверхность, способная равномерно задерживать пыль, образуется покровный лёсс. Это возможно на местности, покрытой плотной растительностью, при среднегодовой скорости ветра не более 1,5 м/с и увлажнении дождями. При более сильных ветрах пыль накапливается неравномерно и возникает увалистый и грядовый рельеф, обычно закрепляемый степной растительностью, тогда как с обнаженных поверхностей пыль сдувается ветром. Эоловый лёсс пользуется широким распространением на востоке Азии.

Перевевание и накопление более грубого материала приводит к образованию различных «песков». Б. А. Федоровичем установлено, что рельеф песков и типы песчаного рельефа обусловлены режимом ветров (рис. 31).

Режим ветров подразделяется на три типа: пассатный — весь год удерживаются ветры одного или близкого к нему направления; муссонно-бризный — происходит закономерная смена ветров одного направления ветрами диаметрально противоположного направления; конвекционный и интерференционный — характерна частая смена ветров разных направлений (сменяющихся по кругу при прохождении циклонов, резко пересекающихся при отражении воздушных течений от горных преград и т. д.).

По типу рельефа пески делятся на барханые, ползучие и дюнные. Первые развиваются на территориях с наиболее засушливым климатом, характерны для тропических пустынь, но могут быть встречены и во внетропических пустынях. Вторые наиболее типичны для внетропических пустынь, где более низкие температуры и систематическое (хотя и малое) увлажнение позволяют развиваться пустынной растительности. Дюнные пески распространены во внепустынных зонах, часто оказываются сильно увлажненными, быстро связываются растительностью. Возникают они на берегах морей, озер, в степях, тундре, лесной зоне.

Для барханных песков характерна большая подвижность материала, обусловленная его сухостью и отсутствием растительности. Простейшей формой накопления, возникающей на ровной поверхности при ограниченном поступлении песка, является песчаный щит (см. рис. 31, А, I, I). Образуется он на месте случайного торможения или завихрения ветропесчаного потока, имеет овальные очертания в плане и слабовыпуклую

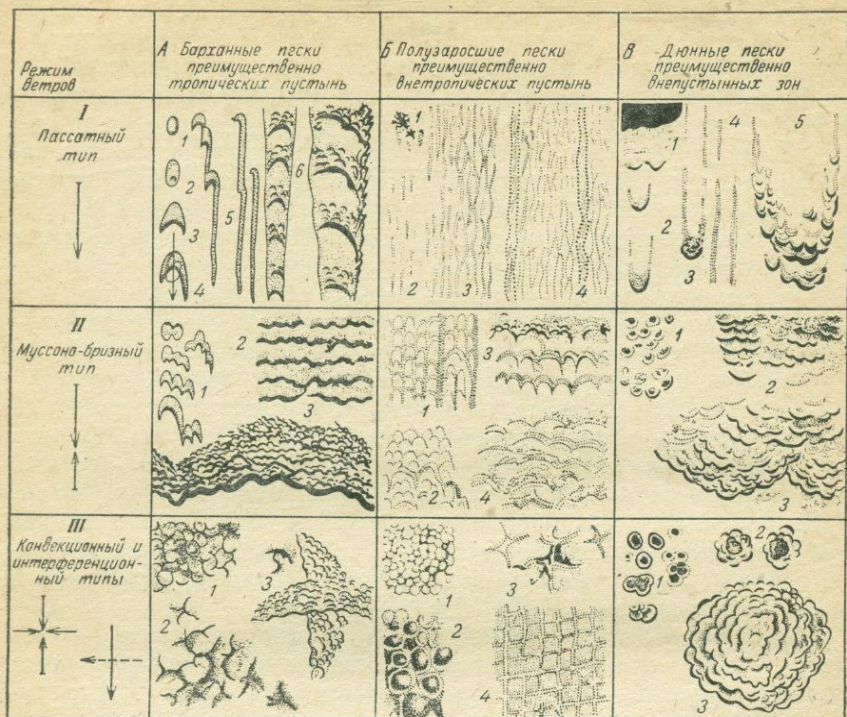


Рис. 31. Типы золотого рельефа (по Б. А. Федоровичу, 1960).

А, Б, В — типы рельефа; I, II, III — типы режима ветров: I — ветры одного или близких направлений, II — ветры противоположных направлений, III — ветры равномерных встречных и поперечных направлений. Стрелками показано направление ветров.

А: I — 1 — песчаный шит, 2 — эмбриональный бархан, 3 — серповидный симметричный бархан, 4 — несимметричный бархан, 5 — продольные ветру барханные гряды, 6 — комплексные продольные барханные гряды; II — 1 — групповые барханы, 2 — простые барханные цепи, 3 — комплексные барханы; III — 1 — цирковые барханы, 2 — пирамидальные барханы, 3 — скрещенные комплексные барханы. Б: I — 1 — прикустовые косички, 2 — мелкие грядки, 3 — грядовые пески (продольные ветру), 4 — грядово-крупногрядовые пески; II — 1 — грядово-лунковые пески (при сильном преобладании ветров одного направления), 2 — лунковые пески, 3 — граблевидные поперечные гряды (при незначительном преобладании ветров одного направления), 4 — поперечные асимметричные гряды; III — 1 — ячеистые пески, 2 — крупноячеистые пески, 3 — пирамидальные пески, 4 — решетчатые пески. В: I — 1 — приморский вал, 2 — параболические дюны, 3 — шишковидные дюны, 4 — парные продольные дюны, 5 — комплексные параболические дюны; II — 1 — полукруглые мелкие дюны, 2 — полукруглые крупные дюны, 3 — полукруглые комплексные дюны; III — 1 — одиночные мелкие кольцевые дюны, 2 — групповые кольцевые дюны, 3 — комплексные циркулярные дюны

поверхность. Такое скопление песка является препятствием на пути ветра, задерживает и накапливает новые массы приносимого материала. При увеличении высоты шита до 35—40 см за ним возникает завихрение, и на подветренном склоне образуется углубление в форме полуворонки. Постепенно разрастаясь, песчаное накопление приобретает форму полумесяца — серповидный бархан, которая обусловлена усиливающимся по мере роста бархана завихрением над подветренным склоном и переносом песка обтекающими бархан потоками воздуха (рис. 32).

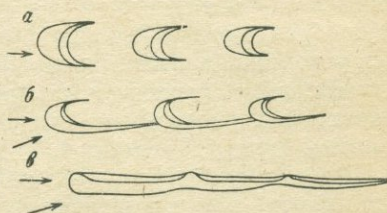
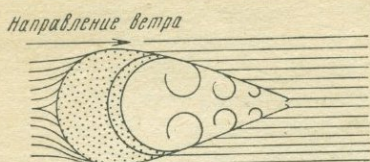


Рис. 32. Распределение ветровых струй около одиночного бархана (по М. П. Петрову)

Рис. 33. Стадии слияния барханов и образования грядовых песков (а, б, в)

Выдвигающиеся по ветру концы бархана называют рогами. Барханы имеют асимметричный профиль. Наветренный склон, по которому ветер гонит песок к гребню бархана, пологий ($10-15^\circ$), а подветренный — крутой ($30-33^\circ$) и уклон его соответствует углу естественного откоса осыпавшегося песка. Барханы высотой 1—15 м сравнительно быстро перемещаются по ветру. В случае небольшого изменения направления ветра один из рогов бархана может выдвинуться вперед и бархан превращается в продольную ветру барханную гряду (см. рис. 31, А, I, 5), простую при перестройке одного бархана или сложную (рис. 33).

При муссонно-бризном режиме ветров барханы движутся по направлению более сильных ветров, но при ветре обратного направления рога бархана сравнительно быстро перестраиваются в соответствии с ветром. Если на местности имеется несколько смежных барханов, то при перестройке рога их могут соединиться и барханы превращаются в поперечные ветру групповые барханы и барханские цепи (см. рис. 31, А, II, 1 и 2). Мощные комплексные барханские гряды (продольные ветру) и комплексные барханские цепи (поперечные ветру) образуются при больших массах песка, длительное время (десятки и сотни тысяч лет) перерабатываемых ветром. Наибольшим распространением пользуются комплексные барханские гряды (см. рис. 31, А, I, 6). При частой смене ветров разных направлений и при явлениях интерференции возникают сложные формы барханного рельефа, в которых котловины выдувания чередуются с грядами различной ориентировки; иногда большие комплексные барханы накладываются друг на друга под различными углами (см. рис. 31, А, III).

Наличие даже слабо развитой пустынной растительности сильно влияет на подвижность песков, которые частично скрепляются корневой системой растений, задерживаются стеблями трав и кронами кустов. У пучков травы и кустов возникает элементарная

форма рельефа — прикустовая косичка. Образуется она при торможении ветропесчаного потока стеблями растений, среди которых происходит отложение песка. Песок отлагается и за кустом в ветровой тени, где ветер ослаблен. В отдалении от куста косичка постепенно снижается и заканчивается неустойчивым песчаным шлейфом (см. рис. 31, Б, I, 1). На ровной местности образуются небольшие, вытянутые по ветру песчаные грядки. При устойчивых ветрах одного направления на больших песчаных массивах формируются параллельные ветру гряды протяженностью до нескольких километров, высотой 40—150 м и расстоянием между грядами 1,5—2,5 км (см. рис. 31, Б, I, 3 и 4).

При муссонно-бризном типе ветров могут возникнуть как продольные, так и поперечные ветру гряды. Первые возникают при преобладании ветров одного направления, и здесь между грядами часто образуются дефляционные впадины правильных очертаний — лунки. Вторые характерны для территорий, над которыми переменные ветры противоположных направлений мало различаются по силе и продолжительности. У поперечных ветру гряд часто возникают вытянутые по направлению основного ветра выступы. Благодаря им такие гряды в плане напоминают грабли (см. рис. 31, Б, II, 3); часто поперечные сложные гряды имеют асимметричный профиль, крутым обычно является подветренный (по отношению к основному ветру) склон. При часто меняющихся ветрах в полузаросших песках возникают дефляционные котловины — ячеи, которые в сочетании с разделяющими их повышениями образуют характерный рельеф ячеистых песков. При интерференционных ветрах могут возникнуть пески пирамидальные и решетчатые (см. рис. 31, Б, III, 3 и 4).

Развивающиеся во внепустынных зонах дюнные пески резко отличаются ориентировкой форм по отношению к ветру от песков пустынь. У дюнных песков наветренный склон пологий (7—12°), как и у песчаных форм пустыни (здесь ввиду сухости песка склон может быть несколько более крутым), но у большинства дюн этот склон обращен вогнутостью к господствующему ветру (в плане), тогда как у бархана гребень обращен выпуклостью против ветра. Соответственно рога бархана направлены по ветру, в то время как за дюной тянется песчаный шлейф, направленный против ветра. Обусловлено это тем, что пески пустынь практически одинаково сухи во всех частях аккумулятивной эоловой формы и скорость их перемещения по ветру зависит при прочих равных условиях от массы. Следовательно, краевые пониженные и менее массивные части песчаного холма в пустыне должны перемещаться ветром быстрее, чем его более высокая и массивная центральная часть. Условия перемещения дюнных песков существенно иные, поскольку, как уже указано выше, на них сильно влияет растительность и особенно систематическое увлажнение. После выпадения росы или дождя вершины дюн высыхают быстрее, чем основание их склонов, раньше начинают

перевеваться ветром и быстрее перемещаются вперед, чем края дюн. Движение краев задерживается еще часто за счет капиллярного поднятия грунтовых вод и развития растительности. Выдвигающаяся вперед основная масса дюны придает подветренному склону выпуклые в плане очертания, позволяющие легко отличать внепустынные эоловые формы от эоловых форм пустынь. У дюн подветренные склоны крутые, в ряде случаев они круче, чем угол естественного откоса, что объясняют задержкой осыпающихся частиц на увлажненном подветренном склоне, находящемся в тени тогда, когда наветренный склон освещен солнцем и уже высох.

При ветрах, устойчиво дующих с моря, на низменных побережьях часто образуются песчаные пляжи, сложенные песками, выброшенными морем. Эти пляжи являются поставщиками песка, который перевевается ветром, и из него вдоль пляжей образуется несколько дюнных гряд, ориентированных поперек господствующих ветров, но параллельно источнику питания (пляжу). Подвергаясь дальнейшей переработке, наиболее удаленная из пляжных гряд в силу какой-либо из разобранных выше причин, обуславливающих ее передвижение в глубь суши, искривляется, расчленяется на части, наиболее крупные скопления песка продвигаются по ветру быстрее, краевые части их задерживаются, и дюна приобретает дугообразную форму. Такие дюны называют п а р а б о л и ч е с к и м и. При дальнейшем продвижении центральной части дюны эта дюна превращается в ш п и л ь к о в и д н у ю, а при прорыве головной части остаются только две параллельные гряды (см. рис. 31, В, I, 4).

При муссонно-бризном типе ветров чаще всего формируются различных размеров полукруглые дюны (мелкие, крупные, комплексные), ориентированные выпуклостью по направлению господствующего ветра (см. рис. 31, В, II). Ветры часто и сильно меняющихся направлений благоприятствуют образованию простых кольцевых дюн (рис. 31, В, III). В тундре они часто образуются вокруг яреев. У кольцевых дюн область дефляции находится в центре. При больших ее размерах и обилии песка на развеваемой поверхности могут образоваться небольшие дюны и общий вид такой поверхности становится похожим на цветок (см. рис. 31, В, III, 3).

Классификация аккумулятивных и дефляционных форм эолового рельефа, построенная с учетом ряда факторов (степень подвижности перевеваемых и отлагаемых ветром масс песка, динамика атмосферы, приуроченность к определенным физико-географическим условиям) и охватывающая все основные типы песчаного рельефа, может использоваться в научных и практических целях. При изучении песчаного рельефа той или иной территории, встречая характерные формы рельефа, мы имеем возможность определять динамику их образования. Такие же возможности имеются при изучении и обработке аэроснимков и космических снимков.

Встречая закрепившиеся древние формы, по их характерным особенностям можно восстанавливать условия, господствующие на данной территории в геологическом прошлом. Зная условия образования и развития (роста, продвижения) песков в тех или иных природных условиях, можно планировать и применять меры к их закреплению и т. д.

Знание основных закономерностей песчаного рельефа дает возможность правильно отражать особенности форм и их комплексов, правильно производить генерализацию такого рельефа при составлении и оформлении топографических и общегеографических карт.

Размеры эоловых форм рельефа очень различны. Наиболее мелкими формами является песчаная рябь, возникающая на песке при слабом ветре. Часто это правильные гребешки высотой 3—5 мм при расстоянии между ними 30—35 мм, ориентированные перпендикулярно по отношению к направлению ветра. Размер гребешков, «шаг» между ними меняются в зависимости от размера навеваемых частиц, скорости ветра; при большой скорости ветра рябь уничтожается. Размеры лунок, ячей, эоловых котловин и барханов редко превышают (кроме котловин) 100—200 м в поперечнике при высоте (для полых форм — глубине) в несколько десятков метров (в отдельных случаях 100—150 м). Комплексные барханные цепи и гряды могут достигать протяженности нескольких километров при высоте 200—300 м. Больших размеров (высота до 100—200 м, ширина основания до 1—1,5 км) достигают многие дюны на берегах морей и пирамидальные барханы (по другой терминологии — дюны), образующиеся в местах возникновения мощных восходящих токов (вихрей).

Особенностью «песков» является их способность перемещаться. Они наступают на оазисы, засыпают культурные земли и селения. Скорость перемещения песков зависит от ряда причин, в том числе от скорости и повторяемости ветра, и может достигать нескольких метров в год. С наступающими песками человек вынужден вести борьбу: закреплять их растительностью, строить заграждения и пр.

При описании форм песчаного рельефа часто используется характеристика процесса образования некоторых форм и сочетания этих форм на поверхности земли. Следует учитывать, что любая форма рельефа (в данном случае эоловая), с одной стороны, приобретает свои характерные размеры и очертания в результате взаимодействия ветропесчаного потока и подстилающей поверхности (неровности, растительность), с другой стороны, образовавшаяся форма участвует в этом взаимодействии, влияет на движение потока воздуха, губит или способствует развитию растений.

Грядовые пески также могут влиять на воздушные токи и усиливать процессы своего формирования. В качестве примера приводится схема образования вихревых токов среди грядовых песков при неравномерном нагревании склонов, затененных и ос-

вещенных солнечными лучами. Над последними возникают восходящие токи воздуха, выносящие песок из межгрядовых понижений на гребень гряды (рис. 34). При субширотной ориентировке длинных осей гряд восходящие токи образуются только над одним из склонов (в северном полушарии — обращенным к югу), а при субмеридиональном — попеременно на склоне восточной и западной экспозиции. При равномерном освещении гряд (склонов) такие токи должны отсутствовать.

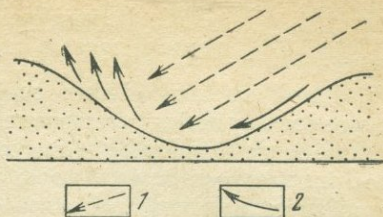


Рис. 34. Схема тока воздуха в песчаных грядах.

1 — направление падения солнечных лучей; 2 — направление токов воздуха

Большое влияние на развитие и преобразование песчаного рельефа оказывает растительность. Пески легко поглощают воду атмосферных осадков и конденсируют водяные пары из воздуха. Пустынная растительность, обладающая сильно развитой и проникающей на большую глубину корневой системой, использует накопленную песками влагу, заселяет пески, влияет на распределение воздушных токов и их рельефообразующую деятельность.

При достаточно полном развитии растительного покрова пески могут быть закреплены. Различают пески незакрепленные, полужакрепленные и закрепленные.

При изображении эоловых форм рельефа на топографических картах крупных масштабов (1 : 10 000—1 : 25 000) используются горизонталы, высотные отметки и условные знаки. Горизонталы проводятся в полном соответствии с очертаниями форм, которые могут быть изображены в масштабе карты. Горизонтальными передаются формы ячеек, лунок, котловин выдувания, достаточно крупных барханных образований, гряд, дюн. Правильно вычерченные «уложенные» горизонталы дают верное представление об ориентировке форм рельефа. В некоторых случаях для более полной характеристики изображаемого рельефа необходимо передавать направление падения склонов берг-штрихами, высотными отметками (на вершинах положительных форм и во впадинах и понижениях) и показом не выражающихся в масштабе карты форм, путем применения условных обозначений (знак песков). Хорошие результаты получаются при впечатывании на карту фотоизображения песчаного рельефа с аэроснимков. На общегеографических картах песчаный рельеф передается условными знаками «песков». При этом следует правильно передавать его основные характеристики. Эоловый рельеф отличается большой подвижностью. Это приводит к тому, что карты территорий с таким рельефом быстро стареют и их приходится часто обновлять.

§ 10. Формы рельефа, обусловленные деятельностью животных и растений

Одной из важнейших особенностей Земли является богатый и разнообразный органический мир. В недрах Земли глубокими буровыми скважинами обнаружены бактерии на глубине до 1500 м; в верхних слоях земной коры обитает множество микроорганизмов и роющих животных, развиты сложнейшие корневые системы растений; на поверхности литосферы — на суше и дне морей — обитает огромная масса животных и растений; воды морей, озер, рек буквально насыщены жизнью; в атмосфере микроорганизмы и споры растений обнаружены на высотах 10—15 км. Наибольшая концентрация организмов и органического вещества наблюдается на суше, в гидросфере и в пограничной зоне атмосферы и литосферы, т. е. там же, где развивается деятельность всех остальных внешних агентов, к которым относят и организмы. В процессе жизнедеятельности организмы захватывают и накапливают различные вещества, перерабатывают и часто переносят их на большее или меньшее расстояние, а отмирая, дают материал, откладывающийся на поверхности литосферы и играющий большую роль в ее строении и в рельефе. Кроме того, органическое вещество часто является аккумулятором солнечной энергии, погребаемой в толще земной коры. Примерами могут служить огромные запасы торфа, каменного угля, коралловые рифы и острова, мощные толщи органогенных известняков и т. п.

Растительный мир (от микроскопических водорослей до мощных деревьев) оказывает многообразное воздействие на горные породы. Корни растений проникают в почву и коренные горные породы, разрушают и перерабатывают их, подготавливают материал, который затем перемещается под действием силы тяжести, переносится и откладывается ветром, текучими водами и другими внешними геологическими агентами. Прикрепленные к субстрату растения, казалось, лишены возможности создавать формы рельефа, однако при посредстве другого внешнего агента, например ветра, они способствуют возникновению некоторых характерных форм рельефа. Примером могут служить выворотни — большие ямы (и бугор около них), возникающие при падении деревьев, вырванных ветром. Площадь таких ям может достигать 10 м² и более, глубина 0,5—1 м. При массовых ветровалах огромные площади покрываются бесчисленным количеством ям и бугров, длительное время сохраняющихся в рельефе. Размеры их зависят от размеров деревьев, развития корневой системы, состава грунтов и ряда других факторов. Ветровалы широко распространены в лесах зоны вечной мерзлоты, где деревья имеют стелющуюся корневую систему, развитую только в сезонноталых слоях.

Роль растений в создании аккумулятивных форм рельефа выражена более непосредственно и отчетливо. За счет накопления растительного вещества образовывались пласты каменных углей,

заполнявшие заболоченные понижения, впадины озер, морские заливы и пр. В настоящее время аналогичный процесс наблюдается при образовании залежей торфа. Массы торфа, заполнившие ванну заросшего озера, вполне сравнимы с дельтовыми отложениями реки, превратившими ванну заполненного озера в аллювиальную равнину. К фитогенным формам рельефа относятся бугры, гряды, и кочки в заболоченной местности. Некоторые из них образуются в результате сочетания процесса развития растений, накопления отмершего растительного вещества и мерзлотных процессов (торфяные бугры), другие связаны с развитием и накоплением растительного вещества сезонной мерзлоты (иногда и в присутствии вечной мерзлоты) и процесса медленного сползания грунтов на склонах (гряды в грядово-мочажинных болотах) или являются полностью фитогенными (кочки на болотах). При участии других факторов из растительного вещества создаются, например, лесные завалы на реках, острова (в их числе и плавучие) на реках и озерах и т. д. Большинство из этих образований имеет небольшую высоту (до нескольких метров), но сильно отличаются по площади (от долей квадратного метра у кочек до длинных узких гряд на болотах, мощных лесных завалов и больших островов).

Рельефообразующая роль животных более многообразна. Микроорганизмы и роющие животные перерабатывают минеральную массу горных пород, разрыхляя ее, создавая в толще слоев ходы, полости и пустоты, изменяя химический состав минералов, используя минеральную массу на построение своих тканей и скелетов. Наземные животные, передвигаясь по поверхности Земли, разрушают ее, вытаптывают тропинки даже в твердых горных породах, срывают мелкие неровности (например кочки), сталкивают с горных склонов камни, вызывая камнепады, являются часто причиной образования снежных лавин и т. д. Скотобойные тропы на склонах напоминают сложный рисунок горизонталей, на ровных пространствах заболоченных лугов стада вытаптывают сложную сеть тропинок, между которыми сохраняются участки основной поверхности, имеющие вид бугров и кочек (кочки оттаптывания).

