

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО СВЯЗИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ТЕЛЕКОММУНИКАЦИЙ ИМ. ПРОФ. М.А. БОНЧ-БРУЕВИЧА» (СПбГУТ)

Кафедра экологии и безопасности жизнедеятельности

**КОНСПЕКТ ЛЕКЦИЙ ПО ДИСЦИПЛИНЕ
«ГЕОМОРФОЛОГИЯ»**

**Направление подготовки 05.03.06 Экология и природопользование
Разработчик: доцент, к.г.н. Никитин М.Ю.**

**Санкт-Петербург
2016**

ЧАСТЬ 1.

Общие вопросы

Предмет геоморфологии

Термин "геоморфология" в буквальном переводе с греческого включает три понятия: гео— земля; морфе — форма; логос— наука; им названа наука о формах земной поверхности. Разностороннее сочетание неровностей земной поверхности, именуемое рельефом, относится к числу сложнейших показателей нашей планеты. Рельеф формируется на границе основных сфер Земли: литосферы, атмосферы, гидросферы, биосферы — и отражает в своем внешнем облике многочисленные аспекты их взаимодействия.

Геоморфология как наука оформилась в конце XIX — начале XX веков как одна из естественноисторических наук о Земле, тесно связанная со всей системой географических наук (климатологией, картографией, ландшафтоведением, палеогеографией, гидрологией), с науками геологического цикла (тектоникой, геофизикой, геохимией, стратиграфией, минералогией), а также с математикой, химией, физикой. Изучение рельефа невозможно как без четкого представления о составе и свойствах слагающих его горных пород, так и без знания процессов, его формирующих. Эти органические связи характеризуют геоморфологию как комплексную науку, изучающую результаты деятельности эндогенных и экзогенных процессов. "Пограничное" положение геоморфологии отражено в определении ее разными авторами. И.С. Щукин пишет: "Геоморфология является отраслью физической географии, изучающей рельеф земной поверхности в процессе его развития и притом как один из компонентов географической среды, т.е. во взаимосвязи и взаимообусловленности со всеми прочими компонентами этой среды — геологическим строением, климатом, поверхностными и подземными водами, почвенным и растительным покровом, животным миром — и с географической средой в целом".

И ниже: "Наука, занимающаяся изучением рельефа земной поверхности, его элементарных форм и законов их развития, называется геоморфологией." С.В. Лютцау дает следующее определение:

"Геоморфология — наука о рельефе земной поверхности, который она изучает как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных сил и как составную часть ландшафтов земной поверхности". Вслед за О.К. Леонтьевым и Г.И. Рычаговым автор придерживается определения: "Геоморфология — наука о строении, происхождении, истории развития и современной динамике рельефа земной поверхности".

К важнейшим факторам рельефообразования, кроме перечисленных, относится проявление закона всемирного тяготения, иначе говоря, силы тяжести. Последняя проявляется в стремлении движения поверхностных вод, ледников, частиц мелкозема, по уклону земной поверхности.

В сравнении с такими элементами ландшафта как растительность, гидросеть, почвенный покров, рельеф отличается большей стабильностью. Вместе с тем, и ему присуща динамичность во времени и пространстве. В результате в каждый данный момент поверхность любого участка Земли — это выражение взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, проявляющихся в диалектическом единстве и противоречии.

Наконец, следует отметить, что внешний облик рельефа и характер геоморфологических процессов зависит от его разнообразия, то есть от частоты смены положительных и отрицательных форм, степени их контрастности друг относительно друга на данном участке земной поверхности.

Рельеф как компонент географического ландшафта

Рельеф — фундамент природных территориальных комплексов. Равнина или горы, озерная котловина или группа холмов, глубокое ущелье или высокий обрывистый морской берег создают специфику каждого ландшафта, на которую "накладываются" другие его компоненты: климат (микроклимат), почвы и растительность, поверхностные и грунтовые воды. На равнинных территориях даже очень небольшие неровности рельефа обуславливают различия в глубине залегания грунтовых вод, размещении почвенных разностей, составе лесных и травянистых группировок, а иногда и в микроклимате. В сухом (аридном) климате, например, понижения в 20 - 30 сантиметров служат местами засоления верхнего слоя почвы (за счет подъема соленых капиллярных вод), где распространяются ассоциации галофитов. Рядом на положительных элементах поверхности создаются условия для образования зональных почв (каштановых, сероземов) с типичной для них злаковой растительностью. В условиях влажного (гумидного) климата микропонижения заняты торфяно-болотными или переувлажненными глеевыми почвами с соответствующим набором растительных ассоциаций. Почвы повышенных участков представлены зональными дерново-подзолистыми и подзолистыми, покрытыми лесом.

В районах с холмистым или низкогорным рельефом возникает вертикальная дифференциация ландшафтов. Она проявляется заметной сменой природных условий под влиянием увеличения относительных высот. В аридных зонах вертикальная дифференциация сказывается в появлении на возвышенностях признаков более влажного климата, лесных растительных ассоциаций. В условиях таежной зоны вертикальная дифференциация выражается в распространении на возвышенностях хорошо дренированных почв, покрытых богатой растительностью смешанных лесов. Понижения в этой зоне заняты типичными таежными лесами, нередко заболоченными.

В любой ландшафтной зоне рельеф способствует проявлению закона азональности. Однако горы и геологические структуры, являясь азональным элементом ландшафта, вместе с тем, обуславливают комплекс вертикальной поясности, которая возникает в результате изменения температуры воздуха с поднятием вверх или особенностей литологии пород.

Если говорить о крупных нарушениях земной поверхности (горы), то они образуются эндогенными процессами и, естественно, не могут быть приурочены к определенной природной зоне. Вместе с тем, многие черты горного рельефа в разных зонах приобретают черты, обусловленные экзогенными факторами. Например, Полярный Урал при небольших (около 500 метров) абсолютных высотах имеет формы горных ледников — кары, трюги, висячие ледники, отсутствующие на Северном Урале (высота более 1000 метров), расположенном в лесной зоне.

Таким образом, проявление эндогенных факторов выражается в формировании азональных черт, а направленная деятельность экзогенных процессов создает специфические черты геоморфологических комплексов в разных природных зонах. Это отражается в названии некоторых из них: геоморфология пустынь, рельеф полярной и тундровой зон и т.д.

Каждому экзогенному или эндогенному процессу свойственно закономерное сочетание форм рельефа, которые образуют определенные геоморфологические комплексы. На этом основании И.С. Щукин выделяет несколько таких комплексов: комплекс гумидного климата (долинный рельеф), комплекс нивального климата (ледниковый рельеф), комплекс аридного климата, карстовый, горный, вулканический прибрежный и др.

По мере развития геоморфологии в ее недрах развилось три направления: климатическое, структурное и динамическое.

Значение геоморфологии для народного хозяйства

С момента возникновения, геоморфология относится к наукам, которые находят широкое применение в практической деятельности

Еще М.В. Ломоносов в книге "О слоях земных" (1763) отмечал необходимость изучать строение поверхности Земли для поисков полезных ископаемых. Геоморфологические методы являются ведущими при разведке строительных материалов (песка, гравия, глины). Поиски россыпных месторождений многих металлов (золота, платины, олова) ведутся с помощью геоморфологических методов; изучение строения и происхождения погребенного рельефа служит ключом при поисках алмазов, нефти, железомарганцевых и бокситных руд и др. Например, многие месторождения нефти и газа приурочены к мощным осадкам платформенного чехла, в котором образуются куполовидные и брахиформные структуры. Знание их расположения помогло открыть нефтеносные структуры в Предуралье, Западной Сибири, Белорусском Полесье.

Геоморфологические методы с успехом применяются при поисках рудных месторождений, связанных с разрывными дислокациями, которые нередко выражены в рисунке речных долин и озерных котловин, выходах на поверхность кварцевых жил и т.д.

Знание рельефа и слагающих его пород необходимо в строительном деле. Даже древний человек размещал свои жилища вблизи рек на нижних надпойменных террасах, не заливаемых весенними водами. Современные инженерные геоморфология и геология занимаются проблемами строительства в условиях сложного горного рельефа, в районах многолетней мерзлоты, карстующихся пород и т.д. Изучение рельефа обязательно при постройке не только городов и сельских населенных пунктов, но и отдельных промышленных предприятий, больниц, санаториев, детских оздоровительных учреждений.

При прокладке дорог в первую очередь учитывается экономическая выгодность трассы с точки зрения геолого-геоморфологических условий (крутизна склонов, необходимость сооружения тоннелей, мостов через реки и болота и т.д.).

Любое мелиоративное строительство (оросительные каналы, водохранилища, переброс вод между бассейнами рек) требует знания рельефа и состава горных пород. Недостаточный учет строения берегов, направления и интенсивности береговых процессов при сооружении портов нередко приводит к разрушению пляжей, развитию абразионных процессов и пр.

Геоморфологические исследования и картографирование обычно предшествуют почвенному и геоботаническому картированию, составлению различных специальных карт с изображением мелиоративной сети, участков дорог, опасных с точки зрения селевых потоков, оползней, оплывин, камнепадов, лавин, а также изобилующих карстовыми воронками, провалами и т.д.

История развития отечественной геоморфологии

В системе естественных наук геоморфология относится к числу сравнительно молодых. В значительной степени, ее возникновение (конец XIX - начало XX веков) было связано с потребностями развивающегося хозяйства. Знание геоморфологических особенностей территории обусловлено строительством дорог, сооружением плотин и каналов, разведкой и добычей полезных ископаемых, освоением новых территорий.

Первые теоретические закономерности и практическую направленность геоморфологии еще в XVIII веке изложил М.В. Ломоносов (1711-1765) в книге "О слоях земных". Диалектический подход к сущности развития рельефа он выразил в следующих закономерностях:

- 1. Формы земной поверхности создаются в результате борьбы и столкновения сил внутренних и внешних;**
- 2. Взаимодействие этих сил объясняет развитие не только малых, но и больших форм Земли;**

3. **Формы земной поверхности надлежит познавать в их развитии;**
4. **Формы познаются в связи с изучением полезных ископаемых, заключенных в земных недрах.**

В развитии науки XIX века большую роль сыграло Географическое общество России. К числу первых крупных русских геоморфологов относится П.П. Семенов-Тянь-Шанский (1827-1914), опровергнувший мнение А. Гумбольдта о вулканическом происхождении и молодом возрасте Тянь-Шаня. В своем труде "Путешествие" он показал, что многие глубокие долины рек Тянь-Шаня (Сарыджас, Чилик, Чарын) не только связаны с тектоническими линиями, но отражают интенсивность эрозионной деятельности. Что касается высокогорных выровненных поверхностей — "сыртов", то он отнес их к остаткам древнего ледника.