Примером очень крупных положительных форм рельефа, созданного организмами, являются коралловые рифы и острова, поднимающиеся со дна глубокого моря, возвышающиеся в виде высоких известковых гряд на суше, как свидетели бывших здесь морей (например, известковые гряды — Толтры на Волыно-Подольской возвышенности). При накоплении органогенных илов на дне морей происходит выравнивание первичных неровностей дна и развитие особого типа рельефа с формами обволакивания. Наземные животные создают за счет выбросов из нор холмики, местами соединяющиеся в большие бугры (например сурчины). В саваннах широко распространены термитники, представляющие собой сооружения высотой до 3—3,5 м; в умеренных широтах

часто большие пространства лугов покрыты кочками, представляющими собой муравейники мелких муравьев, и т. д.

При косвенном участии животных изменяется деятельность ряда рельефообразующих агентов. Например, в местах нарушения растительного покрова на склонах возникают промоины и овраги; на вытопанных местах усиливается деятельность ветра и образуются котловины выдувания (в тундре — яреи), развиваются массивы подвижных песков; норы животных могут явиться местами развития эрозионных процессов; бобровые плотины задерживают сток и способствуют отложению наносов в руслах рек, приводят к заболочиванию участков пойм и т. д.

На топографических картах специальными условными знаками показывают коралловые рифы и атоллы, сурчины, термитники, кочки, очень часто показывают и тропинки как единственные пути, по которым можно проникнуть в труднодоступные районы гор, пройти по склонам и т. д.

§ 11. Влияние деятельности человека на рельеф

Геологическая и рельефообразующая деятельность человека, несомненно, проявлялась в глубокой древности и на первых этапах мало чем отличалась от деятельности других организмов. Но уже в начале хозяйственной деятельности человек начал сознательно направлять или бессознательно возбуждать развитие геологических и рельефообразующих процессов, воздействующих на среду обитания. К настоящему времени влияние человеческого общества на природу приобрело планетарные масштабы, часто во много раз превышающие природные явления. Важной особенностью воздействия человека на природу является быстрый темп, с которым это воздействие осуществляется.

По направленности деятельность человека можно подразделить на сельскохозяйственную, эксплуатацию месторождений полезных ископаемых, возведение различных сооружений, оборонную и т. д.

Сельскохозяйственная деятельность человека выражается в распашке полей, при которой в год перерабатывается более 3000 км³ почвы, изменяется термический режим распаханых площадей, усиливаются процессы выветривания, удаляются и вносятся различные химические соединения, орошаются или осушаются большие площади, изменяются условия влагооборота и т. д. Большие площади специально выравниваются перед превращением их в культурные угодья. В странах, где большие поля отводятся под посевы риса, население создает выровненные площади, огражденные невысокими валами, искусственно затопляемые, подвергающиеся заиливанию, ежегодно перепахиваемые. Такие поля создаются и на склонах, которые для этого террасируются. Террасы эти не уступают, а часто и превышают (по числу и размерам), террасам, создаваемым на склонах долин реками.

Помимо прямого воздействия на рельеф, человек способствует активизации ряда других природных процессов. Вырубка лесов, выпас скота, неправильная распашка склонов, прокладка дорог, тропинки могут явиться местами зарождения оврагов, активизации работы ветра. Усиливающийся смыв и размыв обнаженных территорий, молевой сплав леса, разрушающий берега рек, засоряют русла рек, приводят к образованию мелей, перекатов, новых протоков. Огромные изменения в режиме стока и в водоносности рек (следовательно, и в их деятельности) происходят при заборе воды на орошение и другие хозяйственные цели, сбросе загрязненных сточных вод и пр.

Эксплуатация месторождений полезных ископаемых сопровождается перемещением (и часто изъятием) больших масс грунта, извлечением масс руды, каменного угля, нефти, газа, строительных материалов и т. д. При этом вырывают огромные карьеры, например, при открытой добыче угля, руд, торфа, строительных материалов (песка, известняков, мрамора, гранита и т. д.). Большие массы пустой породы идут в отвалы, представляющие собой большие гряды и холмы (например, терриконы в местах добычи каменного угля). При разработке россыпных месторождений золота, платины преобразуются долины даже крупных рек, а долины мелких ручьев и речек часто полностью утрачивают свой облик.

Выработка глубоко залегающих пластов полезных ископаемых, извлечение нефти, природных газов и откачка подземных вод также рано или поздно отражается на поверхности Земли. Удаление пластов угля (некоторых руд) приводит к созданию в земной коре полостей, сравнимых с крупнейшими пещерами. Эти пространства частично заполняют пустой породой, но большие полости остаются и над ними происходит осадка кровли, которая может распространиться до поверхности Земли, вызвать образование котловин и впадин. В ряде случаев обвалы кровли сопровождаются местными землетрясениями. Удаление больших масс подземных вод, нефти и газа, обычно находящихся в пластах под высоким давлением, снимает это давление, что сопровождается медленной осадкой выпележащих слоев, а на поверхности земли может выразиться в виде небольших по вертикали, но значительных по площади опусканий. Значительное опускание поверхности, произошедшее в результате откачки подземных вод и достигшее 6—7 м за 80 лет, произошло в г. Мехико.

Сооружения, созданные человеком, осложняют рельеф земной поверхности. Они разнообразны по размерам, назначению, применяемым материалам и значимости в рельефе. К таким сооружениям относятся дороги и дорожные насыпи, выемки, туннели, мосты и разного рода дорожные покрытия, жилые и производственные здания, ирригационные и гидротехнические сооружения, памятники и могильники — пирамиды, курганы, могильные холмы и пр.

Помимо форм рельефа, созданных человеком, в природе часто наблюдаются формы, возникшие не при его непосредственном участии, а под действием других агентов, но по вине человека, создавшего условия, облегчившие или стимулировавшие деятельность этих агентов. Выше отмечалось влияние вырубki лесов, неправильной распашки, сплава по рекам заготовленного леса, уничтожения растительности в тундре, в степях, пустынях и т. д.

Широкое освоение огромных пространств нашей территории, расположенных в зоне развития многолетней мерзлоты, показало исключительную важность учета влияния мерзлых грунтов практически на все возводимые здесь сооружения. Даже простой геодезический репер не может быть надежно установлен без соблюдения специальных правил. Установленный в деятельный слой столб зимой примерзает к замерзающему верхнему слою грунта, при вспучивании которого столб приподнимается, под него затекает разжиженный грунт. При летнем оттаивании вспученный грунт оседает и скользит по приподнятому столбу. Через два-три года столб оказывается вытянутым из грунта и падает. Аналогичное вымораживание камней, опор под зданиями и сооружениями заставляет принимать специальные меры (например, вмораживать в слой многолетней мерзлоты), обеспечивающие устойчивость сооружений. Вымораживанию подвержены и трубы нефте- и газопроводов, выталкиваемые образующимся под ними льдом из траншей. Вдоль трасс нефте- и газопроводов, дорог, в районе буровых вышек, поселков и т. д. в разрушенных грунтах развиваются термокарстовые процессы, эрозия, образуются оплывины и оползни.

В засушливых полупустынных и пустынных условиях движение тяжелого транспорта чрезвычайно быстро нарушает устойчивость песков, которые приходят в движение под действием ветра, являются местами зарождения пыльных бурь, начинают угрожать культурным землям. Вырубка лесов на горных склонах способствует образованию селей, для борьбы с которыми приходится создавать огромные дамбы.

Человек своими действиями способствует изменению климата (например, постройка больших водохранилищ, орошение или осушение больших территорий), воздействует на состояние атмосферы. Только всесторонний учет природных связей, хорошее знание природных процессов могут обеспечить правильное воздействие человека на природу.

С целью восстановить и улучшить луга, леса, пахотные земли, нарушенные в результате постройки различных сооружений и особенно при открытой разработке месторождений полезных ископаемых (руд, угля, фосфоритов и пр.), производится так называемая *рекультивация земель*. Для этой цели, например, при закладке карьеров снимается и бережно сохраняется слой почвы. После выработки залежи полезного ископаемого

образовавшийся карьер заполняют извлеченной пустой породой, заравнивают и покрывают сохраненной почвой.

Антропогенные формы рельефа и объекты хозяйственной деятельности человека очень широко и разнообразно изображаются на топографических картах специальными условными знаками, подписями, горизонталями и пр. Города, поселки и отдельные здания, плотины, каналы, каменоломни, карьеры, насыпи, выемки, дороги, туннели, мосты, курганы, пашни, сады, виноградники и другие объекты стали неотъемлемой частью нагрузки карты.

§ 12. Метеоритные кратеры (космогенный рельеф)

Среди форм рельефа и различных структур (складок, сбросов и т. д.), развитых на Земле, уже давно привлекали к себе внимание кольцевые (круговые) структуры; некоторые из них были выражены в рельефе, а другие прослеживались по характерной системе разломов. При ближайшем исследовании значительная часть таких образований была отнесена к кратерам взрыва, другие оказались обширными кальдерами, образовавшимися в результате разрушения мощным взрывом древнего вулкана, или возникли при оседании участка земной коры над опорожненным очагом магмы. Большая группа кольцевых структур была отнесена к тектоническим образованиям (сводовые поднятия, иногда сменявшиеся погружением), но часть структур имела загадочное происхождение и некоторые исследователи высказывали предположение о том, что они возникли в результате падения на Землю крупных метеоритов. На обращенной к Земле стороне Луны кольцевые образования были известны давно и некоторые ученые древности приписывали им самое фантастическое происхождение (вплоть до оборонных сооружений). Исследования поверхности Луны (снимки с близкого расстояния, исследования при помощи спускаемых аппаратов, непосредственный выход человека на ее поверхность, доставка образцов горных пород), снимки поверхности Марса и Меркурия показали, что кольцевые образования пользуются очень широким распространением на космических телах и основное число их имеет метеоритное происхождение.

На Земле следы падения крупных метеоритов распространены на всех континентах и общее число обнаруженных к настоящему времени таких астроблем (звездных ран) уже более 120. Установлен ряд признаков, позволяющих отличить круговые структуры метеоритного происхождения от сходных с ними по внешнему виду образований другого генезиса (тектонического, вулканического). Важным признаком является наличие в метеоритных кратерах горных пород и минералов, испытавших ударный метаморфизм. Выражается он в разрушении (нарушении) кристаллической решетки минералов и образовании особых минеральных фаз, раздроблении горных пород и образовании характерных брекчий,

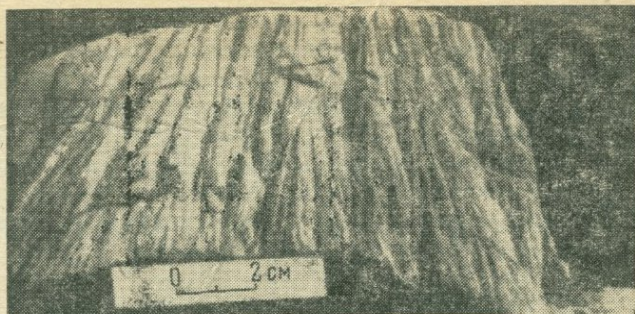


Рис. 35. Конус разрушения из метеоритного кратера

переплавлении раздробленной породы и образовании стекловатых спекшихся масс (импактитов).

Изучение признаков ударного метаморфизма наиболее полно производится в лабораториях. В полевых условиях может быть визуально обнаружен важный признак — характерные конусы разрушения (рис. 35). Для изучения реакции горных пород и минералов на сильный удар и взрыв производятся опыты, вплоть до взрыва больших зарядов под землей. В последнем случае на поверхности земли возникают кратеры взрывов, которые в какой-то мере моделируют взрыв космического тела, проникшего в толщу земной коры.

В условиях Земли астроблемы подвергаются переработке геологическими агентами, быстро утрачивают свои характерные внешние признаки и поиск их в полевых условиях затруднителен и часто требует предварительного изучения аэроснимков (на них бывают видны круговые структуры), проведения геофизических исследований (над некоторыми астроблемами наблюдаются отрицательные аномалии и сложные структуры гравитационного поля) и последующих полевых исследований, проводимых геологическими методами (описание нарушений залегания горных пород, сбор образцов, буровые работы и т. д.). При бурении днища метеоритных кратеров под слоем отложений, образовавшихся за счет делювиальных процессов, накопившихся на дне озера, обнаруживается зона аллохтонного материала, т. е. выброшенного взрывом и упавшего обратно в кратер. Глубже расположена зона аутохтона, представленная сильно раздробленной и измененной местной породой, переходящая в зону трещиноватости. С глубиной трещиноватость затухает.

Борта кратеров в нижней части сложены пластами местных горных пород, в большей или меньшей степени нарушенными (приподняты, вздыблены) взрывом, несущими следы удара. У хорошо сохранившихся верхнюю часть борта кратеров видно, что он сложен выброшенным при взрыве материалом и представляет собой вал

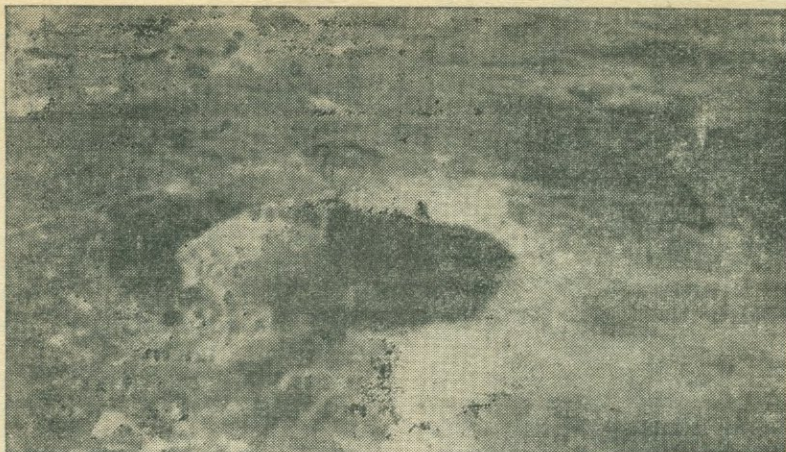


Рис. 36. Аризонский метеоритный кратер

с пологим внешним склоном. На более крутом внутреннем склоне встречаются обвалы, оползни, сколы, распространяющиеся на вал и находящиеся под ним коренные слои. Примером хорошо сохранившегося кратера является Аризонский, расположенный в пустынной местности и слабо преобразованный экзогенными процессами (рис. 36). В некоторых случаях кратеры заняты озерами.

Найденные на Земле метеоритные кратеры классифицируют по многим признакам, в том числе и по размерам. К первому классу относят небольшие кратеры, имеющие диаметр до 15 км, округлую форму в плане, представляющие собой впадину, постепенно заполняемую наносами. Ко второму классу относятся кратеры диаметром до 50 км, для которых характерно поднятие в центральной части. К третьему классу отнесены кратеры диаметром более 50 км, трудно различимые по внешним признакам, поскольку образовавшаяся при взрыве впадина их компенсирована изостатическим поднятием земной коры.

Для изображения на топографических картах метеоритного кратера специальных обозначений нет. Зато на картах поверхности Луны кольцевые структуры являются одним из основных элементов содержания и правильной передаче их особенностей уделяется большое внимание. Для этого используются различные картографические методы (отмывка, горизонтали, штрихи), что зависит от целей, для которых составляется данная карта.

Луна, Меркурий практически полностью лишены атмосферы, воды, ледников, т. е. тех геологических агентов, которые на Земле быстро маскируют метеоритные кратеры, разрушают их борта, прикрывают мощным осадочным чехлом, а в случае развития

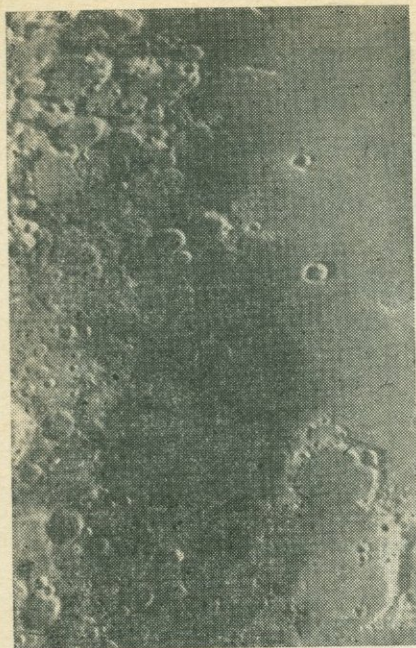


Рис. 37. Кратеры на поверхности Луны

сильно разрушены интенсивно развивающимся температурным выветриванием. Древние формы перекрыты своеобразной породой (риголитом), состоящей из продуктов разрушения лунных пород и метеоритов. О мощных выбросах материи, происходящих в момент соударения космических тел, свидетельствуют лучи, расходящиеся от многих кратеров, прослеживаемые на большие расстояния. Многие древние кратеры на Луне сильно преобразованы проникшей в них лавой, от некоторых сохранились только части гребней валов, другие прослеживаются только в виде слабого контура и многие исчезли полностью в лавовых массах, например в Океане Бурь (рис. 37).

Развитие обширных лавовых полей свидетельствует о некогда активной магматической деятельности на этих планетах, которой в настоящее время не наблюдается. Другими свидетелями такой деятельности являются «вулканы земного типа», обнаруженные в значительном числе на Луне. Они имеют правильную конусообразную форму и обширный кратер; аккумулятивные конусы большой высоты не могут образоваться вокруг метеоритного кратера. Другим признаком, указывающим на магматическую деятельность, может служить наблюдавшееся местами выделение газов, например, в районе центральной горки кратера Альфонс.

сложных тектонических нарушений — полностью уничтожаются. На Марсе наблюдаются многочисленные круговые структуры различных размеров, но по сравнению с аналогичными образованиями Луны и Меркурия они представляются] (по общему облику) [более разрушенными и замаскированными, в чем, вероятно, повинны процессы (в частности, пыльные бури), развивающиеся в атмосфере этой планеты.

Изучая снимки поверхности Луны и Меркурия, можно видеть, что и на этих телах происходит постепенное преобразование, разрушение и даже полное уничтожение древних кратеров, но процессы эти несколько иные, чем на Земле. Например, на Луне контуры наиболее древних кратеров сильно преобразованы возникшими позднее кратерами самых различных размеров, видимо,

На Луне, Меркурии и Марсе обнаружены широко развитые тектонические нарушения в виде систем трещин, разломов, рвов — грабенов, валов и, возможно, куполов и сводов, но пока не встречены структуры, в какой-либо мере сходные с тектоническими горными структурами Земли, сформировавшимися в геосинклиналях (типа Кавказа, Кордильер и пр.). Причины таких различий еще ждут своего решения. Можно высказать предположение, что для Земли это связано с присутствием большого и близкого спутника — Луны.

**МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
СУШИ И ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА**

Развиваясь в результате сложного взаимодействия тектоники и экзогенных процессов, крупнейшие формы рельефа — геоструктуры и морфоструктуры — неодинаково расположены по отношению к уровню океана и местным базисам эрозии, определяющим возможную глубину расчленения. По отношению к уровню моря рельеф может быть разделен на две большие категории: рельеф суши, формирующийся в субаэральных (буквально — подводных) условиях, и рельеф морского дна, формирующийся в субаквальных (подводных) условиях. Глубина возможного расчленения поверхности определяется в значительной мере высотой поднятия ее над прилежащим базисом эрозии (денудации), что позволяет в каждой категории рельефа выделить высоко поднятые, часто сильно расчлененные пространства — горы и пространства пониженные, обычно сглаженные или холмистые равнины, с дальнейшей градацией их по ряду тех или иных признаков.

§ 1. Морфология горных стран суши

Около 27% всей поверхности суши имеет абсолютные отметки более 1000 м, т. е. 40 млн. км², при достаточно глубоком ее расчленении, следует отнести к горам. По генетическим признакам горы могут быть разными, но все они обязаны своим происхождением проявлению внутренней энергии, обусловившей поднятие этих пространств на большую высоту над уровнем моря и прилежащей местностью, создавшей или одиноко стоящие горы*, или обширные горные страны.

По происхождению горы и горные страны до настоящего времени принято делить на тектонические, вулканические и эрозионные. Особым типом гор следует считать горы, образующиеся при падении метеоритов, борта больших кратеров. Наиболее отчетливо они выражены на Луне и Меркурии.

Тектонические горы образуются в результате тектонических движений и сложных тектонических нарушений земной коры.

* Горой называют изолированную положительную форму рельефа, относительной высотой более 200 м, имеющую замкнутую подошвенную линию.

На Земле они являются наиболее распространенными, имеют наиболее сложное строение и сложный рельеф.

Вулканические горы образуются при извержении вулканов. По сравнению с тектоническими горами они распространены менее широко, часто встречаются в виде изолированных форм, но во многих местах сливаются своими основаниями и образуют обширные вулканические нагорья (например, Армянское). Во всех случаях вулканические горы должны быть отнесены к формам рельефа, наложенным на относительно простой (на платформе) или сложный (в горных странах) тектонический фундамент. По абсолютной и относительной высоте вулканические горы часто не уступают горам тектоническим, а будучи наложенными на высоко поднятый тектонический фундамент, они образуют высочайшие вершины горных стран (Эльбрус и Казбек на Кавказе, вершины Анд и Кордильер Южной и Северной Америки и др.). Вулканическое образование Гавайских островов по отношению к ложу океана является высочайшей «горой» земного шара.

Эрозионными горами в классическом понимании считают горы, образовавшиеся в результате глубокого эрозионного расчленения участка земной поверхности, сложенного горизонтально залегающими слоями и поднятого на большую высоту над базисом эрозии. Образуются эти горы на месте древних аккумулятивных равнин, высоко поднятых над уровнем моря. В таких местах земная кора, длительное время прогибавшаяся и накапливавшая толщи осадочных пород, испытала значительное поднятие, в связи с чем и началось усиленное расчленение поверхности эрозией. Обычно такое поднятие сопровождается тектоническими нарушениями, выражающимися в форме глубоких разломов и опусканий, что сближает эрозионные горы с тектоническими глыбовыми горами. Для эрозионных гор характерны плоские вершины (столовые горы), крутые склоны, иногда наблюдаются террасы, от подножий склонов тянутся пологие шлейфы, сложенные продуктами выветривания горных пород. В типичном виде эрозионные горы представлены, например, в Африке.

Характер расчленения гор определяется многими факторами, среди которых важное значение имеет их тектоническое строение и литология слагающих горных пород. По тектоническому строению горы подразделяют на складчатые, покровно-складчатые, глыбовые, складчато-глыбовые и др.

Складчатые горы представляют собой систему антиклинальных и синклиналильных складок. В начальной стадии развития гор наблюдается согласованность их рельефа с внутренним строением: антиклиналям соответствуют горные хребты, а синклиналям — межгорные понижения (долины). В более поздние стадии в результате интенсивного разрушения сводовых частей антиклиналей может выработаться обратный рельеф, при котором глубокие долины вырабатываются в антиклиналях, а хребты

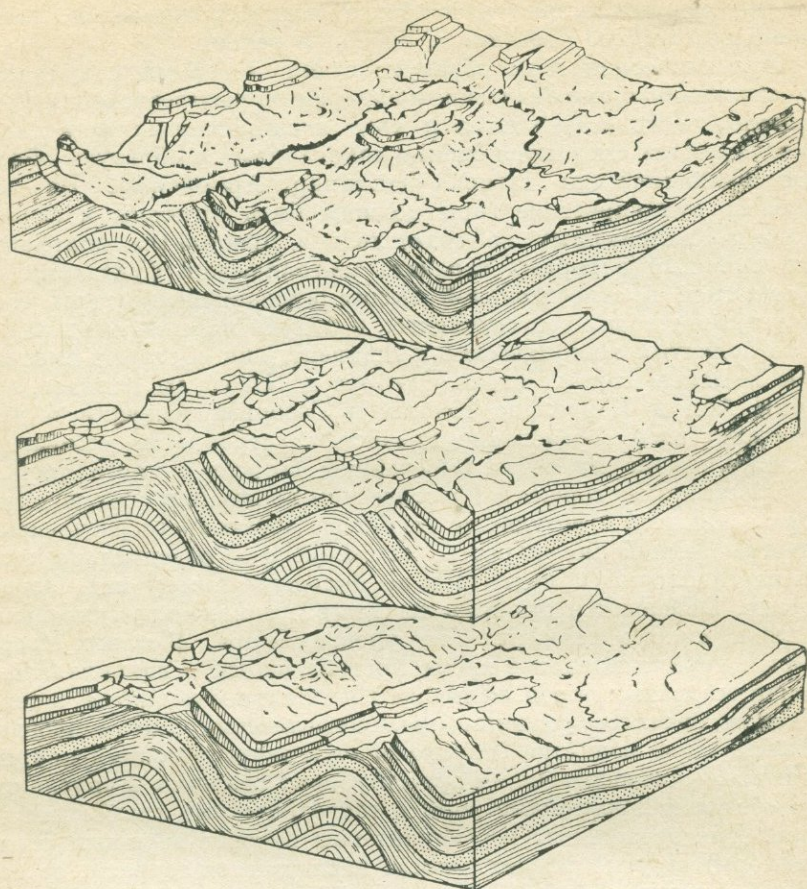


Рис. 38. Стадии развития обращенного рельефа

оказываются на месте синклиналей. Вершины таких хребтов часто вогнуты, на склонах развиты структурные уступы (рис. 38).

Покровно-складчатые горы представляют собой сложное сочетание сильно сжатых складок, чешуйчатых складок и надвигов, различного типа сбросов и т. д. Это наиболее распространенный тип «молодых» горных сооружений, к которому относят Кавказ, Памир, Гималаи, Анды и т. д. Горы отличаются наиболее сложным рельефом, особенно в случае высокого поднятия (выше границы вечных снегов) и развития в их верхней зоне морозного выветривания, снежников и ледников.

Глубокие горы образуются при развитии сбросов, разбивающих участки земной коры, сложенный в верхнем структурном этаже, как правило, спокойно залегающими слоями. При этом может возникнуть сбросовая ступень, полугорст, горст. Сбросовая

ступень представляется в форме гор только со стороны опущенного крыла, т. е. имеет один основной склон, совпадающий с фазом сброса. Глыбовые горы широко распространены в Восточной Африке. Полугорсты возникают обычно попарно и обусловлены сводовым поднятием, осевая часть которого была разбита сбросами и опустилась в виде грабена. Горы, представляющие собой сохранившиеся в рельефе крылья сводового поднятия, имеют асимметричные склоны, из которых склон, обращенный к грабену, крутой, а внешний — пологий. Крутой склон часто осложнен ступенчатыми сбросами и структурными террасами. Эти горы развиты в Восточной Африке, Прибайкалье и во многих других местах. Глыбовые нагорья представляют собой поднятые участки земной коры, ограниченные сбросами с двух или даже с четырех сторон. В пределах самого поднятия может быть развито еще много сбросов, разбивающих нагорье на меньшие глыбы, поднятые на разную высоту. Столовый рельеф таких гор хорошо выражен в Эфиопии.

Складчато-глыбовые горы пользуются широким распространением и представляют собой разбитую разрывными нарушениями и в различных своих частях поднятую на разную высоту складчатую страну. Развитие сбросов и глыбовых поднятий может происходить или одновременно с образованием складок, или может развиваться значительно позже, в результате повторных движений, возникших уже после разрушения и даже пенеппенизации агентами денудации складчатых гор. Грабены среди поднятых массивов могут быть заняты озерами.

Развитие рельефа гор ярко отражает основные закономерности развития рельефа земной поверхности. Происхождением гор определяются в большинстве случаев исходный рельеф и внутреннее строение поднятого участка земной поверхности. Морфологический облик горной страны в дальнейшем развивается в результате сложного взаимодействия ряда факторов. К ним можно отнести стойкость горных пород, интенсивность и тип процессов денудации и их взаимодействие с движениями земной коры.

Стойкость горных пород зависит от происхождения, литологического состава, трещиноватости, сланцеватости и т. д. В процессе развития горного рельефа наибольшему разрушению подвергаются «слабые» горные породы, в местах их развития закладываются понижения и долины, а участки, сложенные стойкими породами, выступают в виде массивов, хребтов, горных вершин, скал и пр. Первоначальный рельеф, рассматриваемый как самостоятельный фактор, имеет большое значение, определяя места наиболее интенсивного развития экзогенных процессов. В складчатых горах это могут быть сводовые части высоко поднятых антиклинальных хребтов, в глыбовых горах это окраины и приразломные участки. Начинаясь на периферии глыбовых и складчато-глыбовых гор, расчленение постепенно распространяется на их внутренние части. При этом создаются сложные сочетания

сильно расчлененных окраин, имеющих горный и даже высокогорный (при значительном поднятии) рельеф, и внутренних пространств, имеющих характер плато, иногда с холмистым или волнистым рельефом, хотя абсолютная высота таких плато может достигать нескольких тысяч метров. Примером могут служить сырты Тянь-Шаня, древние поверхности в горах Алтая и др.

Напряженность и тип процессов деструкции и денудации в значительной мере определяются географической широтой, удаленностью от моря, количеством и типом осадков, высотой поднятия территории над основным или местным базисом эрозии. Примером могут быть горы одинаковой высоты (2000 м над уровнем моря), расположенные в разных широтах. В тропических широтах разрушение этих гор будет происходить под действием химического выветривания и текучих вод; в умеренных широтах вершины таких гор могут оказаться в зоне морозного выветривания снега и ледников, а ниже снеговой границы ведущая роль будет принадлежать текучим водам; в высоких широтах горы при достаточном количестве снега будут полностью покрыты ледниками. Удаленность от моря влияет на климат и положение гор по отношению к базису эрозии. Расположенные на берегу моря горы имеют климат (по крайней мере на склонах, обращенных к морю) более влажный, чем горы, расположенные вдали от моря, и расчленение их будет происходить применительно к основному базису эрозии — уровню моря, в то время как расчленение далеко расположенных гор часто происходит применительно к местному базису эрозии, которым может служить предгорная равнина, лежащая высоко над уровнем моря.

Далее можно указать на влияние горных хребтов, стоящих на пути господствующих и несущих осадки ветров. Огражденные высокими хребтами внутренние пространства нагорий часто имеют засушливый и континентальный климат. Важна также ориентировка хребтов, способствующая или препятствующая прохождению воздушных масс, и ряд других факторов. Основной закономерностью развития горного рельефа является возрастание интенсивности его преобразования с высотой. Обусловлено это увеличением роли морозного выветривания, снега и ледников, увеличением углов падения склонов и тальвегов горных долин, способствующих резкому усилению гравитационных процессов (обвалы, осыпи и пр.) и деятельности текучих вод (смыв, эрозия и пр.).

Рельеф горной страны часто обнаруживает определенные закономерности, выраженные в его горизонтальном (плановом) и вертикальном расчленении. Отражение этих закономерностей на карте является одной из важных задач картографов.

Выделяются следующие типы планового расчленения: радиальный, перистый или поперечный, решетчатый, виргации и кулисообразный. При определении типа расчленения учиты-

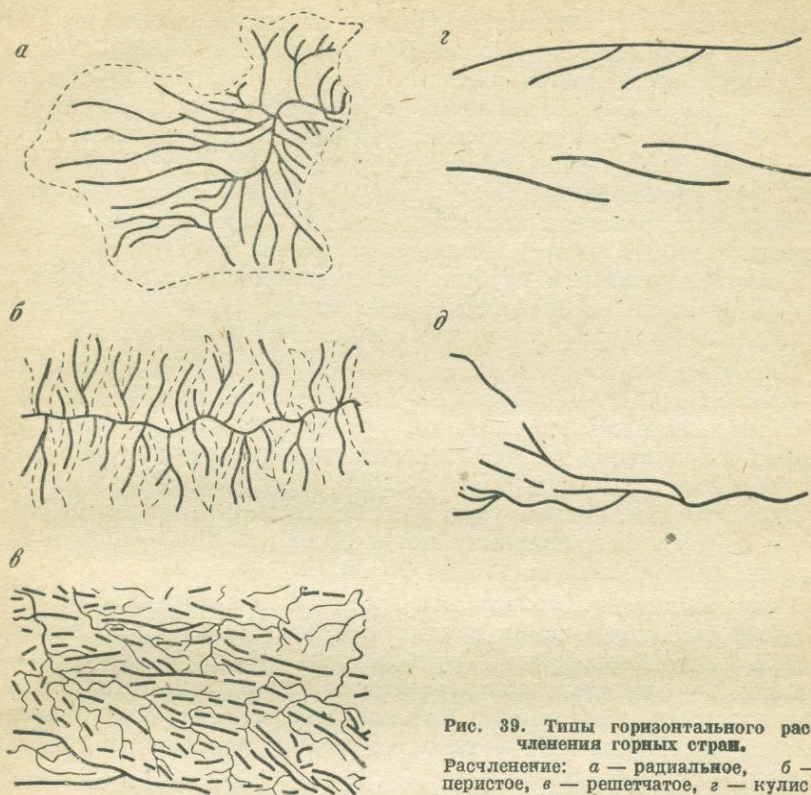


Рис. 39. Типы горизонтального расчленения горных стран.

Расчленение: а — радиальное, б — перистое, в — решетчатое, г — кулисообразное; д — виргация

вается расположение горных узлов или массивов, горных цепей и хребтов, отделяемых друг от друга долинами (рис. 39).

При радиальном расчленении хребты расходятся в разные стороны от горного узла; при перистом (поперечном) типе боковые хребты располагаются перпендикулярно (или под углом) по отношению к основным грядам, в большинстве ориентированным по простиранию ведущих тектонических структур. Решетчатое расчленение развивается в сложных нагорьях, состоящих из ряда параллельных гряд (цепей), отделенных продольными долинами и местами рассеченными на звенья поперечными долинами, часто имеющими форму ущелий. При виргации происходит ветвление горных цепей, обычно в концевой части основной цепи там, где она выходит к предгорной равнине, к берегу моря, снижается и расчленяется продольными долинами. Кулисообразное расчленение может возникнуть при косом расположении боковых хребтов (отрогов), развитых по одну сторону главной цепи, или при выступающем расположении обособленных цепей. Плановое расчленение горной страны отчетливо видно на снимках, сделанных из космоса.

Вертикальное расчленение зависит от тектонических особенностей и расчленения эрозионными процессами горной страны. Тектоникой определяется разность высот поднятых и опущенных частей и общая высота поднятия. Эрозионный врез определяется высотой поднятия горной страны над основным и местным базами эрозии: чем больше поднятие, тем больше (глубже) может быть врез расчленяющих его долин. Глубина расчленения определяется как разность высотных отметок положительных форм (вершин, гребней и пр.) и тальвегов долин.

Высота поднятия и глубина расчленения определяют многие морфологические особенности горных стран. Горы подразделяют на высокие, средневысотные и низкие.

Высокими горами называют те, которые имеют абсолютные отметки более 2000—3000 м и глубину расчленения более 1000 м на 2 км расстояния по линиям, ориентированным перпендикулярно направлению долин. Средневысотные горы характеризуются абсолютными отметками от 700 до 2000 м и глубиной расчленения от 350 до 1000 м. Низкие горы при абсолютных отметках до 700—800 м в отдельных вершинах могут достигать 1000—1200 м при глубине расчленения от 150 до 450 м.

Тип расчленения может быть эрозионным и ледниковым. Эрозионный тип расчленения в одних случаях обусловлен деятельностью постоянных рек и ручьев, а в других (в засушливых областях) — деятельностью временных бурных потоков; в горных пустынях деятельность потоков иногда сочетается с интенсивным выветриванием — температурным, солевым и работой ветра.

По сочетанию морфологических особенностей горы можно подразделить на высокие с ледниковыми (альпийскими) формами рельефа и с эрозионными формами рельефа, средневысотные с ледниковыми с эрозионными угловатыми и с эрозионными округлыми формами рельефа, низкие с округлыми и угловатыми формами рельефа и мелкосопочник.

В высоких горах отчетливо прослеживается вертикальная морфологическая поясность, обусловленная вертикальными климатическими поясами. В горах, поднимающихся выше снеговой линии, развиты вечные снега, ледники, интенсивно идут процессы морозного выветривания, относительно слабо выражена эрозия, развита солифлюкция. В рельефе преобладают резкие формы: пики, гребни, скалистые обрывы; из полых форм развиты цирки, кары и троговые долины. Такой рельеф характерен для высоких частей Альп и получил название альпийского.

Ниже снеговой линии располагается пояс, в котором снег держится большую часть года и стаивает на короткий период. В этот пояс спускаются ледники; небольшие ледники здесь тают, а более крупные распространяются ниже. При таянии снегов

обнажаются большие участки склонов, на которых интенсивно развиваются солифлюкция, морозное выветривание и сказывается деятельность текучих вод. Продукты выветривания быстро удаляются ледниками и текучими водами. Благодаря низким температурам растительность развита слабо. В рельефе много форм, выработанных ледниками при более низком положении границы вечных снегов, обычно они сочетаются с более молодыми эрозионными формами (ущелья и V-образные долины); многие реки текут по древним ледниковым трогам.

Еще ниже, в поясе, где период теплого времени более продолжителен, главная рельефообразующая роль принадлежит уже текучим водам, формирующим долины, удаляющим продукты разрушения горных склонов и т. д. Здесь могут быть встречены следы древнего оледенения, представленные трогам, боковыми и конечными моренами; склоны усиленно разрушаются процессами выветривания, но на более пологих участках часть продуктов выветривания задерживается, формируется почвенный покров, хорошо развита растительность (зоны альпийских лугов, субальпийская и зона горных лесов).

В приведенной упрощенной схеме даны только основные понятия о морфологической поясности гор. Для гор, расположенных в разных широтах, она должна быть в большей или меньшей мере дополнена и уточнена. Например, в высоких широтах даже в низких горах будут господствовать условия высокогорья, ледниковые формы рельефа; в тропических широтах даже в высоких горах часто полностью отсутствуют ледниковые формы рельефа (высокие горы с эрозионным расчленением); в горах Средней Азии часто ниже пояса горных лесов располагается горная лесостепь, ниже — горные степи, во многих местах переходящие в полупустыню с характерными формами расчленения поверхности склонов руслами и долинами временных водотоков, и т. д.

Взаимодействие тектонического поднятия и разрушительной деятельности внешних агентов — важный фактор в развитии рельефа гор. В случае быстрого поднятия стекающие с гор реки приобретают крутое падение, резко усиливают глубинную эрозию, выработывают глубокие узкие долины (теснины, ущелья) с выпуклыми склонами. Последнее объясняется тем, что при быстром и глубоком врезе долин процесс разрушения и вышлагаживания склонов как бы «отстает» от глубинной эрозии рек. В стадии относительного равновесия склоны долин становятся более прямолинейными, хотя общий вид поперечного профиля долины может оставаться резким, V-образным. Вогнутый профиль склоны приобретают в период прекратившегося поднятия, ослабленной глубинной эрозии, замедленного течения рек и накопления у подножий склонов масс продуктов разрушения. В некоторых случаях это может произойти в результате опускания горной страны. Таким образом, широкое распространение выпуклых склонов

свидетельствует о восходящем развитии горной страны, а вогнутых — о нисходящем, т. е. о преобладании процессов разрушения.

Теоретически можно представить, что в горной стране, вершины которой подняты выше снеговой линии, наиболее быстро должны разрушаться именно вершинные поверхности, поскольку в верхней зоне гор интенсивно развивается морозное выветривание, деятельность снега и льда, срезающих вершины гор (альтипланация) и вырабатывающих так называемый верхний денудационный уровень. Деятельность текучих вод привязана к базису эрозии, а к тальвегам их долин привязаны склоны, т. е. уровни рек как бы определяют и тот уровень, применительно к которому склоны могут быть снижены. Для суши этот уровень будет нижним, или основным, денудационным уровнем.

Достижение этого уровня разрушаемой горной страной может происходить (по мнению современных геоморфологов) двумя основными путями. Во-первых, путем постепенного и относительно равномерного разрушения вершинных поверхностей, склонов и расширения долин. При этом несколько интенсивнее разрушаются менее стойкие горные породы, а выходы стойких выступают на местности в виде положительных форм рельефа (невысокие горы, холмы и пр.). Со временем на месте бывшей горной страны образуется холмистая равнина, сложенная близко залегающими к поверхности дислоцированными горными породами — «корнями» разрушенных гор. Такую равнину В. М. Девис предложил называть пенецпленом, а А. П. Павлов — почти равниной. Сущностью второго способа образования равнины является неравномерность разрушения междуречий и расширения долин. Долины расширяются раньше и вызывают разрушение склонов междуречий. При этом склоны как бы «подрезаются» у их основания и образующийся при этом крутой участок постепенно смещается в сторону водоразделов. На месте отступающего уступа формируется пологий склон (уклон около 5°), спускающийся к долине. Такие поверхности называются педиментами, а при более широком развитии — педицленами. В местах развития педиментов на водоразделах часто видны скалистые останцы древних поверхностей. В природе встречаются оба пути формирования равнины на месте разрушаемой горной страны, часто они сочетаются друг с другом, но в итоге мы всегда получим денудационную равнину, если только процессы разрушения горной страны не будут нарушены повторными движениями земной коры, изменением климата и т. д., что в природе происходит достаточно часто.

Горные страны, находящиеся на разных стадиях их разрушения и преобразования их рельефа внешними агентами, хорошо представлены среди средневысотных и низких гор, таких как Урал, Аппалачи и многие другие. Примером своеобразного

рельефа сильно разрушенных низких гор может служить казахский мелкосопочник с чередованием невысоких гор, холмов и гряд, сложенных стойкими горными породами, и широких, загроможденных продуктами выветривания долин (обычно с руслами пересыхающих рек и временных водотоков). В основании положительных форм, а иногда и на склонах, встречаются скалистые выходы коренных пород. Характерные особенности Казахской складчатой страны обусловлены не только тем, что она длительное время подвергалась действию внешних геологических агентов, но и ее удаленностью от моря, сухостью климата и отсутствием уже длительное время выноса продуктов выветривания за пределы гор. Накапливаясь в понижениях рельефа, эти продукты как бы погребают основание гор, способствуют образованию бессточных впадин, в которых иногда располагаются мелководные (часто пересыхающие) озера.

Изображение горного рельефа на топографических картах связано с определенными трудностями: сильной пересеченностью, чередованием глубоких и узких долин с ломаным продольным профилем, высоких горных склонов, гребней и вершинных поверхностей разной конфигурации, наличием высоких обрывов и скал, ледников, морен и пр. Большая разность высот на коротких расстояниях и крутые склоны не позволяют применять при изображении горного рельефа на картах горизонтали того же сечения, которое принято для изображения рельефа равнин на картах данного масштаба, так как при рисовке горных склонов горизонтали сливаются. Поэтому при изображении рельефа гор принимают такое сечение, которое позволяет изобразить рельеф неслияющимися горизонталями и одновременно передать его существенные детали (террасы, солифлюкционные ступени). Это достигается применением скользящей шкалы сечения и другими методами, подробно изучаемыми в специальных курсах. Важное значение приобретает правильное и наглядное изображение скал и скалистых форм рельефа.

В обычном понимании скалой называют любой выход на дневную поверхность стойкой горной породы (базальты, граниты, кварциты). Форма такого выхода может быть самой разнообразной, например, бараний лоб, скалы — останцы выветривания, протяженный клиф на берегу моря, выход стойкой породы на подмываемом рекой берегу, скалистый выступ в русле реки. В горном рельефе скалистые формы широко распространены в альпийской зоне, но часто развиты и в долинах. Особенностью скал является их способность долгое время сохранять резкие формы в плане и в профиле, выступать на склонах и вершинах, слагать обрывы, образовывать карнизы. Для изображения скал на топографических картах разработан специальный условный знак, который в сочетании с горизонталями и другими знаками дает возможность наглядно и достоверно передать эти особенности горного рельефа.

§ 2. Морфология равнинных стран суши

Равнинами называются территории, однородные по генезису и геологическому строению, с колебаниями высот до 200 м. От равнин следует отличать равнинные страны, объединяющие на обширных территориях равнины разного происхождения и нескольких гипсометрических уровней. Примерами равнин могут служить зандровая и моренная равнины, а примерами равнинных стран — Восточно-Европейская, Западно-Сибирская, в пределах которых объединены равнины разного генезиса (моренные, зандровые, аллювиальные).

Помимо деления по генезису равнины часто подразделяют по их положению относительно уровня моря, форме поверхности, глубине, степени и типу расчленения.

По отношению к уровню моря равнины суши могут быть подразделены на отрицательные (депрессии, впадины), лежащие ниже уровня моря; низменные, имеющие отметки поверхности в пределах 0—200 м над уровнем моря; возвышенные — с отметками 200—500 м; нагорные, лежащие выше 500 м над уровнем моря. Это деление условно, но оно совпадает с делением на впадины, низменности, возвышенности и горы, принятым для составления гипсометрических и физических карт.

По форме поверхности равнины подразделяются на горизонтальные, наклонные, вогнутые и выпуклые, а по осложняющим их поверхность деталям они могут быть плоские, ступенчатые, волнистые, увалистые, холмистые, бугристые и т. д.

По глубине и степени расчленения равнины подразделяют на плоские нерасчлененные или слаборасчлененные, в пределах которых относительная амплитуда высот не более 10 м на 2 км расстояния; мелкорасчлененные, с амплитудой высот от 5 до 25 м на 2 км; глубокорасчлененные равнины и возвышенности, в которых относительная глубина расчленения от 20 до 200 м на 2 км. Тип расчленения определяется теми осложняющими рельеф равнин формами, которыми это расчленение обусловлено (например, расчленение долинное, овражно-балочное и пр.).

По генезису равнины подразделяют на три основные группы: структурные, аккумулятивные и скульптурные, которые, в свою очередь, могут быть подразделены на ряд типов.

Структурные равнины представляют собой поверхности, равнинность которых обусловлена спокойным залеганием осадочных или магматических пород. Примером могут служить части Средне-Сибирского плоскогорья, сложенные относительно спокойно залегающими слоями осадочных пород, покровами и межпластовыми интрузиями траптов, Тургайская столовая страна, сложенная осадочными породами. Разновидностью структурных равнин часто считают так называемые первичные равнины, представляющие собой поверхность, сложенную морскими отложениями и вышед-

шую из-под уровня моря. Вместе с тем первичная равнина может быть отнесена и к аккумулятивной равнине.

Собственно аккумулятивными равнинами называют пространства, образующиеся в результате накопления материала, принесенного и отложенного каким-либо геологическим агентом (рекой, ледником и др.). Среди этих равнин различают аллювиальные, озерные, предгорные, межгорные, ледниковые моренные, зандровые, эоловые и ряд других.