Д. А. Кропоткин (1842-1921) известен своими трудами о материковом оледенении Северной Европы и ледниковой геоморфологии.

В.В. Докучаев (1846—1903), создавший мировую школу почвоведения, был выдающимся геоморфологом. В его работах "Русский чернозем", "Способы образования речных долин Европейской России", наряду с другими, рассматриваются вопросы влияния рельефа на почвообразовательные процессы. Еще в своей первой научной работе о геоморфологии реки Качны в Смоленской области, В.В. Докучаев развивает идею о том, что речные долины создаются взаимно обусловленной деятельностью эрозии и аккумуляции; для ледниковых районов — в результате преобразования озерных систем, а для степных — оврагов и балок.

Особое место в геоморфологии занимает И.Д. Черский (1845—1892). Уроженец Беларуси, И.Д. Черский много лет работал в малоизученных районах Сибири. Его исследованиями были охвачены Прибайкалье, бассейны Селенги, Нижней Тунгуски. И.Д. Черский составил первую геологическую карту побережья Байкала. В 1891 г. по поручению Академии наук и Географического общества России возглавлял экспедицию по изучению рек Индигирки и Колымы. Он создал первую схему эволюции рельефа и тектонику-палеогеографическую реконструкцию внутренних районов Сибири.

Своими исследованиями и теоретическими работами известен И.В. Мушкетов (1850-1902). В 1877 г. вышла его книга по геоморфологии Туркестана, а несколько позже — фундаментальный труд "Физическая геология". И.В. Мушкетов, как и его современник австрийский геолог Зюсс, признавал доминирующую роль вертикальных движений земной коры в сравнении с другими видами тектонических колебаний.

А.П. Карпинский (1846/47-1936) — виднейший русский геолог, автор ряда теоретических разработок в геоморфологии. В конце XIX века в работе "О правильности в очертаниях, распределении и строении континентов" он стремился объяснить эндогенными факторами планетарные черты строения и взаимного расположения материков. А.П. Карпинский разрабатывал идею о колебательных движениях земной коры на примере Восточно-Европейской платформы. Он придавал большое значение деятельности важнейших экзогенных факторов — денудации, абразии, внес большой вклад в прикладную геоморфологию, разрабатывая идею о связи месторождений полезных ископаемых с рельефом.

Особая роль в развитии русской геоморфологии принадлежит А.П. Павлову (1854-1929). Свои работы он посвятил происхождению крупнейших форм Земли, считал, что они возникают в результате расхождения между формой сфероидальной и геоидальной, а также в связи с сокращением радиуса кривизны земной поверхности в процессе охлаждения. А.П. Павлов отмечал образование двух основных уровней земной поверхности: материковых платформ и океанического дна. Большое внимание он уделял механизму колебаний поверхности океана и следствиям этих колебаний. Изменения уровня океана, вызванные тектоническими процессами, он предложил называть тектоническими, а вызванные климатом — гидротектоническими. А.П. Павлову принадлежит и первая классификация

рельефа, получившая дальнейшее развитие у геоморфологов разных стран. Он выделял три генетических типа рельефа: тектонический, эрозионный, аккумулятивный.

На рубеже XIX—XX веков большую известность получили исследования таких крупнейших ученых, как Д.Н. Анучин и В.А. Обручев.

Д.Н. Анучин (1843-1923) был разносторонним географом, одним из основателей русской этнографии и лимнологии. Он возглавил первую кафедру географии в Московском университете, в 1894—1895гг. руководил крупной геоморфологической и гидрологической экспедицией по изучению истоков Западной Двины и Днепра. В журнале "Землеведение", основанном Д.Н. Анучиным, помещались отчеты по геоморфологии Русской равнины, строению ее речных долин и многочисленных озер. Эти отчеты и сейчас не потеряли своей актуальности.

Изучение рельефа Восточно-Европейской равнины продолжал один из виднейших советских геоморфологов ученик Д.Н. Анучина А.А. Борзов (1874-1930), который сформулировал основные черты геоморфологии этой территории на основе ее происхождения, истории развития, особенностей геологических структур.

Исследования В. А. Обручева (1863-1906) позволили получить обширные сведения о геоморфологии Азиатских пустынь и гор Южной Сибири. Геоморфологические проблемы, связанные с подземным оледенением, особенностями четвертичных отложений и форм рельефа, процессами в аридных зонах, горных странах, и многое другое отражено в таких фундаментальных работах, как "Геология Сибири", "Избранные труды по географии Азии" и др.

Крупнейшая школа геоморфологов после 1917 года развивалась на кафедрах Московского университета и отдела геоморфологии института географии Академии наук. Старейший представитель этой школы и основоположник многих направлений в геоморфологии — И.С. Щукин (1885-1985). В многочисленных работах он разрабатывал проблемы климатической геоморфологии, выдвигал концепцию общих географических связей, создал одну из первых и общепринятых классификаций рельефа. Учебники И.С. Щукина "Морфология суши" и "Общая геоморфология" послужили основой образования многих поколений геоморфологов.

К.К. Марков (1905-1980) выступает с позиций диалектического материализма и историзма. Наибольшую известность получил его труд "Проблемы геоморфологии", в котором автор разрабатывает учение о геоморфологических уровнях, а также рассматривает проблему относительного и абсолютного возраста рельефа.

И.П. Герасимов (1905-1985) является основоположником структурной геоморфологии. Совместно с Ю.А. Мещеряковым разрабатывает тезис о "геоморфологическом" этапе развития Земли. Согласно этой идее, современный рельеф Земли возник за отрезок времени конец мезозоя-кайнозой, но предопределен с начала мезозоя.

Теоретические и прикладные проблемы геоморфологии разрабатываются в трудах А.И. Спиридонова (геоморфологическое районирование, картографирование, формирование поверхностей выравнивания), С.С. Воскресенского (один из основоположников теории динамической геоморфологии, автор многочисленных работ по геоморфологии СССР); Н.В. Башениной (геоморфологические классификации, картографирование), А.Е. Криволицкого (общие геоморфологические и региональные проблемы в палеогеографическом аспекте), О.А. Леонтьева (морская геоморфология); вместе с Г.И. Рычаговым они создали учебное пособие для вузов, Н.А. Гвоздецкого (геоморфология карста), А.Ф. Якушовой (многочисленные учебники по геологии и геоморфологии), Т.В. Звонковой (инженерная и прикладная геоморфология), С.В. Лютцау (учебное пособие по геоморфологии для биолого-почвенных специальностей вузов), Ю.Г. Симонова (инженерная геоморфология), Л.Г. Никифорова (береговая геоморфология) и других.

Крупные геоморфологические работы Института географии АН СССР морфоструктурного, палеогеоморфологического, картографического направлений представлены в трудах А.А. Величко, А.А. Асеева, Н.С. Чеботаревой, Л.Р. Серебрянного, Д.А. Тимофеева и др.

Известны также геоморфологические школы Сибири (Н.А. Флоренсов, В.А. Николаев, О.В. Кашменская и др.), Литвы (А.Б. Басаликас, В.К. Гуделис, Ч.П. Кудабайдр.), Ленинградского университета, Украины, Казани, Саратова, Грузии, Армении и др.

Развитие геоморфологии в Беларуси началось в конце XIX - начале XX веков исследованиями А.Б. Миссуны (1869-1922) (первые уникальные труды по геологии и геоморфологии ледникового комплекса на территории Беларуси по стратиграфии ледниковых отложений), Г.Ф. Мирчинка (1889-1942) (палеогеография плейстоцена, доказал трехкратное оледенение территории Беларуси, составил первую карту четвертичных отложений Европейской части СССР), А.М. Жирмунского (1887-1970), (разработка проблем четвертичной геологии и палеогеологии), М.М. Цапенко (1911-1968), одна из основоположников школы белорусских геологов-четвертичников (проблемы геологии и геоморфологи Беларуси).

В послевоенные годы на всей территории республики было выполнено крупномасштабное геолого-геоморфологическое картографирование, которое легло в основу при составлении геоморфологической карты и карты четвертичных отложений. Школа белорусских геоморфологов объединяет ученых Белорусского государственного университета и Академии наук. Среди них особое место занимают В.А. Дементьев и Г.И. Горещкий. Дементьев долгие годы возглавлял кафедру "Физической географии" в Белгосуниверситете, разработал схему геоморфологического районирования Беларуси, составил и издал геоморфологическую карту. Ему принадлежат труды по морфометрии рельефа, сквозным долинам, краевым моренным возвышенностям и др.. Г.И. Горещкий широко известен как основатель отечественной палеопотамологии — учения о прареках. Он со своими многочисленными учениками создал новейшую стратиграфическую схему антропогенных отложений Беларуси, учение о ложбинах ледникового выпаживания и размыва.

Школа белорусских геоморфологов успешно развивается и включает многочисленный отряд специалистов среднего и младшего поколения. Они работали и работают в направлении геоморфологического картографирования, климатической и структурной геоморфологии, палеогеоморфологии, применения неотектонического и аэрокосмического методов. Все большее значение в современных работах приобретает практическое применение методов и результатов исследований. Нельзя не назвать в этой связи имена Л.Н. Вознячука, Е.П. Мандер, Б.Н. Гурского, О.Ф. Якушко, А.В. Матвеева, Э.А. Левкова, Р.И. Левицкой, В.И. Пасюкевича, Г.И. Илькевича, В.М. Широкова, Л.А. Демидовича, О.И. Карасева, А.К. Карабанова, Ю.Н. Емельянова, Л.В. Марьиной, М.А. Нальчика, С.Ф. Санько, Л.С. Вольской, А.И. Павловского и других.

Развитие геоморфологии за рубежом

Научные представления, положившие начало геоморфологии, содержатся в работах многих ученых. Еще в 1788 г. шотландец Д. Геттон опубликовал книгу "Теория Земли", в которой ввел понятие о геологическом цикле. Основоположник научной геологии Ч. Лайель в своей книге "Основы геологии", изданной в 1830г., выдвинул теорию непрерывного изменения земной поверхности под влиянием современных процессов — теория актуализма. Он также ввел термин — денудация, то есть разрушение под действием внешних сил. В 1852 году К. Науманн вводит в научную литературу понятие "морфология земной поверхности". Во второй половине XIX века ряд крупных геологов разрабатывают основы планетарной и структурной геологии, послужившие впоследствии теоретической базой развития геоморфологии.