Аллювиальные равнины образуются в результате накопления речных отложений. Примером широко распространенных речных аллювиальных равнин могут служить днища больших речных долин и дельтовые равнины. Равнины эти большой протяженности, с общим уклоном в сторону падения реки, часто имеют ступени (речные террасы). Микрорельеф представлен прирусловыми валами, старичьями и пр.

Озерные равнины образуются на месте озер, заполненных осадками или спущенных. Рядом постепенных переходов они связаны с речными равнинами, часто располагаются в их пределах, но иногда и речные равнины проникают и накладываются на озерные. На окраинах озерных равнин иногда распространены террасы, обусловленные деятельностью водной массы усохшего озера. Центральные части таких равнин имеют микрорельеф в виде прирусловых валов, ориентированных вдоль русел протекающих здесь рек, в случае заболоченности наблюдаются кочки, гряды, бугры и пр. Наибольших размеров достигают равнины, образующиеся в местах длительных прогибов земной коры, по которым протекают реки и их притоки. Здесь встречаются все комплексы форм, типичных для речных долин, озерные террасы, кочкарники и пр.

Предгорные наклонные равнины могут, как и равнины предыдущих типов, образоваться в результате накопления больших масс обломочного материала, вынесенного реками с гор и отложенного в виде обширных конусов выноса. Здесь могут присутствовать отложения грязевых потоков, флювиогляциальные и даже моренные отложения. Поверхность равнины часто бывает осложнена различными неровностями, возникшими в результате неравномерного отложения наносов (слившиеся конусы выноса), врезания русел потоков, образования эоловых форм рельефа и пр.

Межгорные равнины сходны по своему происхождению и осложняющим формам рельефа с предгорными, но имеют общий наклон к центру межгорной впадины или к руслу дренирующей эту впадину реки. Иногда в центральной части впадины располагаются озера. Примером могут служить Ферганская равнина, Иссык-Кульская, Таримская и др.

Ледниковая моренная равнина часто имеет сложный холмистый рельеф. Ровную поверхность имеет обычно только донная морена, отложенная на ровной подстилающей поверхности. Отложение морены на неровной поверхности часто еще больше подчеркивает

эти неровности. На моренной равнине распространены моренные холмы и гряды, друмлины, озы и камы. Понижения заняты озерами и болотами, по мере заполнения которых образуются небольшие равнины второго и третьего порядка (озерные, болотные, наложенные на моренную основу). Колебание высот обычно 30—40 м.

Зандровые равнины наиболее отчетливо выражены у внешней стороны моренных дуг, сложены флювиогляциальными песками, галечниками, содержащими валуны, имеют наклон от моренных гряд по направлению стока талых вод.

Эоловые равнины в строгом понимании этого термина, видимо, имеют очень ограниченное распространение, так как все пространства широкого развития эоловых форм рельефа представляли собой равнины еще до того, как они стали ареной эоловой деятельности. Это могли быть аллювиальные, предгорные, морские, озерные равнины, сложенные толщами песчаных отложений. Даже при накоплении лёсса во внепустынных областях наблюдается обволакивание древнего рельефа, но не создание новых равнинных пространств.

Поверхности больших торфяных болот можно отнести к органогенным равнинам, возникшим в результате накопления мощных толщ торфа, под которыми скрыты все неровности первоначального рельефа. Образуются они на месте древних заросших озер, но могут возникнуть и на местах, периодически увлажняемых атмосферными или повывсившими свой уровень подземными водами. Мощность слоя торфа и площади торфяников очень различны. Микрорельеф представлен кочками, буграми, грядами и валиками, сложенными торфом. Общая поверхность моховых болот имеет слабовыпуклый профиль. Такие равнины в сочетании с аллювиальными равнинами занимают большие пространства в Западной Сибири, центральных частях и на севере европейской части территории СССР и в других местах.

В результате разрушения первичной поверхности субаэральной денудацией или морской абразией образуются скульптурные равнины. Выделяют два типа таких равнин: абразионный и денудационный.

На образование равнин и развитие их рельефа большое влияние оказывают движения земной коры, географическое положение, абсолютная и относительная высота поднятия и ряд других факторов. Движениями земной коры определяется сама возможность образования аккумулятивной или денудационной равнины: на опускающихся территориях преобладают процессы накопления вещества, при поднятии господствуют процессы смыва, сноса и разрушения. Географическим положением данной территории во многих случаях определяется возможность образования того или иного типа равнин. Например, моренные и зандровые равнины целиком обусловлены деятельностью ледников и талых ледниковых вод, т. е. образуются там, где эти ледники развиты или были

развиты в эпоху великих оледенений. Более широко распространены аллювиальные равнины, но и они образуются только там, где проявляют свою деятельность текучие воды. Высотой поднятия (гипсометрическим положением основного уровня данной равнины) определяется возможная глубина ее расчленения, а часто и группа действующих на ее поверхности экзогенных факторов. Низменные равнины (например, Прикаспийская низменность) не могут быть расчленены глубже, чем их поверхность возвышается над уровнем моря (исключая отдельные случаи образования котловин выдувания), т. е. не более нескольких десятков метров (максимум 200 м). Высоко поднятые равнины, наоборот, могут быть расчленены на большую глубину, а при сильном расчленении даже утратить облик равнины, приобретая признаки гор. Кроме того, высоко поднятые равнины за счет изменения климата с высотой часто оказываются как бы в другом климатическом поясе, чем прилежащие низменные пространства, и преобразуются под действием соответствующей группы факторов. Часто одинаковые по генезису равнины, расположенные в разных климатических зонах, развиваются разными путями. Например, первичная равнина Прикаспия преобразуется в условиях засушливого климата, а первичные равнины у берегов Ледовитого океана развиваются в зоне вечной мерзлоты.

П о в е р х н о с т и в ы р а в н и в а н и я развиты более чем на 80% площади поверхности земного шара (суша + дно Мирового океана) и являются, по существу, равнинами (денудационными, абразионными, аккумулятивными), сформированными в условиях длительного спокойного тектонического режима.

Равнины формируются применительно к какому-либо уровню. Пространства, расположенные выше этого уровня, подвергаются денудации, а расположенные ниже — заполняются осадками. Для суши таким нижним, основным уровнем (базисной поверхностью) является уровень Мирового океана, а для внутренних частей материков — продольные профили рек, основных связующих звеньев между сушей и морем. Выше этого уровня в горах располагается верхний денудационный уровень, привязанный к границе «вечных» снегов и ледников. Кроме того, на суше может быть еще ряд местных уровней бассейнов бессточных рек, равнинных пустынь и др., применительно к которым происходит разрушение прилежащих к ним гор. В океане нижним денудационным уровнем является поверхность дна глубоководных впадин. Важным уровнем является абразионный.

На поверхности суши за длительные отрезки геологической истории в результате сочетания процессов денудации и аккумуляции формируются обширные полигенные (полифациальные) поверхности выравнивания. Будучи нарушены тектоническими движениями, они деформируются, разбиваются на блоки. Погружившиеся участки перекрываются осадками, а поднятые долго

сохраняются в рельефе (древние поверхности выравнивания) и подвергаются последующей переработке.

При изображении рельефа равнин на топографических картах широко используются горизонтали, проводимые через небольшие интервалы. Для равнин с малым колебанием высот часто применяются горизонтали дополнительного сечения (полугоризонтали и четвертьгоризонтали). Ряд мелких форм передается при помощи условных знаков (см. прирусловые валы, карстовые воронки, бугры и пр.). При изображении ступенчатых равнин часто применяются горизонтали дополнительного сечения и условные знаки бровок; при изображении эоловых форм рельефа используют знак песков. Отбор характерных форм и выделение на карте типичных особенностей рельефа равнин требуют от картографа глубоких знаний геологических и геоморфологических особенностей картографируемой территории.

§ 3. Морфология шельфа, материкового склона и ложа океана

Две трети поверхности литосферы скрыты под уровнем Мирового океана и развиваются в особых субаквальных (подводных) условиях. Геологические и геоморфологические процессы формирования морского дна в общих чертах сходны с процессами формирования материков, но в деталях имеют ряд особенностей. Процессы образования характерных структур и форм рельефа морского дна подразделяют на группу эндогенных (тектонические, вулканические) и экзогенных (выветривание, денудация и пр.).

Эндогенными процессами (движениями земной коры) обусловлено образование самих впадин морей и океанов, а также особенности строения их дна. Эпицентры многих землетрясений находятся на дне океана. Широкое распространение магматических пород, обилие действующих и потухших вулканов свидетельствуют о важной роли магматических процессов в развитии рельефа морского дна.

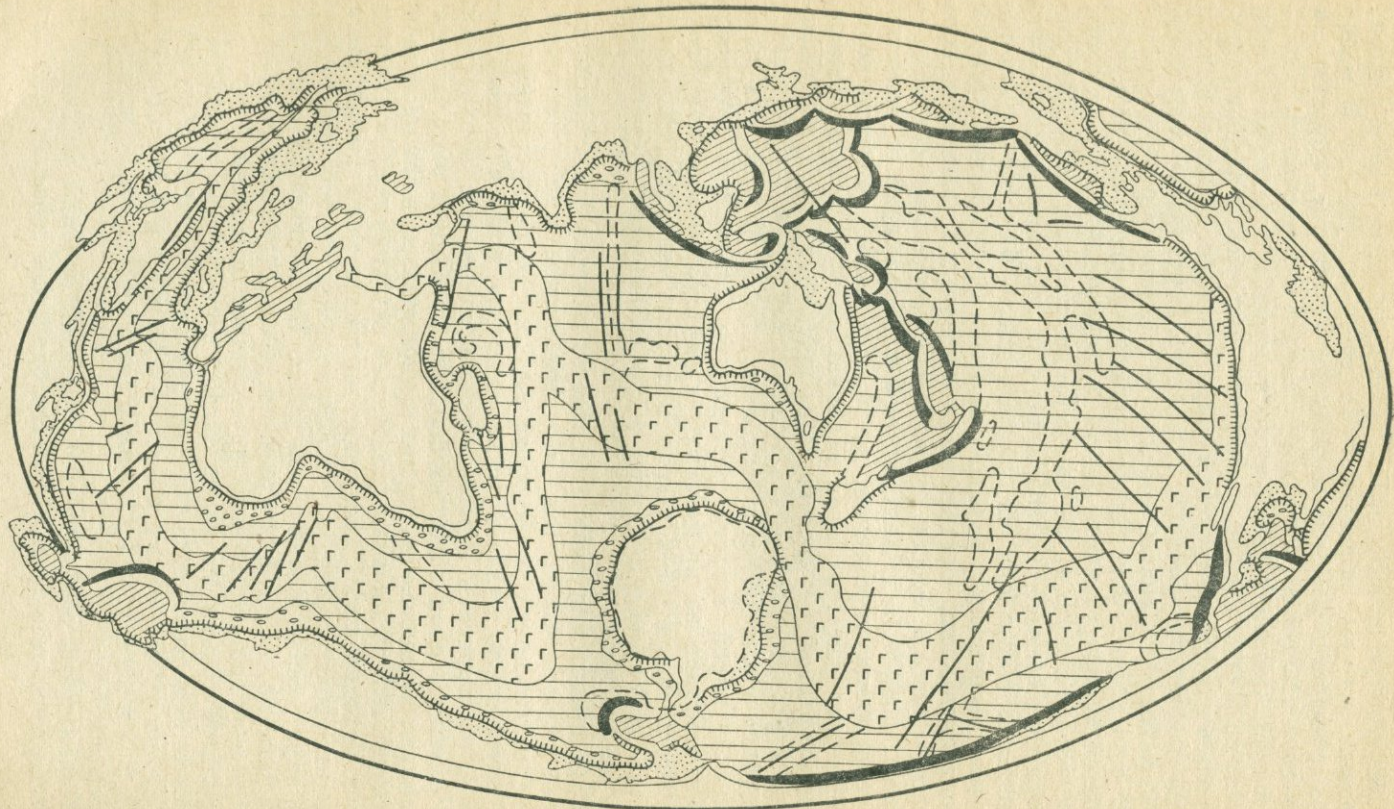
Экзогенные процессы субаквальной группы сильно отличаются от процессов, развитых на суше. На дне моря, кроме зоны мелководья и ледяного припая, отсутствуют процессы морозного и температурного выветривания, имеющие очень важное значение на суше. Химическое выветривание развивается в особых условиях морской среды, органическое — при участии только морских организмов, резко отличных от животных и растений, населяющих сушу, отсутствуют ледники и текучие воды и т. д. В море основным действующим фактором являются сама водная масса и развивающиеся в ней процессы (волны, течения, конвективные токи, химические реакции и пр.). Вместе с тем процессы развития суши и дна моря имеют тесные взаимосвязи, в которых участвуют и эндогенные, и экзогенные процессы.

Массы продуктов разрушения суши приносятся в море реками, ледниками, ветром, образуются за счет разрушения берегов, перерабатываются морем и отлагаются на его дне, образуя так называемые терригенные осадки (галечники, пески, илы и пр.). Основная масса этого материала отлагается вблизи берегов, но в ряде случаев терригенные материалы играют заметную роль и в составе отложений открытого моря. Вдали от берегов на дне океанов преобладают отложения, образующиеся из скорлупок, раковин, панцирей морских организмов (органогенные осадки). Основными «поставщиками» этого материала являются микроорганизмы, пассивно плавающие в верхних слоях моря, — планктон; на значительно меньших площадях распространены осадки, образовавшиеся за счет жизнедеятельности организмов, обитающих на морском дне, — бентос, это коралловые сооружения, коралловый песок, ракушечники. Остатки свободноплавающих организмов — нектона заметную роль играют только в особом случае. Органогенными осадками — илами являются глобигериновый ил, состоящий из известковых скорлупок глобигерин, распространенный в тропических и умеренных широтах и на глубинах до 4000 м всех океанов, и радиоляриевый ил, состоящий из кремневых скорлупок радиолярий и распространенный в тропической части Тихого океана на глубине около 6000 м и несколько глубже. В холодных водах полярных морей широко развиваются диатомовые водоросли (строят панцири из кремнезема), и диатомовые илы покрывают большие площади дна в южных полярных широтах. Небольшие участки дна океана в низких широтах покрыты птероподовым известковым илом.

В распределении илов наблюдается определенная закономерность, выраженная в том, что известковые илы тропических и умеренных широт на большие глубины не распространяются. Это обусловлено сильной растворимостью известки в холодной воде и растворением известковых скорлупок при прохождении ими большого слоя воды, на большие глубины в этих широтах проникают кремневые скорлупки радиолярий, но и они постепенно растворяются, не достигая дна. На дне глубоких впадин накапливается красная глина, состоящая из частиц минеральной пыли, вулканического пепла, труднорастворимых частей скелета (зубов) акул, частиц космической пыли. Накапливается она очень медленно, но по площади распространения (169 млн. км²) занимает первое место среди илов другого происхождения.

Залитое водами Мирового океана пространство земной коры принято в настоящее время подразделять на подводную окраину материков, переходную зону и ложе океана с дальнейшими подразделениями по комплексу признаков.

Характерной особенностью подводной окраины материка является одинаковое с материком тектоническое строение, т. е. слой



осадочных горных пород, слой «гранитов» и слой «базальтов». В сторону ложа океана слой гранитов выклинивается и кора приобретает черты океанического строения (осадочный слой и подстилающий его слой базальтов при общей мощности 5—10 км). По ряду морфологических признаков здесь выделяют шельф, материковый склон и материковое подножие (рис. 40).

Шельф представляет собой подводное продолжение материка и поверхность его постепенно понижается от суши (шельф Антарктиды часто имеет обратный уклон). Площадь шельфа составляет около 8% от площади дна Мирового океана. Внешняя граница шельфа проводится там, где наблюдается резкое увеличение глубин — переход к материковому склону. В разных частях Мирового океана граница шельфа находится на разной глубине (125—200 м и в отдельных случаях 500 м и более). Ширина шельфа также колеблется в больших пределах. У высоких гористых берегов, она, как правило, небольшая (30—50 км), а у берегов низких материков может быть очень значительной (150—400 и даже 1000—1500 км). Примером могут служить широкие шельфы у северных берегов Азии. Широкие шельфы залиты водами шельфовых морей (Северное, Баренцево и др.). Средний наклон поверхности шельфа около $0^{\circ} 07'$, но колебания значительны (от $03'$ до $1^{\circ}-3^{\circ}$).

Шельф как морфоструктура образовался в результате тектонических (неотектонических) движений на границе материковой и океанической коры. Основное направление движений — погружение, совершающееся с разной скоростью. Скульптурные формы шельфа образовались (и образуются) в результате денудации, абразии и аккумуляции. Многие пространства шельфа возникли при погружении обширных участков суши и унаследовали рельеф, сформированный в субаэральных условиях (эрозионный, ледниковый и пр.) и в ряде случаев еще слабо переработанный морем. На таком шельфе прослеживаются моренные гряды, холмы, курчавые скалы, продолжения троговых долин и пр., характерные для материков, подвергавшихся оледенению в антропогене. Шельфы с эрозионными и водно-аккумулятивными (флювиальными) формами рельефа (долины, русла рек и пр.) хорошо развиты вне зоны оледенений. В тропических широтах большие площади шельфа заняты коралловыми рифами.

В местах значительной переработки субаэрального рельефа морем поверхность шельфа более сглаженная. Положительные формы здесь разрушены абразией, впадины заполнены отложениями.

Рис. 40. Основные элементы рельефа и геологические структуры дна Мирового океана (по О. К. Леонтьеву).

1 — шельф; 2 — материковый склон; 3 — материковое подножие; 4 — котловины окраинных и средиземных морей; 5 — островные дуги; 6 — глубоководные желоба; 7 — ложе океана; 8 — горные поднятия ложа; 9 — крупнейшие разломы; 10 — срединно-океанические хребты

Наиболее ровная поверхность шельфа наблюдается в районах длительного погружения и субаквальной аккумуляции. Слагающие такие шельфы осадки в одних случаях начали накапливаться еще в мезозойскую эру, в других — в палеогене и неогене и продолжают накапливаться в настоящее время. Большие площади аккумулятивных шельфов располагаются вдоль древних разрушающихся горных сооружений (например, Аппалачи), в местах выноса масс осадков крупными реками, т. е. там, где погружения окраин материков сочетаются с обильным поступлением материала с суши. Во многих местах поверхность шельфа глубоко расчленена врезанными в нее вершинными частями подводных каньонов.

Большие изменения площади шельфа, особенно в зоне низменных побережий, произошли в антропогене в период таяния ледников и повышения уровня Мирового океана. Еще большие изменения шельфов и шельфовых морей происходили на геологическом этапе развития Земли.

Переход от шельфа к материковому склону характеризуется увеличением уклонов поверхности дна. Средние уклоны здесь определяются в $3-5^\circ$, но во многих местах они значительно круче. Рельеф материкового склона может быть выровненным, но часто отличается большой изрезанностью, обусловленной тектонической и процессами, развивающимися в морской среде. В пределах материкового склона происходит резкое уменьшение мощности материковой коры, наблюдаются явления резкого перегиба слоев в виде флексуры, разломы и сбросы.

Большой интерес представляют подводные каньоны, во многом сходные с развитыми на суше речными долинами. Некоторые каньоны имеют форму коротких ущелий, наиболее же крупные образуют сложную ветвящуюся систему, прорезают не только склон, но и распространяются на шельф и своими вершинами подходят вплотную к берегу, где оказываются сопряженными с устьями речных долин. Спускаясь к подножию склона, каньоны прослеживаются далее по ложу океана, часто на очень большом протяжении. Форма поперечных профилей каньонов различна. В некоторых случаях это узкие щели (обычно в верхних каньонах), часто имеют V-образный и ящикообразный профиль. На склонах многих каньонов развиты террасы (структурные и аккумулятивные). У подножий материкового склона против устья каньонов развиты обширные конусы выноса, на поверхности которых прослеживаются долинообразные понижения (руслообразные), часто окаймленные «прирусловыми валами», являющиеся продолжением каньонов. Глубина каньонов по отношению к поверхности шельфа и склона может достигать многих сотен метров и даже более 1000 м; ширина на уровне бровок склонов — до 1—3 км. Происхождение каньонов точно не установлено, но, видимо, большая их часть заложена по линиям тектонических разломов, подвергшихся дальнейшей переработке реками (в высоких широ-

тах возможно и ледниками) на суше, погрузившейся позднее под уровень моря, а в более глубоких частях — мутьевыми потоками. В пределах подводных конусов выноса продолжение каньонов, вероятно, связано с неравномерным отложением наносов в русле и по его бортам (аналогично образованию прирусловых валов вдоль русел рек).

Каньоны являются важными транспортными артериями, по которым массы ила, песка и даже гальки выносятся из береговой зоны и с шельфа на дно глубоких впадин. Важное значение в этом процессе имеют м у т ь е в ы е п о т о к и, образующиеся в море в результате обвалов и сползания рыхлых, насыщенных водой масс, поступления обогащенной илом воды рек, взмучивания воды на мелководье во время сильных штормов и пр. Насыщенная взвешенными частицами вода имеет бóльший удельный вес, чем вода, лишенная взвеси, стекает по поверхности дна и устремляется в каньоны, где «промывает» его дно, разрушает склоны, а выйдя на дно глубокой впадины, формирует подводный конус выноса (подводную дельту).

Материковое подножие характеризуется выклиниванием материковой коры и морфологически напоминает предгорную равнину. Эта равнина имеет пологий наклон от подножий материкового склона, часто представлена слившимися подводными дельтами (конусами выноса) и сложена слоистыми отложениями мутьевых потоков (чередующиеся слои ила, песка и пр.). Называются эти отложения т у р б и д и т а м и и по своему строению (состав, слоистость) напоминают ф л и ш (ископаемая формация, широко развитая в горах Кавказа, в Альпах и др.). В зоне материкового подножия глубины моря достигают 2000—4000 м.

Описанная выше схема перехода материка к ложу океана значительно сложнее в так называемой п е р е х о д н о й з о н е, наиболее широко развитой в Тихом океане.

Переходная зона отличается большой сложностью сочетаний блоков материковой и океанической коры и резкими контрастами рельефа на близких расстояниях. В переходной зоне часто развиты островные дуги и глубоководные желоба. Для дуг и желобов характерна высокая сейсмическая активность. Очаги многих землетрясений располагаются на большой глубине (промежуточные и глубоководные землетрясения) и приурочены к крутопадающим (около 60°) под материка или островные дуги зонам глубинных разломов. На многих дугах (Камчатка, Курильские и Алеутские острова) находятся многочисленные вулканы.

Дно окраинных морей (Охотское, Японское) сложено материковой корой и корой субокеанического типа, характеризующейся большей мощностью (до 20 км), главным образом за счет осадочного слоя, образующегося в результате обильного поступления материала с материка. Ложе океана с типичной океанической корой начинается за внешней островной дугой.

Переходная зона подразделяется на ряд типов, различающихся по строению дна, степени развития островных дуг, сейсмичности, вулканизму и ряду других признаков. Общая направленность развивающихся в переходной зоне процессов еще точно не установлена. В. В. Белоусов [1] считает, что здесь происходит разрушение материковой коры и превращение ее в кору ложа океана. Не отрицая возможности такого процесса для отдельных случаев, следует считать, что в переходной зоне развит и обратный процесс — формирование на океанической коре коры материкового типа. Процесс этот развивается в принципе так же, как и в рассмотренных выше геосинклиналях.

Ложе Мирового океана характеризуется средними глубинами около 5 км, занимает площадь около 277 млн. км² и имеет строение, резко отличающееся от строения коры континентального типа. Главное отличие заключается в полном отсутствии гранитного слоя. Дно сложено слоем осадков небольшой мощности (от нескольких десятков до первых сотен метров), под которым залегает более уплотненный слой, состоящий из продуктов вулканических извержений, подстилаемый слоем «базальтов». Суммарная мощность этого слоя под впадинами 5—8 км, под срединными хребтами — до 10—15 км, местами до 20 км.

В пределах океанского дна различают устойчивые и малоподвижные платформы, более активные, разбитые сбросами — активизированные платформы, срединные океанические хребты и валы, глубоководные желоба и «наложенные» на основную поверхность дна вулканические горы, коралловые сооружения и пр.

Устойчивыми являются огромные пространства дна абиссальных (глубоководных) котловин. В котловинах Атлантического океана древний тектонический рельеф скрыт под толщей осадков, маскирующих его неровности; преобладают обширные равнинные поверхности, только местами осложненные глыбовыми поднятиями и мелкими грабенами. В Тихом океане слой осадков, видимо, меньше и дно котловин отличается большей раздробленностью на глыбы разных размеров, колебанием высот в пределах 300—400 м, наличием вулканических конусов и глыбово-вулканических хребтов и резкими формами рельефа. Сглаженные формы встречаются реже (холмистый рельеф). Равнины занимают около 40% площади дна котловин.

Срединные хребты развиты во всех частях Мирового океана и прослеживаются на огромных расстояниях. Характерная структура этих хребтов прослеживается и в пределах суши (Восточная Африка, западные берега Северной Америки). На дне океанов срединные хребты в профиле могут быть представлены мощным сводовым поднятием, разбитым на глыбовые (складчато-глыбовые) гряды и гребни и расположенные между ними продольные сбросовые долины. Нередко тектонические структуры осложнены вулканическими образованиями и некоторые вулканические конусы выступают над уровнем моря.

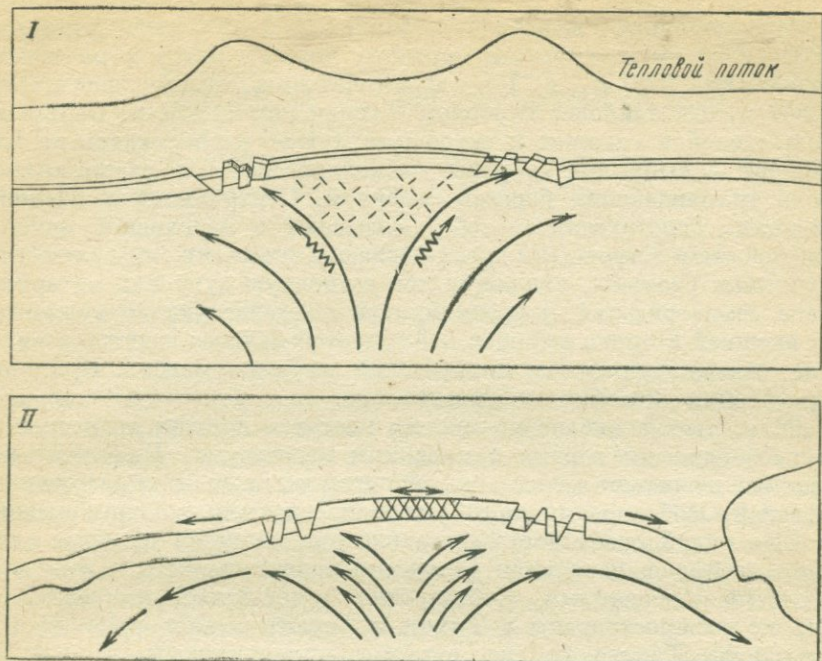


Рис. 41. Конвективные потоки под океанической корой (по Х. Хессу).

I — поперечный разрез Восточно-Тихоокеанского поднятия и II — предполагаемая схема конвективного потока вещества мантии под поверхностью Мохоровичича

Характерной особенностью срединных хребтов является наличие осевого грабена — рифтовой долины, дно которого расположено на 3000—4000 м глубже прилежащих частей хребта. Ширина рифтовой долины 15—30 км и более. От осевой зоны к бортам прилежащих абиссальных котловин высота гряд снижается, местами развиты террасовидные поверхности, образовавшиеся, как полагают, в результате заполнения осадками межгрядовых понижений. Общая ширина срединных хребтов колеблется в пределах 300—1000 км; над дном прилежащих котловин вершины хребтов возвышаются на 1,5—3 км. Гораздо более спокойный рельеф и отсутствие рифтовых долин характерны для подводных валов, возвышающихся над дном на 1—2 км, имеющих ширину основания до 1000—1500 км. В юго-восточной части Тихого океана поверхность такого поднятия осложнена разломами и многочисленными вулканами (подводными). Помимо высокой сейсмичности и проявления вулканизма для срединных хребтов (и подводных валов) характерен высокий тепловой поток, особенно в рифтовой долине (рис. 41). Многие исследователи считают, что впадина Красного моря, рифтовые структуры Восточной Африки, Калифорнийский залив являются тектоническими аналогами срединных океанических хребтов и их рифтовых долин.

Глубоководные желоба — узкие (100—300 км) длинные (1000—2000 км) понижения морского дна. Глубины моря здесь превышают 7000 м, в Курило-Камчатском желобе достигают 10 542 м, а в наиболее глубоко Марианском 11 022 м. Большая часть желобов тяготеет к островным дугам, располагаясь на их внешней — выпуклой стороне; несколько желобов расположено вдоль тихоокеанских берегов Северной, Центральной и Южной Америки. Генетически желоба связывают с переходной зоной. С желобами и островными дугами связаны аномалии силы тяжести, глубинные разломы, уходящие под островную дугу или материк, очаги землетрясений, цунами и активно действующие вулканы. На внешней стороне желобов наблюдается пологое вздутие в виде вала, отделяющего их от прилежащей части дна океана. Причина образования желобов не установлена.

Рельеф ложа океана во многих местах осложнен подводными конусообразными горами с плоскими вершинами. Называют их гайотами и считают вулканами, вершины которых были разрушены абразией. Особенно широко гойоты распространены в Тихом океане.

Еще одной особенностью дна океанов является наличие разломов, сопровождающихся большими вертикальными и горизонтальными смещениями. Субширотно ориентированные разломы широко распространены в Тихом и Атлантическом океанах. На юго-западе Тихого океана разломы ориентированы с северо-запада на юго-восток (см. рис. 40).

Общей особенностью рельефа дна океанов является четкая выраженность и хорошая сохранность тектонических структур (сбросы, глыбовые структуры и пр.), обусловленная замедленными по сравнению с сушей процессами подводной денудации и медленным накоплением осадков. Однако эта закономерность бывает нарушена у материкового подножия, где происходит отложение материала, и в местах прохождения мощных течений, приносящих обильные наносы. Наблюдается это, например, в экваториальной зоне Тихого океана, у берегов Северной Америки в Атлантическом океане. Здесь располагаются мощные подводные валы (Восточно-Тихоокеанский вал имеет длину до 3000 км, ширину до 500 км и высоту до 1,5 км), встречаются аккумулятивные формы, напоминающие береговые косы и пересыпи, но имеющие очень большие размеры.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ И ЕЕ РЕЛЬЕФА

§ 1. История развития Земли

В настоящее время считают, что Земля, как и другие планеты Солнечной системы, сформировалась 4,5—5 млрд. лет назад. Время это установлено гипотетически, поскольку на Земле еще не обнаружены горные породы и минералы, имеющие близкий к этому абсолютный возраст. Доступные изучению древнейшие горные породы имеют абсолютный возраст не более 3,5 млрд. лет. Они найдены среди пород, слагающих древнейшие участки земной коры — щиты (Карелия, Африка, Канада и др.), и это дает основание предположить, что первичная кора земного шара начала формироваться значительно раньше.

Начальный этап развития Земли, не подтвержденный минералами и горными породами с датированным возрастом, называют догеологическим.

Геологический этап начался около 3,5—3,6 млрд. лет назад и продолжается в настоящее время. Для изучения развития Земли на этом этапе применяются различные методы исследования горных пород: определяется их абсолютный и относительный возраст, состав, происхождение, заключенные в породе органические остатки, формы залегания слоев, время и характер возникших в породах изменений, форма и время образования магматических тел и ряд других признаков.

Различная степень изученности геологического строения материков обусловлена такими причинами, как доступность и степень освоения человеком данной территории, наличие или отсутствие полезных ископаемых, степень сохранности изучаемых слоев. Наибольшие затруднения возникают при изучении и увязке древнейших отложений (архейская группа). За длительный отрезок времени, прошедший со времени их образования, они подверглись активному воздействию тектонических процессов, были сильно метаморфизованы, многие толщи уничтожены процессами денудации и отсутствуют в геологических разрезах (этим обусловлена так называемая неполнота геологической летописи). Затруднения при взаимной увязке разрезов удаленных территорий обусловлены также невозможностью применить палеонтологический метод, поскольку остатки простейших организмов в ископаемом состоянии не сохранились, а следы

организмов (например, отпечатки червей, медуз), лишенных раковин и твердых скелетных образований, встречаются исключительно редко. Частичная увязка выполнена путем определения абсолютного возраста, но эта работа еще не завершена.

Геологический этап подразделяется на криптозой и фанерозой.

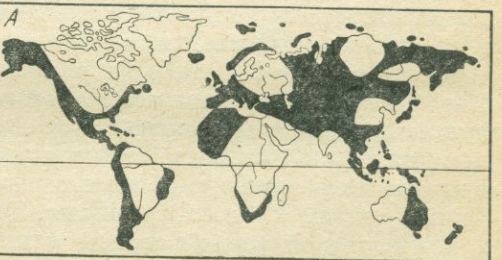
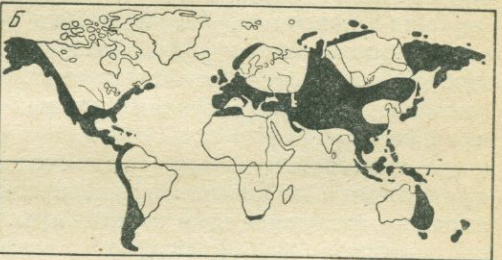
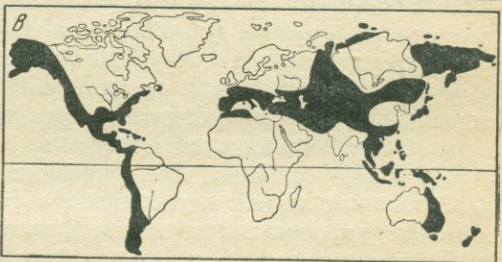
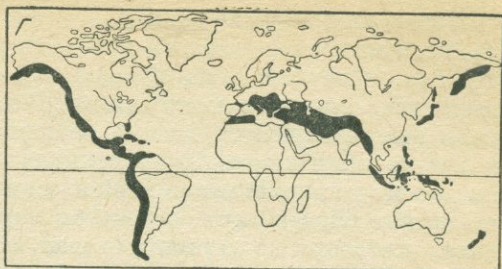
Криптозой подразделяется на архейскую (археозойскую) и протерозойскую эры. Его нижняя граница соответствует началу геологического этапа развития Земли и определяется приблизительно 3,5—3,6 млрд. лет. Общая продолжительность криптозоы более 3 млрд. лет. Архейская эра делится на ранний, средний и поздний архей; протерозойская подразделена на ранний, средний и поздний протерозой (рифей). Лучше сохранившаяся система верхнего (позднего) протерозоя позволила подразделить ее на нижний, средний и поздний рифей и венд. Несмотря на высокую степень метаморфизма свит архея и протерозоя тщательное изучение слагающих эти свиты горных пород (главным образом различные кристаллические сланцы), форм и ориентировки тектонических нарушений, соотношения свит и фаций позволили выявить некоторые особенности развития Земли в эти древнейшие эры.

В раннем архее основным процессом являлась дифференциация первичного вещества планеты, сопровождавшаяся обильным выделением паров и газов, образованием обширных очагов базальтовой магмы. Проплавляя первозданную кору, эта магма на больших пространствах выходила на поверхность (площадные излияния), остывала и подвергалась воздействию внешних агентов (атмосферы, вод первичного океана и др.). Образующиеся осадочные породы состояли из обломков (песок, галька) основных магматических пород, поскольку граниты еще не получили широкого распространения. Структуры платформ и геосинклиналей в виде глубоких линейных прогибов земной коры закладываются в верхнем архее. В них накапливаются мощные толщи вулканических туфов, лавы, терригенного материала и хемогенных осадков. В результате последующей складчатости, горообразования, метаморфизма и гранитизации (под действием паров и газов) из толщ, заполнивших первичные геосинклинали (протогеосинклинали), сформировались первичные жесткие участки материковой земной коры — протоплатформы, разделенные обширными геосинклинальными поясами (рис. 42).

Среди терригенных и вулканогенных пород, накапливавшихся в протерозойскую эру, широкое распространение получили водорослевые известняки и углистые сланцы, образовавшиеся при участии морских водорослей. Это свидетельствует о том, что первые организмы появились на Земле еще в археозойскую эру. В позднем протерозое (рифей, венд) синезеленые водоросли достигают широкого развития, выделяют массы известкового материала, формируя из него постройки типа современных коралло-

Рис. 42. Развитие геосинклинальных поясов и платформ в различные геологические эпохи:

А — конец протерозойской эры, Б — ордовик и силур, В — девон и карбон, Г — неоген.
1 — геосинклинальные пояса; 2 — платформы



■ 1 □ 2

вых рифов (страмотолиты). В рифейских отложениях найдены скопления фосфоритов, отпечатки червей, медуз, примитивных кораллов, раковины моллюсков. В протерозое неоднократно развивались процессы складчатости и горообразования, активно проявлялся интрузивный магматизм, происходили вулканические извержения, продолжалось расширение и консолидация платформ.

Фанерозой подразделяется на палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры. Продолжительность фанерозоя около 570 млн. лет, т. е. он приблизительно в шесть раз короче, чем криптозой. Стратиграфия и геохронология фанерозоя разработана на основе изучения хорошо со-

хранившихся отложений и обильных (многочисленных) руководящих ископаемых.

К началу палеозойской эры в результате неоднократно происходивших в архее и протерозое складчатости и горообразования в земной коре сформировались жесткие участки — платформы, например Русская, Сибирская, Североамериканская, Бразильская и др. (см. рис. 42), разделявшиеся активными геосинклинальными поясами: Тихоокеанским, Средиземноморским, Урало-Монгольским и др.

Поверхность докембрийского фундамента платформ, сложенного метаморфическими породами и интрузивами архея и протерозоя, к началу кембрийского периода была во многих местах выровнена процессами денудации. В палеозое платформы испытывали поднятия и погружения, сопровождавшиеся трансгрессиями и регрессиями моря. Моря отличались небольшими глубинами, на дне их накапливались толщи осадков, содержащие раковины, скелетные образования, отпечатки морских животных. Осадочный чехол платформ не метаморфизован, осадки и следы органической жизни сохранились хорошо, что и облегчает их изучение. Однако при смене морских условий континентальными (поднятие платформ) непрерывность осадконакопления нарушалась и верхние слои ранее отложенных осадков подвергались размыву, поэтому последовательность развития органических форм может быть прослежена только путем изучения строения удаленных территорий и более полных геологических разрезов, характерных уже для геосинклиналей. В геосинклиналях долгое время сохранялись морские условия, накапливались мощные серии осадочных пород, позволяющих проследить последовательность развития видов морских животных. Изучение же этих разрезов затрудняется дислоцированностью слоев, сильной метаморфизацией, особенно нижних, наиболее глубоких свит, развивающейся в процессе складко- и горообразования, и при воздействии магматических процессов.

В палеозойскую эру фазы складчатости и горообразования проявлялись неоднократно (см. прилож. I), их объединяют в две эпохи — каледонскую и герцинскую. Первая развивалась в нижнем палеозое (кембрийский, ордовикский, силурийский периоды) с главной фазой (эрийской) в конце силура. В эту фазу сформировались горы Норвегии и Шотландии, Восточные и Западные Саяны, Восточный Алтай, а в ряде мест (Казахстан, Центральная Европа) временно поднялись горы и гористые острова и усилилась вулканическая деятельность. Вторая эпоха, приуроченная к верхнему палеозою (девонский, каменноугольный и пермский периоды) с главными фазами в карбоне и перми, завершилась образованием горных систем Урала, Тянь-Шаня, Центральной Европы, Аппалачей, Казахской горной страны и многих других.

Процессы складчатости и горообразования палеозойской эры сильно изменили тектоническое строение и рельеф земной коры. В северном полушарии возник обширный континентальный массив, получивший название Лавразия, состоящий из объединенных древних платформ — Северо-Американской, Русской и Сибирской, в южном возник аналогичный массив Гондвана, объединивший Африканскую, Индостанскую, Австралийскую и другие платформы. Между Лавразией и Гондваной располагался геосинклинальный Средиземноморский пояс, занятый морем — океаном Тетис. Два других геосинклинальных пояса продолжали сохраняться вдоль восточных и западных берегов Тихого океана.

В животном мире в палеозойскую эру произошли большие изменения. В конце протерозойской эры были представлены только беспозвоночные животные, обитавшие в море и имевшие небольшое число видов. В палеозойскую эру беспозвоночные животные дали много новых видов и прошли сложный эволюционный путь развития. Многие виды этих животных пережили период расцвета и к концу палеозоя угасли, например, трилобиты, граптолиты, архециаты. В начале палеозоя появились первые позвоночные — рыбы, а в конце — амфибии и рептилии.

Среди растений к началу палеозоя были распространены только водоросли и простейшие споровые наземные растения. В палеозойскую эру споровые растения широко распространились по всем материкам. В конце палеозоя появляются и распространяются голосеменные растения.

В палеозое образовались многочисленные залежи каменного угля, нефть, различные руды, драгоценные камни, строительные материалы и другие полезные ископаемые.

В мезозойскую эру напряженные процессы тектогенеза, горообразования и вулканизма развивались в тихоокеанских геосинклинальных поясах, достигнув наибольшей активности в меловой период. В Средиземноморском поясе активные движения происходят на востоке, а в западных его частях проявляются только отдельные фазы тектонического цикла. Одновременно с увеличением площади платформ, происходящим за счет причленения к ним формирующихся жестких участков, в южном полушарии начинается процесс распада материка Гондваны. В эту эру развиваются впадины Индийского океана и южной части Атлантического. В северном полушарии активизируются древние платформы — начинаются глыбовые движения в районе Байкала, в Саянах, на Алтае, в Тянь-Шане и др. Большие площади материков испытывали погружения и заливались водами эпиконтинентальных морей, покрывались толщами морских осадков, маскирующих древний рельеф, превращались в морские равнины. На суше агенты денудации постепенно разрушали древние горные страны, формировали поверхности выравнивания, которые и сейчас отчетливо прослеживаются в рельефе.

Развивавшиеся в мезозойскую эру процессы оказали настолько большое влияние на развитие современного рельефа Земли, что ряд исследователей (И. П. Герасимов, Ю. А. Мещеряков, В. Е. Хаин и др.) считают ранний мезозой началом геоморфологического этапа.

Органический мир мезозойской эры имел своеобразный облик. В море были широко распространены головоногие моллюски — аммониты и белемниты, давшие большое число руководящих форм; развивались новые виды иглокожих — морских ежей и лилий; появились новые виды рыб; широко были распространены простейшие — фораминиферы, из известковых скорлупок которых образовались толщи пишущего мела. На суше господствовали

рептилии (ящеры), представленные многочисленными видами. Широко были представлены летающие ящеры, ихтиозавры и плезиозавры. В конце мезозоя большинство ящеров вымирает и развиваются птицы и примитивные млекопитающие. С середины мелового периода развиваются покрытосеменные растения.

Из месторождений полезных ископаемых мезозоя особенно большое значение имеют нефть, каменный уголь, фосфориты и различные руды.

В кайнозое происходило новое горообразование, особенно сильно проявившееся в конце эоцена и начале олигоцена. Эта так называемая альпийская эпоха ознаменовала начало нового этапа тектонических движений, продолжающихся до настоящего времени. В эту эпоху почти полностью замыкается Средиземный геосинклинальный пояс и на его месте формируются крупнейшие горные страны: Атлас, Андалузские горы, Пиренеи, Альпы, Апеннины, Карпаты, горы Балканского полуострова, Малой Азии, Ирана, Кавказа, Памира, Гималаи, горы Юго-Восточной Азии и Малайского архипелага. В тихоокеанских геосинклиналях в это время продолжали формироваться Кордильеры и Анды, развились горы Камчатки, Сахалина, Курильских и Японских островов и т. д. В ряде древних горных стран, уже сильно разрушенных денудацией, возникли новые и активизировались старые разломы, произошло поднятие и погружение крупных блоков земной коры (Центральная Европа, Тянь-Шань, Алтай и др.). В южном полушарии продолжался распад Гондваны и, видимо, перемещение его отдельных блоков к северу (Африка, Аравия, Индостан). Между Африкой и Аравией образовалась впадина Красного моря, а в Восточной Африке активизировались разломы рифтовой зоны. В северном полушарии разрушаются сухопутные связи между Европой, Гренландией и Северной Америкой — формируется северная часть впадины Атлантического океана.

Неоднократно повторявшиеся фазы складчатости и горообразования сопровождалась сложными вертикальными движениями платформ, в связи с чем перераспределялись области сноса и аккумуляции, изменялись очертания материков и морей. В пределах территории СССР известны следы больших морских трансгрессий на юге Русской равнины, в Средней Азии, Сибири, на Камчатке. Следы морских трансгрессий, происходивших в четвертичном периоде, развиты вдоль берегов морей Северного Ледовитого океана, на Прикаспийской низменности и в других местах. Для участков, погружавшихся в кайнозое под уровень моря, а сейчас вновь представляющих собой сушу, характерен равнинный рельеф, в некоторых местах с отчетливо выраженными террасами.

Интенсивные тектонические движения, усиленное проявление вулканической деятельности, образование мощных горных сооружений сопровождалась резким усилением процессов денудации и аккумуляции. Высоко поднятые пространства подвергаются глубокому расчленению, у подножий гор образуются обширные

аккумулятивные предгорные равнины. Вставшие на пути воздушных течений горы задерживают массы влажного воздуха, что сопровождается перераспределением стока, дифференциацией климата. К концу неогена резко обособляются климатические зоны и провинции, в горах, а затем и на равнинах материков в высоких и умеренных широтах развиваются обширные оледенения. Ледники и талые ледниковые воды оставили яркие и хорошо сохранившиеся следы своей деятельности — характерные отложения и формы рельефа.

Животный мир кайнозоя уже в начале этой эры приобрел близкий к современному облик. Особенно это характерно для моря, условия обитания в котором изменялись сравнительно мало. На суше господствующее положение занимают птицы и млекопитающие. В неогене появился человек. Среди растений господствуют покрытосеменные. В начале кайнозоя животные и растения развивались в условиях мягкого климата, в четвертичный период появляются их виды, устойчивые к холоду.

В кайнозое образовались крупнейшие месторождения нефти, природных газов, месторождения угля, различных руд и других полезных ископаемых, используемых в качестве строительных материалов и пр.