Одновременно с русской школой геоморфологии развивались крупные зарубежные геоморфологические школы — американская и немецкая (альпийская).

Основоположник американской школы У.М. Дейвис (1850—1934) в своем обобщающем теоретическом труде "Географический цикл" выдвинул принцип эволюции в геоморфологии. В основу метода он положил представление о стадийности развития рельефа по формуле: *структура-процесс—стадия*. В понятие введенного им "географического цикла" входит представление о том, что поднятый вертикальными движениями участок поверхности подвергается воздействию экзогенных процессов и в ходе развития переживает последовательные стадии молодости, зрелости, старости. Если в первую стадию рельеф претерпевает интенсивное расчленение, то в стадии старости под влиянием денудации поверхность превращается почти в равнину — "пенеплен" (от лат. *paine* — почти и англ. *plain* — равнина). Процесс пенепленизации выражается срезанием высот и заполнением впадин, т.е. сглаживанием "сверху" (рис. 1). По признаку ведущего процесса Дейвис выделил "нормальный" (водноэрозионный), ледниковый, морской и аридный (эоловый) циклы развития рельефа.

Велика роль Дейвиса в практическом применении геоморфологических методов. К недостаткам его теоретических разработок относится недооценка морфоструктурного анализа и понятие о стадийности как о замкнутом процессе.

В. Пенк (1888-1923) — глава немецкой геоморфологической школы. Крупнейшие исследования проводил в Андах, на Гавайских островах, в Передней Азии. Его основное теоретическое произведение "Морфологический анализ" сыграло большую роль в геоморфологической науке. В нем заложена идея путем анализа морфологии поверхности установить характер тектонических движений, иначе говоря, выяснить основы взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов в образовании рельефа. Эта идея выражена формулой: 1) экзогенные процессы, 2) эндогенные, 3) то, что они создают, называется "морфологической сущностью". По мнению Пенка, соотношение эндогенных и экзогенных процессов выражается в форме профиля склонов. Прямые склоны рельефа свидетельствуют о том, что поднятие и денудация взаимно уравниваются, вогнутые склоны — преобладает денудация, выпуклые — преобладает поднятие. Вклад Пенка в теоретическую геоморфологию заключается также в правильном понимании возраста рельефа с историко-геологических позиций. К числу недостатков его теории следует отнести неверное положение о механизме возникновения предгорной лестницы, которую Пенк возвел в ранг геоморфологического закона. В отличие от Дейвиса образование пенеплена Пенк представлял как процесс развития речных долин в ширину (боковая эрозия) и раз разрушения водоразделов "с боков" до пересечения смежных речных долин и образования педиплена.

В 1967 году появился капитальный труд южно-американского ученого Л. Кинга "Морфология Земли". Наибольший интерес в нем представляют особенности образования выровненных поверхностей в условиях аридного климата. По мнению Кинга, планация (выравнивание) происходит в эпохи тектонического спокойствия в результате отступления склонов и образования возле их подножий слегка наклонных поверхностей — педиментов. В конечном счете, в процессе выравнивания возникает педиplen. В современном рельефе, Кинг насчитывает до шести этапов денудации (педипленизации) и разделяющих их более кратковременных этапов поднятия и эрозионного вреза. Подобно Дейвису, он выделяет эрозионные циклы, а вслед за Пенком углубляет понятие педипленизации. Вместе с тем Кинг ограничивается изучением платообразных равнин, ошибочно считая, что горы — лишь быстро проходящее явление на лике Земли и поэтому не заслуживают внимания.

К числу крупных современных геоморфологов принадлежит представитель английской школы Р.Дж. Раис. Его монография посвящена проблемам геофизики и тектоники Земли на основе новейших представлений о механизме формирования рельефа.

Методы геоморфологии

Каждая наука, имея собственный объект изучения, обладает специфическими методами. Философской методологической основой всех наук географического цикла служит диалектический метод познания. Всеобщая связь явлений, взаимодействие противоположных сил, проявление скачкообразности в процессе развития — эти законы служат основой геологических, геоморфологических, климатических и других процессов, формирующих поверхность Земли. Например, взаимодействие и одновременно противоположная направленность эндогенных и экзогенных процессов, которые имеют пульсирующий характер при смене коротких эпох горообразования длительными этапами относительного тектонического спокойствия.

Применение различных методов в геоморфологии требует определенных современных представлений о рельефе: поверхность любого участка территории, будь то холмистая равнина или горная цепь, овражно-балочная система или сочетание карстовых воронок, складывается из чередующихся отдельных форм рельефа. Каждую форму складывают элементы рельефа: грани или поверхности, ребра (пересечение двух граней), гранные углы (пересечение трех или более граней).

В природе сочетания элементов создают повышения и понижения, выпуклые или вогнутые формы, занимающие различное положение относительно горизонтальной поверхности (уровня моря). Сочетания элементов рельефа образуют вершины, седловины, линии водоразделов, тальвеги речных долин, бровки, подошвы и т.д. В выпуклых формах (вулкан, холм) склоны (элементарные поверхности) падают в разные стороны, а в вогнутых (карстовая воронка, озерная котловина) — наклонены навстречу друг другу. Различают формы открытые (долина, балка) и замкнутые (котловина, холм). Сочетание простых форм образует сложные формы. Например, вулканическая гора как форма рельефа осложнена вторичными эрозионными бороздами-барранкосами, озерная котловина — террасами.