§ 2. История развития рельефа

Планетарный рельеф — геотектуры первого порядка (блоки материковой коры) — имеет глубокие исторические корни, уходящие в докембрий. В докембрии происходило формирование кристаллического фундамента допалеозойских материковых платформ, а в геосинклиналях закладывались основы будущих горных сооружений. Первичный рельеф этих платформ был сильно переработан агентами денудации уже к началу фанерозоя. В ряде мест можно видеть, как отложения кембрийских морей ложатся на пенепленизированную поверхность фундамента. В фанерозое платформы испытывали дифференцированные движения. В местах длительных прогибов накопились толщи осадков, перекрывших древний рельеф, и здесь сформировались пластовые равнины. Рельеф поднимающихся частей платформ, лишенный осадочного чехла, продолжал перерабатываться в последующие периоды.

В фанерозое развитие земной коры шло в двух направлениях. Первое выражалось в том, что в палеозое в результате многочисленных фаз складчатости и горообразования (каледонской, герцинской, тихоокеанской и альпийской эпох орогенеза) возникали горные страны, произошло замыкание подвижных геосинклинальных поясов, превращение их в жесткие участки земной коры, причленявшиеся к допалеозойским платформам. После разрушения гор здесь образовались молодые (эпикаледонские и эпигерцинские) платформы. В конце палеозоя процесс разрастания платформ привел к образованию обширных континентальных

массивов земной коры — Гондваны и Лавразии. В мезозое процесс наращивания континентальной коры продолжался по окраинам Тихого океана и частично в Средиземном геосинклинальном поясе, который замыкается позднее — в кайнозойскую эру. Вдоль берегов Тихого океана и в Средиземном поясе располагаются крупнейшие горные страны, происходят землетрясения, действуют вулканы, отмечается высокая тектоническая активность.

Второе направление развития земной коры и рельефа начинает четко проявляться в мезозое. Выражается оно в распаде древних континентов. Начинаясь в Гондване, этот процесс постепенно распространяется и на северный материк — Лавразию. В кайнозое разрушаются сухопутные связи Евразии с Северной Америкой, формируются типично океанические впадины северной части Атлантического океана. Тектонические движения распространяются на платформы (Алтай, Саяны).

Современное расположение геотектур устанавливается в четвертичный период.

Развитие геотектур второго и третьего порядка, морфоструктур и морфоскульптур происходило в строгой взаимосвязи с тектонической активностью, которая проявлялась во времени неравномерно. Эпохи орогенеза и перестройки структурного плана земной коры сменялись эпохами относительного тектонического покоя, замедленных движений, разрушения гор, погружения обширных участков платформ под уровень моря, формирования пластовых равнин, общего нивелирования рельефа. В эти эпохи сглаживались и климатические контрасты. Эпохи тектонического покоя предшествовали каледонской, герцинской, тихоокеанской и альпийской складчатости. В ряде случаев для больших пространств земной поверхности, расположенных далеко от охваченных орогенезом поясов, например для большей части Евразии, в эпоху тихоокеанской складчатости, эпохи относительного покоя оказывались очень продолжительными — от конца палеозоя до неогена.

Сформированные в герцинскую эпоху горы (Урал, Тянь-Шань и др.) были сильно денудированы уже в начале мезозоя. В юрский период огромные пространства материков начинают приобретать характер монотонных равнин и низкогорий. В поздней юре развиваются нисходящие движения платформ, распространяются эпиконтинентальные моря, начинается формирование новых пластовых равнин. Эти процессы продолжали развиваться в последующие меловой и палеогеновый периоды. На этом этапе эпиконтинентальные моря распространялись на большие пространства платформ; на суше, в условиях теплого климата, активизировались процессы химического выветривания, на пенеупенизированных пространствах Урала, Алтая и других образовались коры выветривания.

Денудационные поверхности выравнивания и морские пластовые равнины юрского, мелового и палеогенового возраста можно

принять за первичные для современного рельефа, который образовался в процессе их последующих деформаций и расчленения.

Повышенная тектоническая активность главных фаз альпийского орогенеза, отмечаемая на границе палеогена и неогена, образование мощных горных поднятий сопровождалось восходящим движением платформ, регрессиями палеогеновых морей, деформациями денудационных и пластовых равнин. Возросшие контрасты рельефа сопровождалось размывом и расчленением поднятых поверхностей, формированием разветвленных сетей речных долин, из которых многие сохранились до настоящего времени.

В миоцене и раннем плиоцене движения земной коры происходили менее активно. На этом этапе формировались поверхности выравнивания, но распространены они менее широко, чем более древние, приурочены к долинам рек и относятся к типу локальных.

В конце неогена и начале четвертичного периода (поздний плиоцен — ранний плейстоцен) тектонические движения вновь усилились. Для этого этапа характерны большие амплитуды поднятий и погружений (до 200—300 м в областях платформ, до 2000—3000 м в зонах горообразования) и значительная сложность.

Для четвертичного периода характерна резкая дифференцированность климата, чередование холодных и более теплых эпох, неоднократное развитие обширных оледенений, определивших многие особенности современного рельефа. В тектонически активных зонах в этот период продолжались дифференцированные движения, увеличивающие контрасты рельефа. В пределах платформ развивались медленные поднятия и погружения небольшой амплитуды, но резкой перестройки структурного плана, конфигурации материков и морей не произошло.

Основная переработка рельефа осуществлялась экзогенными факторами и во многом определялась частыми и резкими изменениями климатических условий, прогрессирующим общим похолоданием. Об этом свидетельствуют флора и фауна, в составе которых сохранялись представители теплолюбивых растений и животных вплоть до начала последнего оледенения. Устойчивые к суровому климату растения и животные — тундровая флора и фауна — развиваются в конце плейстоцена и широко распространяются в послеледниковое время.

В развитии экзогенных процессов наблюдаются периодичность и постепенно прогрессирующие изменения. В суровых условиях ледниковых эпох усиливалось морозное выветривание, уменьшалась водоносность рек, накапливались толщи аллювия. В межледниковые эпохи усиливалось химическое выветривание, более полноводные реки, особенно в период стаивания ледников, углубляли долины, на склонах которых формировались террасы. Морозное выветривание и криогенные процессы, солифлюкция, термокарст резко усилились в эпоху последнего оледенения. С ними связаны в горах большие каменные россыпи и осыпи,

солифлюкционные формы на склонах и днищах долин и ледниковые формы рельефа.

Значительные изменения отмечаются в береговой зоне Мирового океана. Во время оледенений, когда большие массы воды «консервировались» в ледниках, уровень воды должен был понижаться. По произведенным расчетам, такие понижения могли достигать 200 м. В периоды таяния ледников уровень соответственно повышался. Эти колебания, получившие название эвстатических, сопровождались миграцией зон абразии и аккумуляции, выработкой морских террас нескольких уровней. Колебания основного базиса эрозии — уровня океана — отражались на деятельности рек, формировавших в долинах террасы, в ряде случаев увязываемые с морскими террасами.

С образованием и стаиванием ледников связаны движения земной коры, получившие название гляциоизостатических. При стаивании ледника с земной коры снимаются огромные нагрузки и происходит поднятие ранее нагруженной территории. В послеледниковое время такое поднятие наблюдается, например, в Скандинавии, где оно достигло 200 м над уровнем моря и хорошо прослеживается по древним морским террасам.

Дифференциация климата в плейстоцене способствовала развитию не только холодного, но и жаркого сухого континентального (аридного) климата, благоприятного для развития эоловых процессов и форм рельефа.

Сформированный в прошлые этапы развития Земли рельеф ее поверхности состоит из многочисленных форм и их комплексов самого различного возраста и происхождения. Подвергаясь постоянному преобразованию, он часто долго хранит черты, обязанные своим происхождением не современным, а очень давно развивавшимся процессам.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Геоморфологические карты составляются для наиболее полного и наглядного показа характеристик рельефа, отсутствующих или выраженных менее отчетливо на общегеографических картах. Для геоморфологических карт общегеографические карты являются основой, требующей специальной переработки и дополнения.

При создании геоморфологических карт используются элементы общегеографической основы: высотные характеристики рельефа (горизонталы, изобаты, отметки высот и глубин), гидрографическая сеть, береговые линии. Контурные и характеристики растительного покрова, дорожная сеть, населенные пункты, объекты хозяйственной деятельности человека и пр. могут быть сохранены на рабочей основе для лучшей ориентировки на местности, для привязки геоморфологических объектов, но при окончательном оформлении даются с большой разрядкой или полностью снимаются. Степень генерализации определяется масштабом, назначением и содержанием создаваемой карты.

По масштабу геоморфологические карты подразделяются на крупномасштабные — от 1 : 200 000 и крупнее, среднемасштабные — от 1 : 200 000 до 1 : 1 000 000 включительно, мелкомасштабные — мельче 1 : 1 000 000. Карты масштаба мельче 1 : 5 000 000 относятся к обзорным.

По назначению и содержанию геоморфологические карты подразделяют на частные и общие.

На частных картах передаются отдельные характеристики рельефа: морфометрия, морфография, возраст, глубина расчленения, уклоны поверхностей, генетические группы и типы (флювиальный, карстовый, ледниковый). На общих картах рельеф характеризуется по совокупности признаков, из которых главнейшими считают морфологию (морфография + морфометрия), генезис и возраст.

Геоморфологические карты подразделяют также на аналитические, синтетические и комплексные.

В качестве примера аналитических карт могут быть указаны уже упомянутые выше частные карты. Синтетические карты составляются для характеристики какого-либо объекта, района, типа рельефа и по сумме (синтезу) характеристик. Комплексные карты отличаются тем, что на них передаются многочисленные объекты, характеризующиеся часто в разных показателях, из ко-

торых, может быть, только один является общим для всех объектов и главным для данной карты. Таким показателем могут быть возраст, морфографические признаки, генезис и т. д. Общие геоморфологические карты на обширные территории составляются по методу комплексных карт (рис. 43).

Выделяют еще целый ряд геоморфологических карт самого различного назначения. Это могут быть карты, составляемые при поисках и разведке полезных ископаемых, на места проектируемых инженерных сооружений, на территории сельскохозяйственных земель, по трассам дорог и пр.

Исходными материалами при создании геоморфологических карт являются общегеографические и тематические карты (геологические, тектонические, палеогеографические и др.), литературные источники, аэроснимки, полевые наблюдения, снимки земной поверхности, полученные при помощи космических аппаратов. Относительное использование перечисленных исходных материалов определяется назначением создаваемой карты. Например, основой для морфометрических и морфографических карт служат высотные и плановые характеристики рельефа, гидрографическая сеть, т. е. те объекты, которые входят в обязательную нагрузку топографической основы. Такие карты обычно составляются в камеральных условиях. Морфогенетические карты, отражающие генезис рельефа, требуют привлечения большого и разнообразного материала. В ряде случаев для создания таких карт крупного масштаба необходимы полевые исследования, широкое использование аэроснимков и тематических карт. Крупно- и среднемасштабные геоморфологические карты используются и при создании мелкомасштабных комплексных и обзорных карт.

При создании геоморфологических карт и для передачи на них выделяемых объектов и их характеристик разрабатываются специальные системы условных обозначений. Карты могут быть выполнены с использованием красок, различных знаков и индексов — в цветном или черно-белом оформлении с использованием штрихов, значков, индексов и пр. Большое число характеристик картографируемых объектов может быть передано на картах, выполненных только в цветном оформлении.

Для составления и оформления геоморфологических карт разработаны многочисленные системы условных обозначений — легенд. Однако вплоть до настоящего времени нет единой общепризнанной легенды, применимой, например, к комплексным картам многих масштабов. Кроме того, разные авторы даже для карт одинакового масштаба предлагают легенды разного содержания и оформления. Отсутствие единой легенды сильно затрудняет пользование геоморфологическими картами, многие легенды трудно сопоставимы друг с другом, сходные условные обозначения разными авторами используются с разными целями, что создает дополнительные трудности.

В качестве примера приведем описание одной из серии мелко-

масштабных геоморфологических карт — Физико-географического атласа Мира (1964 г.).

Геоморфологическая карта территории СССР разрабатывалась в Институте географии АН СССР И. Э. Веденской под общей редакцией И. П. Герасимова, ответственный редактор Ю. А. Ме-

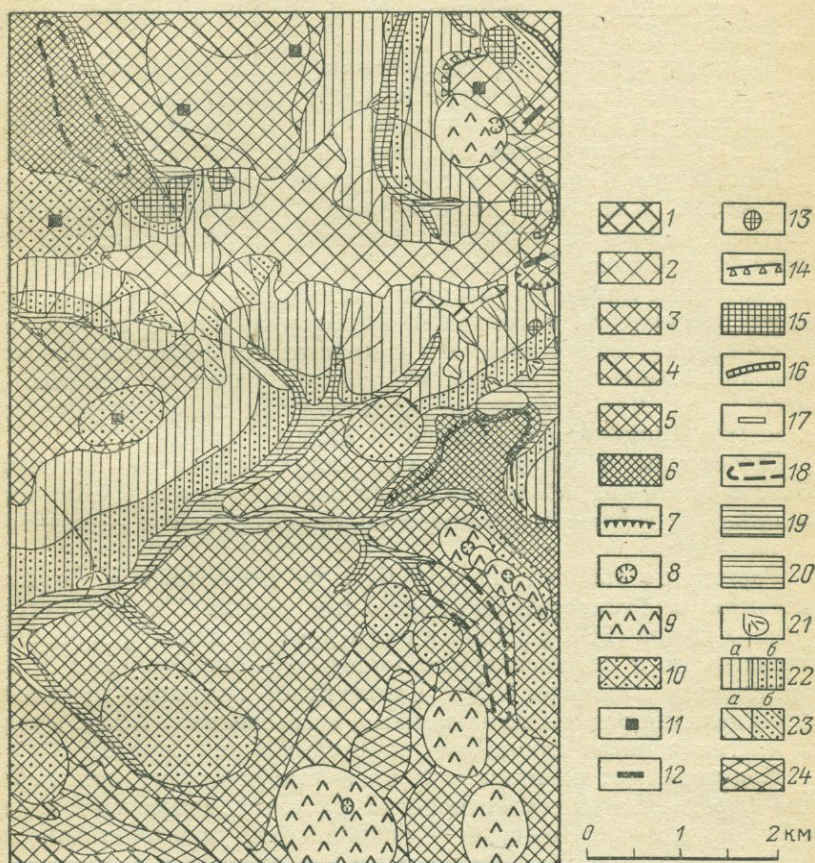


Рис. 43. Геоморфологическая карта горно-вулканического района (по А. И. Спиридову)

Вулканический рельеф. Эффузивный аккумулятивный: 1 — миоценовый — участки лавового плато, сохранившиеся от размыва; 2 — плиоценовый — участки лавового плато, сохранившиеся от размыва; 3 — нижне-среднечетвертичный, доледниковый — участки базальтовых массивов и плато, сохранившиеся от размыва; 4 — тот же рельеф переработанный флювиально-склоновыми и ледниковыми процессами; 5 — голоценовый — лавовые плато и массивы; 6 — современный — поверхность лавовых потоков; 7 — лавовые уступы. Эксплозивно-деструктивный: 8 — кратеры. Эксплозивно-аккумулятивный: 9 — современные шлаковые конусы. Эксплозивно-эффузивный: 10 — голоценовые стратовулканы. Структурно-денудационный рельеф: 11 — некки; 12 — дайки; 13 — штоки; 14 — структурные уступы. Ледниковый рельеф: 15 — днища цирков и каров; 16 — бровки цирков и каров; 17 — плечи трогов, хорошо выраженные; 18 — то же, плохо сохранившиеся. Флювиальный и озерный рельеф: 19 — днища современных долин; 20 — днища спущенных озер; 21 — пролювиальные шлейфы. Эрозионный рельеф, преобразованный склоновыми процессами: 22 — четвертичный — обвально-осышной: а — стенки срыва, б — шлейфы; 23 — четвертичный — делювиально-дефлюкционный: а — склоны смыва, б — шлейфы; 24 — остатки неогеновой поверхности денудационного выравнивания

щераков (геоморфология суши); в Институте океанологии АН СССР В. Ф. Канаевым под редакцией Г. Б. Удинцева (геоморфология морского дна); А. С. Иониным под редакцией В. П. Зенковича (типы берегов). Составлена в Научно-редакционной картосоставительской части ГУГК ГГК СССР по авторским макетам, редактор-картограф Н. П. Фетисова. Карта в красочном оформлении отпечатана на фабрике № 6 ГУГК. Масштаб карты 1 : 15 000 000.

В основу разработки содержания карты положено понятие о геотектуре, морфоструктуре и морфоскульптуре.

На карте и в легенде выделены суша и дно морей и океанов; группа обозначений дана для характеристики типов берегов.

Геотектуры и морфоструктуры суши изображаются фоновой раскраской. Для этого используются 77 условных обозначений основных цветов и оттенков. Элементы морфоскульптуры изображены штриховкой и значками. Цветные сплошные, штриховые и пунктирные линии использованы для показа границ распространения реликтовой ледниковой морфоскульптуры, границ распространения вечной мерзлоты и криогенных форм (морфоклиматические элементы), выделения районов развития мощных наледей и др. Для уточнения характеристик морфотектонических элементов применяются индексы — буквы и цифры.

Геотектуры и морфоструктуры подразделены на равнинные области платформ, обозначенные на карте индексом Р (planum — равнина), и горные сооружения складчатых поясов — индекс М (mons — гора).

Равнинные области подразделены по возрастным и морфологическим особенностям на докольные равнины и плоскогорья древних щитов (PS), равнины и плато древних плит (PK), равнины, низменности и мелкосопочник молодых (эпикаледонских и эпигерцинских) платформ (PN). Дальнейшая градация проводится путем деления равнин на низменные, возвышенные, плато, а также на денудационные, докольные, пластовые и ряд других.

Подразделяют равнины и по их географическому положению. Для передачи этих характеристик на карте используется цветной фон (зеленовато-серый — низменности, желтоватый — возвышенности, желтый — плато и др.) и цифры, а в легенде дополнительные характеристики даны текстом. Например, на Русской платформе выделены пластово-ярусные возвышенности (Среднерусская, Приволжская, Бугульминско-Белебеевская), обозначенные на карте желтоватым цветом и индексами (PK₃, PK₄).

Горные сооружения складчатых областей подразделены по тектоническому строению, возрасту, морфологии и географическому положению. Выделены глыбовые горы Байкальской горной страны, возрожденные в мезокайнозой в пределах пояса байкалид (МК), складчато-глыбовые горы и нагорья, возрожденные в кайнозой в пределах пояса каледонид и герцинид (МН),

глыбово-складчатые и складчатые области Северо-Востока и Дальнего Востока, испытавшие новейшие поднятия (ММ), глыбово-складчатые, складчатые и вулканические горы Альпийской и Тихоокеанской складчатых областей (МА). Для передачи этих характеристик на карте используется цветной фон, основные и дополнительные индексы (цифры, буквы латинского алфавита).

Морфоскульптура суши характеризуется по генезису, по ее приуроченности к определенным климатическим (морфоклиматическим) зонам и по возрасту. Выделяются области современных ледниковых и криогенных форм рельефа, древних ледниковых (с выделением комплексов свежих форм рельефа последнего оледенения и древних материковых оледенений), древних и современных флювиальных форм рельефа, области аридных форм рельефа и форм рельефа различного генезиса (карстовых форм, бэровских бугров и др.). Дополнительными обозначениями показаны лавовые плато, тектонические валы, вулканические конусы и пр.

Геотектуры и морфоструктуры дна морей и океанов изображаются на карте фоновой окраской с использованием оттенков голубого цвета, в некоторых случаях с добавлением серого и зеленоватого. Подразделения первого порядка: материковая отмель — С, переходная зона — Т, ложе океана — О. Примером подразделения второго порядка может служить материковая отмель, в пределах которой выделены: прибрежная отмель (абразионно-аккумулятивная равнина) — С₁; холмистая равнина за пределами прибрежной отмели — С₂; субгоризонтальные аккумулятивные равнины дна котловин — С₃; склоны горных сооружений и крутые уступы — С₄.

Морфоскульптура дна морей и океанов показана штрихами. Выделяются генетически однородные поверхности, создаваемые современными экзогенными процессами, например абразией и аккумуляцией в зоне воздействия ветрового волнения, аккумулятивно-сuspензионные и др. Дополнительными обозначениями (значки и линии) показаны подводные горы, русла сuspензионных потоков, край материковой отмели и пр.

Морфогенетические типы морских берегов подразделены на берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем (например, далматинский, риасовый, лиманный, пхерный, фиордовый), формирующиеся преимущественно под действием неволновых факторов (дельтовые, ваттовые, термоабразионные, ледяные) и формирующиеся волновыми процессами (выравнивающиеся, выровненные, вторично расчлененные, с подразделениями). Типы морских берегов на карте показаны значками.

Приведенное краткое описание основных принципов построения и содержания легенды свидетельствует о том, что геоморфологические карты даже мелкого масштаба дают гораздо более полную характеристику рельефа, чем общегеографические карты. Умение пользоваться геоморфологическими (и другими тематическими) картами необходимо инженерам-картографам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975. 264 с.
2. Богомолов Л. А., Судакова С. С. Общее землеведение. М., «Недра», 1971. 227 с.
3. Воскресенский С. С. Динамическая геоморфология. М., Изд-во МГУ, 1971. 228 с.
4. Девдариани А. С. Математический анализ в геоморфологии. М., «Недра», 1967. 155 с.
5. Живаго Н. В., Пиотровский В. В. Геоморфология с основами геологии. М., «Недра», 1971. 287 с.
6. Иванова М. Ф. Общая геология. М., «Высшая школа», 1974. 400 с.
7. Левитес Я. М. Историческая геология с основами палеонтологии и геологии СССР. М., «Недра», 1970. 288 с.
8. Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. М., Изд-во МГУ, 1961. 417 с.
9. Маккаев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во МГУ, 1955. 345 с.
10. Маккаев Н. И., Хмелева Н. В., Заитов И. Р. Экспериментальная геоморфология. М., Изд-во МГУ, 1961. 194 с.
11. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 394 с.
12. Пиотровский В. В. Геоморфология с основами геологии. М., Геодезиздат, 1961. 281 с.
13. Подобедов Н. С. Общая физическая география. Ч. II. Геоморфология. М., «Недра», 1964. 380 с.
14. Рельеф Земли. М., «Наука», 1967. 331 с.
15. Серпухов В. И., Билибина Т. В., Шалимов А. И. Курс общей геологии. Л., «Недра», 1976. 535 с.
16. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 511 с.
17. Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. М., «Недра», 1974. 184 с.
18. Щукин И. С. Общая геоморфология. М., Изд-во МГУ. Т. I, 1960. 615 с.; Т. II, 1964. 562 с.; Т. III, 1974. 382 с.