К числу геоморфологических методов относится метод гипсометрических показателей, который сочетается с картографическим. Формы рельефа значительно различаются по величине. Многие авторы выделяют планетарные формы рельефа, мегаформы, макроформы, мезоформы, микроформы, наноформы.

Планетарные формы занимают площади в сотни тысяч и миллионы квадратных километров. К ним относятся материки (платформы), переходные зоны (геосинклинали), срединно-океанические хребты, подводные равнины мирового океана.

Мегаформы занимают площади в сотни или десятки тысяч квадратных километров. К ним относятся горные системы, крупные равнинные страны, разломы планетарного масштаба, впадины морей, срединноокеанические хребты.

Макроформы являются составными частями мегаформ с площадью сотни и тысячи квадратных километров. К ним относятся отдельные хребты горных систем, крупные межгорные впадины, возвышенности, долины крупных рек.

Мезоформы имеют площадь в пределах нескольких квадратных километров, и входят в состав макроформ. Это долины мелких рек, овраги, балки, крупные карстовые воронки, отдельные моренные гряды, булгунняхы.

Микроформы представлены фрагментами более крупных форм. К ним относятся суффозионные западины, эрозионные рытвины, отдельные эмбриональные дюны, каменные кольца в тундре.

Нанорельеф представляет сочетание очень мелких форм, осложняющих более крупные формы поверхности. В качестве примера можно отметить болотные кочки, муравейники, плужные борозды.

Легко понять, что три первые формы рельефа связаны с деятельностью эндогенного фактора и прослеживаются на картах самого мелкого масштаба. Три

последние — являются проявлением экзогенных процессов и изображаются на картах среднего и крупного масштабов.

Формы рельефа группируются в комплексы. Сочетание форм единого происхождения и возраста образует тип рельефа, например, эрозионный, горный, эоловый, долинный. При этом каждый тип создается определенным экзогенным и эндогенным процессом или их сочетанием.

Наиболее общую картину рельефа Земли дает гипсографическая кривая, на которой четко выделяются два основных уровня земной поверхности: материковый, расположенный между -200 — 1-2000 метров, который составляет около 30% земной поверхности и океанический — на глубинах 3000 — 6000 метров, на долю которого приходится 50% поверхности Земли. Остальные 20% занимают высокие горы и глубоководные желоба.

Средняя высота суши над уровнем моря 875 метров, а средняя глубина океана — 3730 метров. Средняя высота земной поверхности -2400 метров, что характеризует преобладание территории ниже уровня океана.

При характеристике гипсометрических уровней показательны также экстремальные отметки рельефа: высшая точка Земли — гора Джомолунгма (8848 метров), наибольшая глубина Мирового океана в Марианской впадине — 11034 метра. Максимальная амплитуда высот, таким образом, около 20 километров.

На основании гипсометрического подхода и в зависимости от преобладания абсолютных и характера относительных высот выделяется рельеф: низменный (0 - 200 метров) и возвышенный. Последний подразделяется на возвышенности (200 — 500 метров), плато (около 500 метров), плоскогорья (до 1000 метров), нагорья (более 1000 метров), высоко поднятые на тектоническом цоколе относительно слабо расчлененные территории. Горы — низкие (около 1000 метров), средние (1000 - 3000 метров), высокие (более 3000 метров), обширные сильно расчлененные поднятия. Следует отметить, что такая классификация по диапазону высот приближительна. Кроме абсолютных высот следует учитывать два фактора: степень расчленения поверхности и расположения в том или ином климатическом поясе. В частности, горы с одной и той же абсолютной высотой в умеренной зоне с влажным климатом приобретают черты густо расчлененной системы высоких гор (Альпы), а восточный Памир с аридным климатом при больших абсолютных высотах имеет характер высокого нагорья.

Гипсометрия океанического дна (батиметрия) включает неритовую зону (шельф) с глубинами 200 метров; батиальную (материковый склон) с глубинами 200 - 3000 метров, абиссальную (ложе океана) 3000 - 6000 метров и гипабиссальную (более 6000 метров).

Картографический метод в геоморфологии невозможно переоценить. Он дает возможность пространственного изображения геоморфологических комплексов, типов, форм рельефа и является заключительной основой любого геоморфологического исследования. Кроме того, картографический метод находит постоянное применение в орографическом картографировании. На основании последнего выяснилось, что сложность и многообразие форм земной поверхности классифицируется по семи принципам, которые обозначаются заглавными буквами русского алфавита: размер *A*, соподчиненность *B*, знак *B*, удлиненность *Г*, замкнутость контура *Д*, морфология в профиле *Е*, батиметрическое положение *Ж*. На основании перечисленных принципов, выделены следующие категории, каждой из которых присваивается буква с цифрой: по размеру — крупнейшие *Л*₁, крупные *Л*₂, мелкие *А*₃; по соподчиненности — сложные *б*₁, простые *Б*₂, нейтральные или переходные *Б*₃; по удлиненности — изометричные *Г*₁, вытянутые *Г*₂, по замкнутости контура — замкнутые *Д*₁ и незамкнутые *Д*₂; по морфологии в профиле — с плавным *Е*₁ и ломаным *Е*₂ профилем; по батиметрическому положению — в береговой зоне *Ж*₁ в пределах шельфа *Ж*₂ континентального склона и подножия *Ж*₃, ложа океана *Ж*₄.

Картографический и картометрический методы непосредственно связаны с важнейшим количественным морфометрическим методом в геоморфологии, построенном на математической основе. Морфометрия позволяет рассчитать и оформить картограммами самые различные характеристики рельефа: густоты горизонтального и вертикального расчленения, уклоны поверхности и крутизну склонов, озерность, овражность, холмистость и многое другое. Морфометрические расчеты необходимы в практической геоморфологии.

Наряду с картографическим и морфометрическим методами в современной геоморфологии не потерял своего значения метод полевых исследований, включающий маршрутный, полустационарный, стационарный, в том числе описательный с помощью составления сетки нивелировочных профилей и геодезических расчетов. В полевых условиях исследователь-геоморфолог даже без гипсометрической карты может выполнить морфометрический анализ, который строится на определении внешнего вида форм рельефа: островершинный хребет, плосковершинная возвышенность, куполообразная вершина, расчлененный овраг и т.д. На внешних признаках можно дать простую, но важную морфометрическую оценку: высокий, низкий, глубокий с цифровыми показателями (рис. 4, 5).

К числу важнейших, необходимых в геоморфологии относится генетический или историко-морфогенетический метод, с помощью которого выясняются не только внешние черты рельефа, но и их внутреннее строение. Этот метод широко применяется в геологии, палеогеографии, геофизике, почвоведении, инженерной геоморфологии и др.

В современной науке все большее значение приобретают методы: палеогеоморфологический, морфоструктурный, методы математического моделирования с применением системного анализа и космических аэрофотоснимков.

Палеогеоморфологический метод заключается в анализе по гребенного рельефа и геоморфологических процессов прошлого, в целях установления коррелятных отложений и связей с современным рельефом — границами древних береговых линий, морских трансгрессий, поверхностей выравнивания и т.д. При этом широко используются данные геологии, геофизики, палеопотамологии, палео-геологии, археологии.

Морфогетектонический метод дает представление о современных движениях земной коры — тектонических, эвстатических, изостатических, гляциоизостатических. Направление и темпы определяются с помощью изучения береговых линий морей и озер, речных террас, проявления эрозионных или аккумулятивных процессов. Основанием для обнаружения коррелятных рыхлых отложений, амплитуды поднятий и погружений за последние 100-150 лет могут служить данные многолетних геодезических съемок.

Морфоструктурный метод построен на определении соотношения геологического строения данного участка земной поверхности и современного рельефа. Крупные геологические структуры обычно четко выражены в рельефе: горные хребты, межгорные впадины. Мезоформы и даже микроформы также нередко обнаруживают связь со структурным планом территории, особенно если коренные породы залегают близко от поверхности. Например, в пределах Полесской низменности рисунок некоторых речных долин, скопление дюнно-бугристых форм, озерные котловины предопределены линиями тектонических разломов, выступами коренных пород.

Геоморфологические исследования в современной науке требуют использования космических и аэрофотоснимков. С их помощью удастся не только уточнить наземную геоморфологическую ситуацию, но также выделить наиболее крупные линейные элементы (в том числе погребенные), кольцевые структуры, разрывные дислокации, построить космогенетические карты.

Применение всех или одного из перечисленных методов должно сочетаться с системным анализом, при котором любой геоморфологический объект рассматривается как результат совокупности взаимосвязанных и взаимодействующих элементов целостной природной системы. В последней принимают участие три основных показателя:

источники энергии, геоморфологические процессы, ими вызванные, и результат их деятельности в виде сформированного геоморфологического объекта. Например, речная долина представляет собой природную систему, возникшую благодаря сочетанию эндогенных и экзогенных сил, в которой все элементы (русло, пойма, надпойменные террасы, вторичные эрозионные формы и т.д.) "подогнаны" друг к другу, объединены возрастными и генетическими критериями. Четкая геоморфологическая система обнаруживается в сочетании двух природных компонентов: озерная котловина и ее водосбор.

Возраст рельефа

В геоморфологии, как и в геологии, к важнейшим показателям рельефа относится возраст, определение которого необходимо для решения ряда генетических и практических задач.

В отличие от геологии, определение геоморфологического возраста данного комплекса рельефа или отдельных форм значительно сложнее в связи с ограниченностью применения стратиграфического, палеонтологического, петрографического методов, подкрепленных новейшими возможностями радиоуглеродного определения абсолютного возраста. Вместе с тем, как и в геологии, в геоморфологии существует понятие относительного и абсолютного возраста.

Под относительным возрастом рельефа понимается определение стадии его развития по комплексу характерных морфологических и генетических признаков. Например, речная долина на территории, недавно освободившейся от ледника, имеет невыработанную, слабо врезанную долину, высокую озерность, но постепенно врезается в подстилающие породы. В ее продольном профиле сохраняются выступы и озеровидные расширения. Так выглядит равнинная река в стадии юности (молодости). По мере старения река вырабатывает профиль равновесия и переходит в стадию зрелости. При стабильном базисе эрозии увеличивается боковая эрозия, расширяется пойма, река успешно меандрирует, течение ее становится замедленным — стадия старости.