Геохронологическая таблица

Эон	Эра (группа)		Период (система)		Эпоха (отдел)		Эпоха складчатости и горообразования	Органический мир
	Название	Обозначение	Название	Обозначение	Название	Обозначение		
Кайнозойская	KZ	0,7 *	Четвертичный (антропогенный)	Q	Современный (голоцен)		Альпийская	Появление и расселение человека. Развитие современного растительного и животного мира
					Плейстоцен	Q ₄		
						Q ₃		
						Q ₂ Q ₁		
N	Поздняя, или плиоценовая Равняя, или миоценовая	N ₂ N ₁	Появление ряда современных родов животных и растений					
		P		Поздняя, или олигоценовая Средняя, или эоценовая Равняя, или палеоценовая	P ₃ P ₂ P ₁	Развитие покрытосеменных. Развитие примитивных млекопитающих. Из беспозвоночных — фораминиферы, пластинчатожаберные и головоногие моллюски		
K	Поздняя Равняя		K ₂ K ₁		Появление флоры покрытосеменных. Во второй половине — вымирание гигантских рептилий, аммонитов и белемнитов			
		67 ± 3	Mеловой	K		Поздняя Равняя	K ₂ K ₁	Появление флоры покрытосеменных. Во второй половине — вымирание гигантских рептилий, аммонитов и белемнитов
137 ± 5								

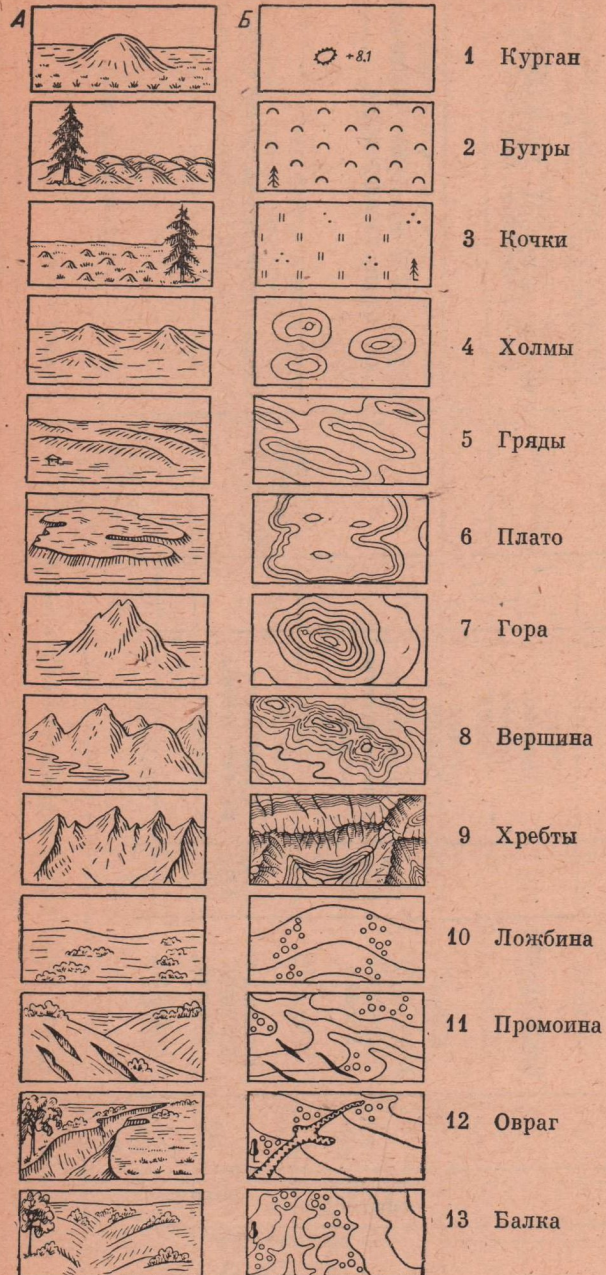
Эра (группа)	Период (система)		Эпоха (отдел)		Эпоха складчатости и горообразования	Органический мир		
	Название	Обозначение	Название	Обозначение				
Фанерозой	Мезозойская	MZ	Юрский	J	Поздняя, или малым Средняя, или доггер Ранняя, или лейас	J ₃ J ₂ J ₁	Мезозойская (Тихоокеанская)	Расцвет флоры голосеменных. Фауна рептилий, населяющих сушу, воду и воздух. Появление птиц. Руководящие — аммониты и белемниты
			195 ± 5	Т	Поздняя Средняя Ранняя	T ₃ T ₂ T ₁		Развитие флоры голосеменных. Фауна рептилий, аммонитов и белемнитов
			Триасовый				P	Поздняя Ранняя
			230 ± 10	Пермский	C	Поздняя Средняя Ранняя		
	Палеозойская	PZ	285 ± 10	D			Поздняя Средняя Ранняя	D ₃ D ₂ D ₁
			Каменноугольный					
			5 ± 10					
			350 ± 10		Девонский			

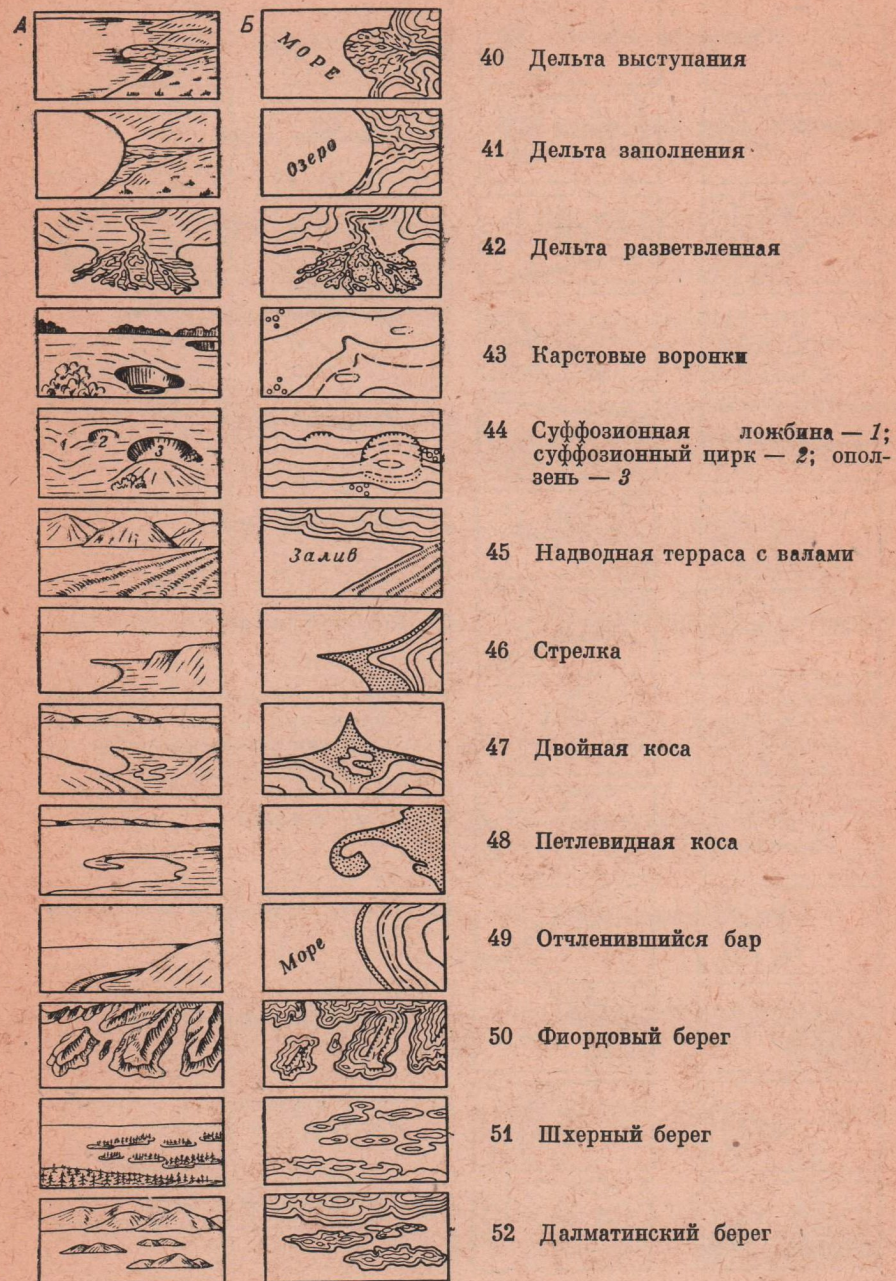
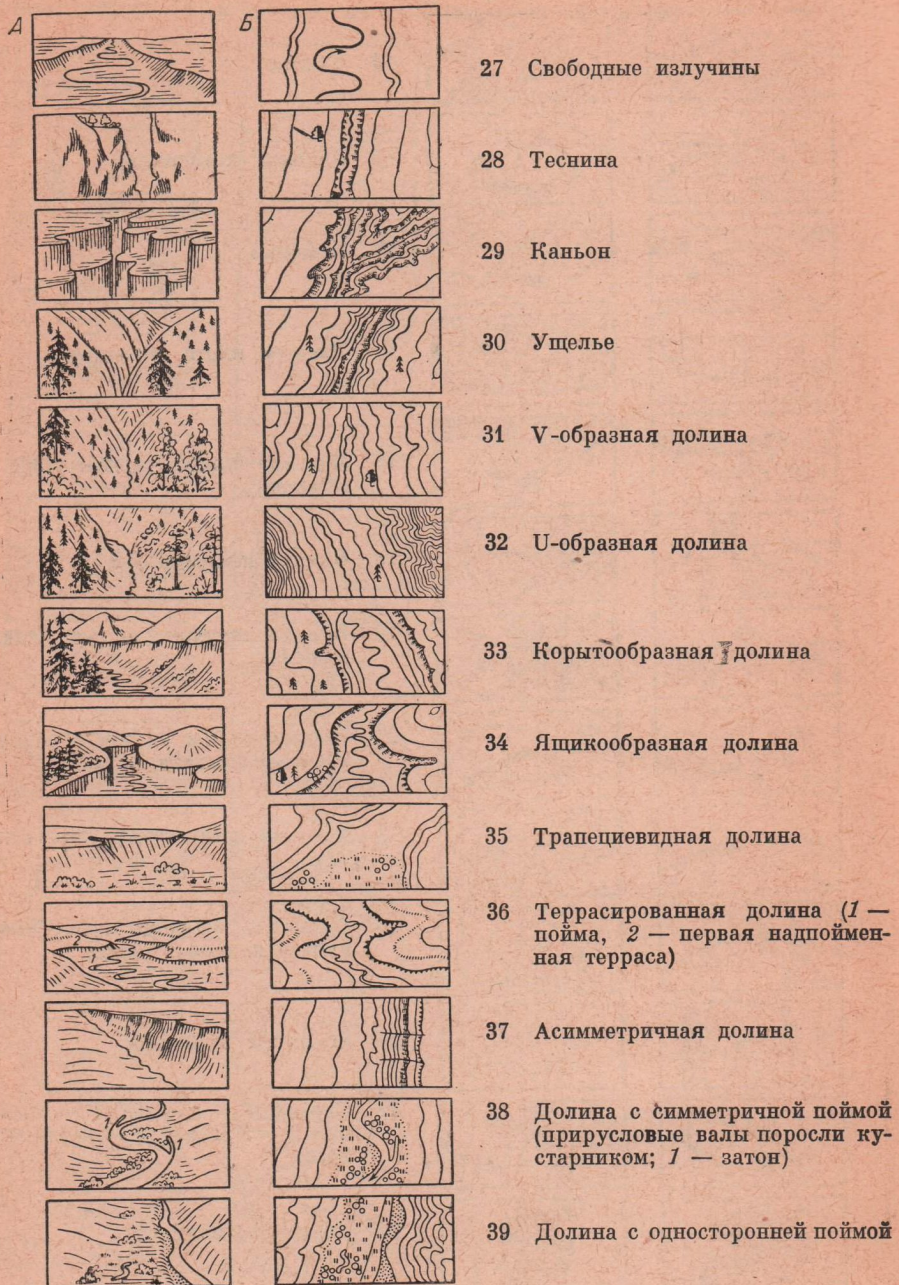
Криптозой (до кембрий)	Протерозойская	PR	405 ± 10	S	Поздняя Ранняя	S ₂ S ₁	Каледонская	Богатая фауна беспозвоночных, примитивных иглокожих, плеченогих, табулят, мшанок, трилобитов, граптолитов. Растения — водоросли и псилофиты			
			Силурийский								
			440 ± 15					O	Поздняя Средняя Ранняя	O ₃ O ₂ O ₁	Расцвет трилобитов, появление граптолитов, табулят и четырехлучевых кораллов. Водоросли. Появление псилофитов
			Ордовикский								
	Архей	AR	500 ± 15	Є	Поздняя Средняя Ранняя	Є ₃ Є ₂ Є ₁	Допалеозойские (более трех)	Фауна археоциат, простейших плеченогих, трилобитов. Водоросли и бактерии			
			Кембрийский								
			570 ± 30					PR ₃ PR ₂ PR ₁	Существуют только местные деления	Водоросли и бактерии. Появляются губки, черви, членистоногие	
			Поздний Средний Ранний								
2700 ± 100	AR ₃ AR ₂ AR ₁	Существуют только местные деления	Следы примитивных органических форм								
Поздний ** Средний Ранний											
4600 ± 200											

* В последние годы поздний протерозой подразделяют на ранний, средний и поздний рифей и венд.
** Границы периодов в млн. лет.

ПРИЛОЖЕНИЕ II

Формы рельефа (А) и примеры их изображения на картах (Б)







53 Риасовый берег



54 Лопастной берег



55 Лиманный берег



56 Аральский берег



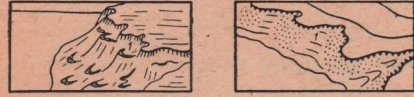
57 Лагунный берег



58 Маршевый берег



59 Выровненный абразионный берег



60 Берег, сложенный грунтами, скованными вечной мерзлотой, с лизами ископаемого льда — 1



61 Берег ледяной (1 — ледник)



62 Берег, сложенный ископаемым льдом



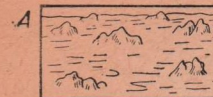
63 Берег мангровый



64 Берег коралловый (1 — барьерный риф, 2 — лагуна)



65 Лавиноопасное место (1 — лавина, А-В — путь лавины)



66 Сетчатое оледенение



67 Вершинный плоский ледник



68 Вершинный звездообразный ледник



69 Вершинный кратерный ледник



70 Ледник каровый — 1 и переметный — 2



71 Висячие ледники



72 Долинный простой ледник (1 — боковая морена, 2 — конечная морена)



73 Долинный сложный ледник (1 — срединные морены, 2 — боковые морены, 3 — ледапад)



74 Туркестанский ледник — 1



75 Ширококонечный ледник



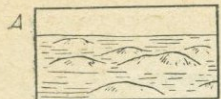
76 Предгорный ледник



77 Троговая долина — 1, кары — 2, озера — 3



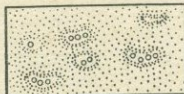
78 Оз



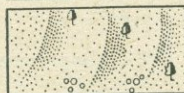
79 Друмлины



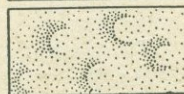
80 Камы



81 Останцы развевания



82 Дюны



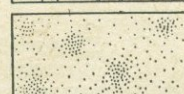
83 Одиночные барханы



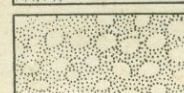
84 Барханные гряды



85 Грядовые пески



86 Кучевые пески



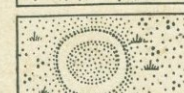
87 Ячеистые пески



88 Лунковые пески



89 Параболическая дюна



90 Кольцевая дюна



91 Термокарстовое озеро среди горелого леса



92 Наледь речная

А

- Абляция 115, 116
- Абразионная платформа 97, 100, 109
- Абразия 85, 97, 103, 107, 108, 178, 183, 198, 203
- Авлакоген 39
- Айсберг 104, 116, 117, 119
- Аккумулятивная терраса 97, 100
- Аккумуляция 22, 23, 25, 70, 88, 125, 146, 149, 179, 183, 184, 194, 198, 203
- Активизированная зона 39
- Аласы 139
- Аллювий 71, 73, 76, 79, 81, 82, 141, 197
 - пойменный 77, 80
 - русловой 75
- Альпийская складчатость 54, 194
- Альпийский тип рельефа 172
- Антипланация 139, 174
- Антропогенный период 123, 127, 128, 140, 184
- Архейская эра 18, 39, 190, 191, 192
- Асхейская группа 189
- Асимметрия водоразделов 84, 85
 - долин 82, 83, 84, 85
- Астенолит 45
- Астеносфера 43, 45, 46
- АстроBLEMA 161, 162
- Атолл 106, 158

Б

- Базис эрозии 71, 81, 85, 86, 166, 167, 170, 172, 174, 198
 - — местный 71, 81, 170
 - — основной 71, 81, 170
- Байджарахи 136, 137
- Балка 21, 74, 84, 102, 108
- Бараньи лбы 120, 125, 128, 141, 175
- Бар 99, 100, 103, 110
- Барранко (барранкосы) 54
- Барханные пески 150
- Барханы 23, 150, 151, 154, 155
- Батолит 46, 47, 52
- Бентос 181
- Берег луговой 78
- Берега (морские) 65, 101—110
 - абразионный 106
 - аральского типа 103
 - биогенные 105
 - выравненные 106, 204

- вулканические 101, 108
- далматинские 101, 102, 106, 203
- дельтовые 101, 204
- коралловые 101, 105, 107
- коренные 101
- лагунные 103
- ледяные 101, 104, 107, 204
- лиманные 101, 102, 203
- лопастные 101, 102
- Берега (морские) мангровые 101, 105, 107
 - маршевые 101, 103
 - молодые 101
 - потамогенные 107
 - рiasовые 101, 102, 106, 203
 - современные 101
 - термоабразионные 101, 103, 204
 - фиордовые 101, 203
 - шхерные 101, 203
- Береговая зона 96
 - линия 95, 96, 97, 100, 103, 107
 - платформа 97, 98, 99, 100, 101, 108, 109
- Береговой вал 99, 100, 103, 107, 109, 110
- Береговой обрыв 98
 - поток наносов 100, 107, 108, 109
- Блюдца 91
- Бомбы вулканические 48, 49, 53
- Бугристая тундра 135, 136
- Бугры 21, 134, 135, 136, 156, 157, 177, 178, 180
 - развевания 147
 - торфяные 137
- Булгунняхы 23, 135, 140, 142
- Бухты 54, 97, 100, 103

В

- Вади 147, 148
- Вадозные воды 89
- Вал береговой 98, 99
 - подводный 186, 187, 188
 - тектонический 39
- Вертикальная поясность 172, 173
- Вертикальные движения 42
- Вечная мерзлота 65, 156, 157
- Вершина (горы) 52, 53
- Вершинный перепад 72, 73, 74
- Взброс 37
- Водобойный колодец 72, 74

- Водопад 72, 75, 81, 82, 89, 101, 122, 126, 129
 Водохранилище 6, 65, 108, 109, 110, 160
 Воды вадозные 89
 — грунтовые 92, 94, 112, 133, 134
 — поверхностные 92
 — подземные 86, 89, 90, 93, 109, 133
 — ювенильные 89
 Возвышенность 176
 Возраст абсолютный 15, 23, 190
 — геологический 23, 182
 — геоморфологический 23
 — относительный 23
 — рельефа 23—24
 Волноприбойная ниша 97, 104
 Воронки водосборные 68
 — карстовые 20, 21, 91, 92, 93, 95
 — суффозионные 94
 Восходящее развитие рельефа 83, 173
 Впадины 20, 21, 23, 24, 91, 126, 127, 139, 159, 175, 176, 183, 185
 — океанические 196
 — суффозионные 94
 Вулканизм 38, 85, 107, 186, 187, 191, 193, 194
 Вулканы 28, 38, 40, 41, 45, 48—55, 143, 161, 164, 185, 187, 188, 196, 201
 — бандайсанского типа 48, 49
 — гавайского типа 48
 Вулканы действующие 54, 55, 180
 — пелейского типа 48, 49
 — потухшие 54, 55, 180
 — типа лавовых куполов 49
 — маар 48, 49
 — стромболианского 48, 49
 — этно-везувийанского 48, 49
 — трубки взрыва 48, 49
 Выветривание 22, 56, 61, 62, 63, 64, 66, 107, 180
 — морозное 61, 107, 111, 113, 119, 139, 168, 170, 172, 173, 174, 180
 — органическое 61, 62, 180
 — селективное 63
 — солевое 62, 148, 172
 — температурное 61, 172, 180
 — физическое 57, 61, 62, 63
 — химическое 56, 61, 62, 64, 119, 170, 180, 196, 197
 Выворотни 156
Г
 Гейзеры 50, 51, 55
 Генетическая классификация рельефа 22
 Геология 4—7
 Геологические карты 5, 18
 Геоморфология 4—7, 22
 Геоморфологический этап 193
 Геосинклиналь 36, 38, 165, 190, 191, 192, 193, 194, 195
 Геосинклинальный пояс 194—196
 Геосинклинальный режим 43, 45
 Геотекстуры 22, 195, 196, 202, 203
 Геохронологическая шкала 17, 18, 23
 Гидролакколит 134
 Гипоцентр 28
 Глубинные разломы 36, 37, 185
 Глинистый карст 92, 94
 Гондвана 192, 193, 194, 196
 Горные страны 52, 166
 Горные породы 10—14, 56, 57, 61, 62, 67, 72, 82, 83, 85, 89, 90, 92, 97, 101, 102, 110, 111, 141, 146, 156, 157, 162, 163, 189, 192
 — коренные 57, 156
 — магматические 10, 11, 180
 — метаморфические 10, 14, 192
 — осадочные 10, 14, 192
 Горст 35, 102, 168
 Горы 166—176
 — вулканические 52, 55, 166, 167, 186
 — высокие 172
 — глыбовые 167, 168, 169, 203
 — низкие 172, 174
 — покровно-складчатые 167, 168
 — складчато-глыбовые 167, 169, 203
 — складчатые 167, 169
 — средневысотные 172, 174
 — столовые 54, 107
 — тектонические 166, 167
 — эпиплатформенные 39
 — эрозийные 166, 167
 Гайоты 55, 188
 Грабен 35, 40, 102, 169, 186, 187
 Грибовидные скалы 148
 Гривы 78
 Группа 18
 Грядово-ячеистые пески 150, 152
 Грядовые пески 150, 152, 154, 155
 Гряды конечноморенные 128, 129
 — куэстовые 84, 85
 — моренные 23, 127
 — прирусловые 78
 Грязевые вулканы 51
Д
 Дайка 47, 48, 52
 Движения земной коры 27, 40, 42, 84, 198
 — древние 27
 — новейшие 27
 — орогенные 27
 — тектонические 27, 93, 107, 168
 Делли 138
 Дельта 71, 79, 80, 105, 109

Дельтовые равнины 177
 Дельты внутренние 80, 88
 Дельты выступания 80
 — заполнения 80
 — лопастные (ветвистые) 80
 — подводные 185
 — сухие 80
 Делювий 67, 68, 79
 Делювиальный плащ 68
 Денудация 22, 25, 47, 54, 63, 170,
 178, 179, 180, 183, 188, 189, 193,
 194, 195
 Денудационный уровень 174, 179
 Дрейф материков 42
 Десквамация 61
 Деструкция 22, 25, 170
 Дефляция 146
 Деятельный слой 65, 130, 132, 133,
 136, 138
 Дислокации 33
 Дислокации разрывные 32, 33, 34
 — складчатые (пликативные) 32, 33
 Дифференциация магмы 11, 42, 43,
 190
 Долины 54, 75—89, 92, 109, 127,
 141, 142, 159, 177, 184
 — асимметричные 82, 83
 — висячие 101, 110
 — V-образные 82, 83, 145, 173
 — корытообразные 82, 83, 89, 101
 — несогласнопадающие 86
 — пойменные 76
 — продольнопадающие 86
 — симметричные 82
 — согласнопадающие 86
 — трапециевидные 82, 83
 — тектонические 85
 — террасированные 82, 85
 — троговые 183
 — U-образные 82, 83
 — эпигенетические 85
 Долины ящикообразные 82, 83
 Древодидная речная система 87
 Друмлины 126, 128, 129, 178
 Дюны 60, 107, 110, 125, 150, 152—
 155
 — кольцевые 147
 — параболические 150

Е

Ерсеи 137

Ж

Желоба глубоководные 21, 183—187
 Жилы 46—48
 — грунтовые 136
 — ледяные 132

Зандровая равнина (поле) 122, 126,
 128, 129, 143
 Зандры долинные 122
 Затон 78
 Землетрясения 27—30, 65, 109, 110,
 159, 185, 188, 196
 — антропогенные 27, 28
 — метеоритные 27, 28
 — тектонические 27, 28
 — вулканические 27, 28
 — денудационные 27, 28
 Земная кора 8, 13, 62, 79, 100—102,
 110, 159, 166—169, 192, 195, 196
 Земляные пирамиды 68
 Зона выветривания 62
 Зоны вулканические 54, 55

И

Излучины 71, 75—78, 83, 85
 — врезанные 76
 — свободные (блуждающие) 77
 Изосейты 29
 Импациты 162
 Ингрессия 108
 Интрузия 52
 Исполиновые котлы 122
 Источники горячие 50, 51
 — карстовые 93

К

Кайнозойская эра 18, 191, 194, 196
 Кальдера 50, 53, 161
 Каменные кольца 137, 139, 142
 — ледники 64
 — многоугольники 135—139, 142
 — моря 64
 — осыпи 64, 197
 — реки 64, 197
 — россыпи 64, 197
 Камы — 126, 128, 140, 178
 Каньон 82, 83, 89, 110, 184, 185
 Кар 111, 118—120, 125, 127, 172,
 201
 Каровые озера 120, 127
 Карровые поля 90, 91, 148
 Карры 90
 Карты геоморфологические 193—209
 — аналитические 199
 Карты комплексные 199, 200
 — общие 199
 — синтетические 199
 — частные 199
 Карст 90—93, 139
 — глинистый 92, 94
 — обнаженный 90, 91

- покрытый 90, 91
- тропический 57, 93, 94
- Карстовые воронки 16, 91—95, 180
- колодцы 91, 93, 85
- котловины 91, 93, 95
- пещеры 91, 93—95
- процессы 86
- шахты 91, 95
- Кембрийский период 39
- Классификация форм рельефа 19—23
- Кливаж 33
- Клиф 97, 98, 175
- Конус выноса 21, 68, 71, 80, 118, 177, 184, 185
- Конусы вулканические 50, 54
- разрушения 162
- Кора выветривания 63, 196
- Корразия 146, 148
- Коррелятные отложения 23, 24
- Коррозия 90, 119
- Коса 100, 102, 103, 109, 142, 188
- Котловины 20, 21, 139, 147, 159, 183, 186, 187, 203
- выдувания 147, 155, 158, 179
- Котловины эрозионные 122
- Краевой прогиб 39
- Кратер 48—50, 53, 54, 143, 164, 166, 201
- Кратеры боковые (паразитные) 50
- взрыва 48—50, 53, 161, 162
- Криогенные формы рельефа 57, 202, 203
- Криолитогенез 132
- Криптозой 18, 190, 191
- Кровля слоя 31, 36
- Кружевные скалы 148
- Крыло сброса 35
- складки 33, 34
- Куэсты 84, 85
- висячие 118
- Ледники выводные 116, 117
- горные 114, 116, 117, 125, 127, 140
- долинные 118
- каровые 118
- материковые 116
- наваянные 117
- переметные 118
- покровные 114, 116, 117
- предгорные 119, 127
- пульсирующие 116
- сетчатые 117
- с расширенным концом 118
- типа альпийского 117
- — маляспина 118, 119
- — скандинавского 117
- — туркестанского 117, 118
- шельфовые 117
- Ледниковые отложения 125
- формы рельефа 125, 128, 172, 173, 203
- Ледниковый колодец 118
- стол 118
- щит 117
- Ледопады 113, 114
- Ледяные клинья 132, 133, 136, 139
- мельницы 122
- Лежачие складки 33, 34
- Ленточные глины 16, 122
- Лёсс 149, 178
- Лиманы 102, 103, 105
- Линейный размыв 69
- Ложбина 71, 74, 138
- Ложье океана 180, 181, 183—186, 188
- Лощина 134
- Лунки 152, 154, 155

М

- Л
- Лава 12, 48—50, 52, 53, 164, 190
- Лавины 112, 117—119, 157
- Лавовые плато 52, 54, 201
- Лавразия 192, 196
- Лагуна 99, 100, 103, 105, 106
- Лакколиты 46, 47, 52
- Лапилли 48, 53
- Лед глетчерный 112
- инъекционный 132
- ископаемый 103, 104, 132, 133, 139, 140
- сингенетический 132
- Ледники 25, 53, 57, 83, 101, 104, 112—120, 122, 123, 126—129, 168, 170, 173, 175, 177, 181, 195, 197, 198
- альпийские 117
- Маары 48, 49, 50
- Магма 11, 12, 46, 52, 161, 190
- Магматические горные породы 11—13
- абиссальные 46
- гипабиссальные 46
- Мантия 43, 45
- Материковый склон 180, 183, 184, 185
- Материковое подножие 183, 185, 188
- Меандры блуждающие 77, 78, 83
- Межмерзлотные воды 133
- Мезозойская эра 18, 183, 191—196
- Мезы 54
- Мелкосопочник 172, 175, 202
- Мерзлота вечная 22, 129, 133—138, 140, 156, 157, 179, 202
- многолетняя 129—131, 141—143
- неслоистая 130

- несплошная 130
- островная 130
- сезонная 112, 129—134, 140, 157
- слоистая 130
- сплошная 130
- Мертвый лед 126
- Метеоритные кратера 161—165
- Метеориты 22, 28, 161
- Методы изучения движения земной коры 40—41
 - исторической геологии 15—17
- Микрорельеф 77—80, 89, 135, 177, 178
- Минералы 9, 10, 13, 56, 61, 62, 189
- Моренный рельеф 127
- Морены 119, 120, 125, 128, 175, 183
- Морены боковые 121, 173
 - внутренние 121
 - движущиеся 121
 - донные 120—126, 129, 177
 - конечные 121—127, 129, 140, 173
 - локальные 126
 - напора 126
 - неподвижные 121
 - основные 122
 - срединные 121
- Моря эпиконтинентальные 193, 196
- Морфоскульптура 22, 196, 202, 203
- Морфоструктура 22, 37, 183, 196, 202
- Мофетты 50
- Мутьевые потоки 185
- Мощность слоя 31

Н

- Наволоки 100
- Надвиг 35, 37, 168
- Надводные террасы 100
- Надпойменные террасы 80, 81
- Надмерзлотные воды 133, 134
- Накипи 133
- Наледи 141, 142, 202
 - грунтовые 134
 - подземные 140
 - речные 133, 140, 141
 - родниковые 133
- Наледная поляна 141
- Некк 54
- Нектон 181
- Несогласное напластование 31, 32
- Нерусловой сток 66
- Низменности 176
- Нисходящее развитие 174
- Нунатаки 114, 116, 121

О

- Оазисы Антарктиды 117
- пустынь 118

- Обвал 28, 31, 65, 88, 93, 108, 109, 111, 162, 170, 185
- Обезглавливание рек 86
- Обращенный рельеф 168
- Овраги 19—24, 71, 75, 84, 89, 108, 142, 158, 159
 - боковые 73
 - висячие 73
 - донные 73, 74
- Огивы 114, 115
- Озера 93, 94, 142, 175
 - термокарстовые 139
- Озы 122, 125—129, 178
- Оледенение 197, 198
 - валдайское 123
 - вюрмское 123
 - гюнцское 123
 - днепровское 123—125
 - калининское 123—125
 - миндельское 123
 - московское 123—125
 - окское 123, 124
 - ошачковское 123—125
 - покровное 123
 - рисское 123
- Опльвины 31, 65, 66, 142
- Оползни 28, 31, 65, 88, 94, 95, 108, 109, 142, 160, 162
- Орогенческие движения 27
- Осадки органогенные 181
- Останцы выветривания 63, 175
 - обтекания 76
 - разветвления 147
 - термокарстовые 140
- Острова вулканические 54, 55, 106, 108
 - коралловые 105, 106, 156, 157
 - океанические 106
 - речные 76, 79, 80
- Островные дуги 183, 185, 186, 188
- Осыпи 64, 82, 83, 111, 170
- Осыпь подводная 97, 100
- Отдел 18
- Отдельности 53, 54, 63
- Отмель материковая 203
- Отрицательные формы рельефа 19, 20
- Отторженец 126

П

- Падение (слоев) (пластов) 34, 35
- Палеозойская эра 18, 128, 191—193, 195
- Палеонтологический метод 16, 189
- Педимент 174
- Педишлен 174
- Пемза 12
- Пенеплен 174

- Пепел вулканический 48, 49, 53,
 55, 127, 180
 Перейма 100
 Пересыпь 100, 109, 188
 Переходная зона 185, 186, 188
 Перехват рек 86, 87
 Период (геологический) 18
 — девонский 191, 192
 — каменноугольный 191, 192
 — кембрийский 192, 195
 — меловой 193, 194, 196
 — неогеновый 191, 197
 — ордовикский 191, 192
 — палеогеновый 196, 197
 — пермский 192
 Период силурийский 191, 192
 — четвертичный 197
 — юрский 196
 Пески барханные 149, 150
 — бугристые 150
 — вулканические 48
 — дюнные 149, 150, 152
 — заросшие 155
 — луговые 147, 158
 — незаросшие 155
 — полужакрепленные 155
 — полужаросшие 149, 150
 — прирусловые 78
 — ячеистые 147—150
 Песчаная рябь 22, 152
 Пещерные реки 93, 94
 Пещеры карстовые 91, 93—95
 Планктон 181
 Плато 23, 170, 202
 Платформа (геологич.) 36, 38, 39,
 167, 190—197, 202, 203
 — океаническая 40, 186
 Платформа береговая 97—101
 Платформенный режим 43, 45
 Плейстосейстовая область 29
 Плечи трога 120
 Плёс 78
 Плиты 38
 Плоскостной смыв 67, 83
 Пляж 75, 78, 96, 98, 107, 108, 143
 Побережье 60, 68, 96
 Побочень 75
 Поверхности выравнивания 179, 180,
 197
 Подвижный пояс 36
 Подводная осыпь 97
 — окраина материков 181
 Подводный береговой склон 96, 110
 Подмерзлотные воды 133
 Подземные воды 86, 89
 Подошва слоя 31, 36
 Пожары подземные 52
 Пойма 75, 77—83, 89, 135, 141,
 143, 158
 — высокая 80
 — двусторонняя 78
 — место впадения притоков 79
 — односторонняя 78
 — прирусловая 79
 — приустьевых участков и дельт 79
 — районов преобладания глубинной
 эрозии — 79
 — тыловая 77, 79
 — центральная 77, 79
 Покров лавовый 48
 Полуостров 168
 Полуострова 101, 103, 107
 Поля 21, 91, 95
 Поноры 91—93
 Поперечные профили долин 82, 83,
 89
 Поперечные профили поймы 79
 Пороги 75, 81, 82, 89, 126, 129, 140
 Поствулканические процессы 50
 Постоянный русловой сток 75
 Потоки ветропесчаный 146, 149, 154
 — временные 69, 75, 80
 — грязевые 60, 68
 — грязе-каменные 65, 68
 — лавовые 49
 Прикустовая косичка 21, 150, 152
 Приливы твердые 41
 Прирусловой вал 21, 77, 79, 142,
 177, 180, 184, 185
 Провалы 31, 91, 95, 133
 Продольный профиль потока 70,
 71, 74
 — — реки 81
 — — троговой долины 120
 Пролиты 80
 Проловий 69, 201
 Промоины 21, 53, 54, 69, 70—75,
 89, 142, 158
 Простирание (складок, сбросов) 34,
 35
 Протоплатформа 190
 Протерозойская эра 18, 39, 190—
 193
 Профиль равновесия 70
 Процессы выветривания 63
 — горообразования 192
 — карстовые 92
 — тектонические 92
 Псевдовулканические явления 51
 Пульсация 42
 Пустыни 144, 145, 149
 — глинисто-солончаковые 145
 — глинистые 145
 — горные 144, 172
 — каменистые 145, 146
 — песчаные 145
 — равнинные 144, 145
 Пустынный загар 62
 Пьяный лес 66

Пятнистая тундра 134
Пятящаяся эрозия 69, 72

Р

Равнинные страны 176
Равнины 88, 166, 175, 176
— абразионные 107, 178, 179
— аллювиальные 88, 107, 157, 176—179
— аккумулятивные 26, 167, 176—179, 195, 202, 203
— бугристые 176
— вогнутые 176
— возвышенные 176, 202
— волнистые 176
— выпуклые 176
— глубокорасчлененные 176
— горизонтальные 176
— дельтовые 177
— денудационные 26, 88, 174, 178, 179, 197, 202
— задровые 176—178
— ледниковые 177
Равнины межгорные 177
— мелкорасчлененные 176
— моренные 126, 176—178
— морские 178, 193
— нагорные 176
— наклонные 176
— нерасчлененные 176
— низменные 176, 179, 202
— озерные 177, 178
— органогенные 178
— отрицательные 176
— первичные 107, 176, 179
— пластовые 195—197, 202
— плоские 20, 176
— подводные 40
— предгорные 68, 71, 127, 177, 178, 185, 195
— пролювиальные 88
— скульптурные 176
— слаборасчлененные 176
— структурные 176
— ступенчатые 176, 180
— увалистые 176
— флювиогляциальные 178
— холмистые 174, 176
— цокольные 202
— эоловые 177, 178
Радиальные движения 27, 42
Развитие рельефа 24—26, 83
Разрез геологический 91
Расчленение горных стран 170—171
— виргация 170—171
— вертикальное 172
— горизонтальное 172
— кулисное 170—171
— радиальное 170—171

— перистое 170—171
— поперечное 170—171
— решетчатое 170—171
Расчленение равнин балочное 176
— долинное 176
— овражно-балочное 176
Регрессивная эрозия 69
Регрессия 192, 197
Рекультивация 160
Реликтовые воды 89
Рельеф 4—6, 18—26
— дюнный 126
— ледниковый 183
— обращенный 167
— песчаный 155
— столовый 169
— субазральный 183
— тектонический 186
— унаследованный 24
— фиксированный 24
— эрозионный 89, 183

Риа 102

Ригель 113, 120, 127, 128

Рифт 35, 38, 40, 194

Рифтовая долина 40, 43, 186

Рифтовый режим 40, 43

Рифы барьерные 105, 106

— береговые 105, 106

— внутрилагунные 105

— коралловые 105, 106, 156—158, 183, 190

— окаймляющие 105

Ротация (гипотеза) 42

Руководящие ископаемые 17

Русла рек 75, 76

Рытвины 21, 54, 71, 72

С

Сальзы 51

Сбрасыватель 35

Сброс 34, 35, 37, 43, 85, 86, 102, 168, 184, 186, 189

Сбросовая ступень 168

Свод 39, 84, 169, 186

Сдвиг 35, 37, 85, 96

Сейсмограмма 29

Сейсмические волны

— зоны 41

Селективное выветривание 63

Сель 65, 68, 69, 160

Силлы 46, 47

Синеклиза 39

Синклиналь 168

Система слоев 18

Сифон 93

Скалы 61, 63, 77, 97, 169, 175

Скалы курчавые 120, 125, 128, 183

Складки 33—36, 85, 168, 169

— антиклинальные 33, 84, 167
— косые 34
— лежачие 34
— опрокинутые 34
— перевернутые 34
— прямые 34
— синклинальные 33, 86, 167
Сланцевость 10, 63, 169
Сланцы 10, 14, 190
Снег 72
Смыв плоскостной 170
Согласное напластование 31
Солифлюкционные валы 135, 139
— ложбины 135
— террасы 139, 142, 175
Солифлюкция 65, 138, 139, 142,
172, 173, 197
Сольфатары 50
Сомма 50
Срединные хребты 37, 43—45, 183,
186, 187
Стадии развития карста 92, 93
— — рельефа 24
Стадия равновесия 98
Сталагмиты 94
Сталактиты 94
Старицы 76, 77, 177
Сток временный 69, 71
— нерусловой 66, 68, 71
Сток плоскостной 66
— постоянный 69
— поверхностный 66
— русловой 69
— струйчатый 66
Стратиграфический метод 16
Стрендфлет 107, 110
— древний 107
— современный 107
Структура тектоническая 85
Ступенчатые сбросы 35
Суффозионные воронки 94
— процессы 86
— цирки 94
Суффозия 65, 89, 91, 94, 95, 109, 142
Сырты 170

Т

Такыры 145
Талики 130
Тангенциальные движения 27, 42
Тектонические нарушения 46
Текущие воды 57, 58, 66, 87, 88, 89
Термокарст 103, 139, 140, 160, 197
Террасы 21, 50, 63, 82, 83, 88, 89,
103, 117, 123, 126, 135, 159, 167,
175, 194, 197
— абразионные 97, 100
— аккумулятивные 97, 184

Террасы аллювиальные 81
— коренные 82
— морские 96, 100, 101, 107, 110,
198
— нагорные 139
— надпойменные 78, 80—82
— оползневые 66
— речные 135, 142, 177, 198
— смешанные 82
— структурные 82, 169, 184
— цикловые 81
— цокольные 82
Терригенные осадки 181, 190
Теснина 82, 89, 173
Тетис 192
Течения (морские) 57, 58, 60, 85,
99, 100, 128, 180, 188
Тип расчленения 87, 172
Тип рельефа 19, 57
Типы берегов 203
— ледников 116
— речных долин 82
Томболо 100
Топографическая шероховатость 21
Торфяные бугры 137
Трансгрессия 107, 192, 194
Трансформные разломы 45
Трапы 176
Трехгранники 148
Трещинные изменения 48, 52, 55
Трещиноватость 33, 63, 91, 92, 109,
162, 169
Трещины 31, 63, 66, 90—94, 97,
111, 133, 135
— береговые 113
— ледниковые 113, 114, 121, 122
— морозобойные 135
Трог ледниковый 120, 127, 128,
173, 201
Троговые долины 101, 125, 172
Тундра бугристая 135, 136
— полигональная 135, 136, 142
— пятнистая 142
Турбидиты 185
Туф 50, 53, 55, 94, 190

У

Узьяки 103
Унаследованный рельеф 24
Устье 60, 71, 72, 75, 81, 102, 184
Ущелье 82, 83, 173, 184

Ф

Фас сброса 169
Фанерозой 18, 191, 195
Фация 14, 15, 17, 190
Фиксированный рельеф 24

Фирн 112—114, 116—117
Фирновая мульда 113, 119
Фирновый бассейн 112, 113, 116—
118, 120
Фирновые поля 112, 113, 121
Фитогенные формы 157
Флиш 15, 185
Флексура 34, 184
Флювиальные процессы 57
Флювиогляциальные отложения 122,
127, 178
Формация 15
Формы аккумулятивные 183
— рельефа 19—22, 87
— тектонических нарушений 31
— флювиальные 183
Фумаролы 50
Фундамент 38, 167, 192
Фьельды 117
Фульджи 147

Х

Холм 127
Холмистый рельеф 186

Ц

Цветущий лед 137
Центральные извержения 48
Цирк горный 172
— ледниковый 120, 201
— оползневой 65
Цунами 27, 30, 49, 53, 188

Ч

Чешуйчатые складки 35
Чехол осадочный 38, 39, 192, 195

Ш

Шельф 180, 183, 184, 185
Шток 46, 47, 52, 201
Щит 38
Щитовые вулканы 49, 52
Щит песчаный 149, 150

Э

Экзарация 119
Экзогенные процессы 24, 56, 97
— силы 22—26, 57

Элементы рельефа 19
Элементы сбросов 35
Элементы складок 33, 34
Элювий 57, 62, 63
Эндогенные процессы 24, 56
— силы 22—26, 57, 63
Эоловые отложения 146
Эоловый рельеф 143, 145—155
Эон 18
Эпейрогенические движения 27
Эпигенетические долины 85
Эпигеосинклиналь 37, 39
Эпицентр 29, 180
Эпоха горообразования 18, 191
— альпийская 194—197
— байкальская 39
— варисцидская 39
— герцинская 39, 192, 196
Эпоха каледонская 39, 192, 195, 196
— мезозойская 39, 195
— тихоокеанская 195, 196
Эра 18, 190
Эрозионные борозды 71
— рытвины 71
— формы рельефа 72, 87—89, 172
Эрозия 69, 72—75, 88, 119, 160,
170, 172
— боковая 71, 73, 75, 79, 83
— глубинная 70, 74, 75, 76, 79,
88—83, 173
— пятаяся 69, 72, 81
— регрессивная 69
Эруптивный аппарат 48
Эстуарий 80
Этап 189, 190, 193
Эффузивные процессы 48

Ю

Ювенильные воды 89

Я

Языковый бассейн 127, 129
Ярданги 148
Яри 147, 158
Ячей 152, 154, 155
Ячеистое выветривание 148
Ячеистые пески 150, 152

ОГЛАВЛЕНИЕ

	С.
Предисловие	3
Введение	4
Глава I. Земная кора	8
§ 1. Состав земной коры	8
§ 2. Определение возраста горных пород и геохронологическая шкала	15
§ 3. Общие сведения о рельефе	18
§ 4. Возраст и основные направления развития рельефа	23
Глава II. Эндогенные процессы и обусловленные ими формы рельефа	27
§ 1. Движения земной коры, их геологическое и рельефообразующее значение	27
§ 2. Магматизм, его геологическое и рельефообразующее значение	46
Глава III. Экзогенные процессы и обусловленные ими формы рельефа	56
§ 1. Общие сведения об экзогенных процессах рельефообразования	56
§ 2. Формы рельефа, обусловленные выветриванием	61
§ 3. Гравитационные формы	63
§ 4. Флювиальные процессы и формы рельефа	66
§ 5. Суффозионно-карстовый рельеф	89
§ 6. Рельеф береговой зоны морей и крупных озер	95
§ 7. Ледниково-нивальный и флювиогляциальный рельеф	110
§ 8. Криогенный рельеф	129
§ 9. Эоловый рельеф	143
§ 10. Формы рельефа, обусловленные деятельностью животных и растений	156
§ 11. Влияние деятельности человека на рельеф	158
§ 12. Метеоритные кратеры (космогенный рельеф)	161
Глава IV. Морфологическая характеристика суши и дна Мирового океана	166
§ 1. Морфология горных стран суши	166
§ 2. Морфология равнинных стран суши	176
§ 3. Морфология шельфа, материкового склона и ложа океана	180
Глава V. Основные этапы развития Земли и ее рельефа	189
§ 1. История развития Земли	189
§ 2. История развития рельефа	195
Глава VI. Геоморфологические карты	199
Список литературы	204
Приложение I. Геохронологическая таблица	205
Приложение II. Формы рельефа (А) и примеры их изображения на картах (Б)	208
Предметный указатель	215

70 коп.

2186

НЕДРА