Однако это старение относительное, так как при эвстатическом или изостатическом понижении уровня базиса эрозии река снова проявляет глубинную эрозию, врезается в подстилающие породы и приобретает черты относительной молодости.

Понятие относительного возраста применяется также при изучении взаимоотношений одних форм с другими. Например, овраги всегда моложе речной долины, на склонах которой они образовались; молодые конусы действующих вулканов моложе горного хребта, который они увенчивают и т.д.

Существует способ определения относительного возраста по коррелятным (одновозрастным) отложениям. Например, определение геологическими методами возраста конуса выноса оврага позволяет определить возраст самого оврага.

В ряде случаев поверхности выравнивания (денудационные) покрыты (фиксированы) рыхлой корой выветривания, возраст которой всегда моложе и определяется палеонтологическим и стратиграфическими методами.

С помощью радиоизотопных методов есть возможность определить абсолютный возраст рельефа. Наиболее часто применяется радиоуглеродный (по C_{14}), калий-аргоновый термоллюминесцентный, палеомагнитный и др.

Проблемы классификации рельефа

Рельеф представляет собой сложное сочетание элементов, форм, типов, расположенных в определенной закономерности в зависимости от их происхождения, возраста, геологических структур, климата, деятельности человека. Для систематизации всего этого разнообразия необходима таксономическая система — классификация. Принципы классификации рельефа могут быть различными; в каждом случае за основу берутся разные показатели: высота, размеры, геологические структуры, основные

экзогенные факторы и пр. Однако такой подход по одному признаку неизбежно будет односторонним и ограниченным. В современной науке большинством авторов признается генетический принцип классификации. В этом случае все разнообразие рельефа подразделяется на группы в зависимости от генезиса (происхождения) форм. Последний определяется характером и направленностью создавших их рельефообразующих процессов.

В соответствии с генетической классификацией выделяются две большие группы типов рельефа — эндогенная и экзогенная (табл. 1). Эндогенная группа типов подразделяется на два типа: тектонический и вулканический. Экзогенная группа типов включает восемь типов по числу важнейших процессов. Каждый тип экзогенного рельефа подразделяется на два подтипа — рельеф денудационный и рельеф аккумулятивный. Подтипы денудационного рельефа, созданные разными экзогенными процессами, имеют собственные названия: эрозионный, абразионный, экзарационный, дефляционный, суффозионный и др. Что касается аккумулятивного рельефа, то для его подтипов сохраняется единое название.

Важно отметить, что генетическая классификация синтезирует весь комплекс знаний о рельефе и содержит не только генетическую, но также морфологическую, геологическую, морфометрическую характеристики. Если опытный исследователь знает происхождение формы рельефа, то он может представить ее внешний вид, внутреннее строение, примерные размеры, геологические и морфометрические особенности. В связи с этим большинство общих геоморфологических карт составляется на генетической основе.

Таблица 1

Генетическая классификация рельефа

Группа типов	Типы	Подтипы (процессы)
1. Эндогенная	тектонический	поднятие, опускание. дислокация (пликативная. дизъюнктивная)
	вулканический	взрывной. аккумулятивный
2. Экзогенная	флювиальный	эрозия. аккумуляция
	гляциальный, фливиогляциальный	экзарация, эрозия, аккумуляция
	прибрежный	абразия, аккумуляция
	карстовый	выщелачивание, аккумуляция
	эоловый	дефляция. коррозия. аккумуляция
	склоновый	гравитация, перенос, аккумуляция. денудация
	биогенный	денудация, аккумуляция
антропогенный (техногенный)	денудация, аккумуляция	

Основные факторы рельефообразования

Уже отмечалось, что главным положением геоморфологии является представление о том, что рельеф формируется в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, действующих, как правило, в противоположных направлениях.

Основным источником эндогенных сил является тепловая энергия, которая возникает и накапливается в результате гравитационной дифференциации и

радиоактивного распада вещества недр Земли. Гравитация и радиоактивность, разогрев и последующее охлаждение недр Земли ведут к изменениям объема масс вещества, слагающего мантию и земную кору. Это приводит к возникновению вертикальных и горизонтальных движений; земная кора реагирует на них либо деформациями без разрыва пластов (пликативные дислокации), либо разрывами и перемещением (дизъюнктивные дислокации). Возникают интрузивные (батолиты, штоки) и эффузивные (вулканы) геологические образования.

Главным источником экзогенных процессов служит лучистая энергия солнца, которая трансформируется в энергию движения воды, воздуха, вещества литосферы, ледниковых масс, которые тесно взаимодействуют с гравитационной энергией и силой притяжения небесных тел, причем последние нередко проявляют себя как самостоятельно действующие факторы рельефообразования (склоновые процессы, приливные силы). Преобладание экзогенных процессов в конечном итоге приводит к денудации (лат. *denudatio* — обнажение), то есть разрушению и выколаживанию поверхности.

Эндогенные процессы, как правило, создают крупные формы рельефа, которые принято называть структурными (морфоструктуры по И.П. Герасимову). Они проявляются на земной поверхности в результате избирательной (селективной) денудации, препарировки геологических структур, нередко погребенных под рыхлыми осадочными отложениями. Так, значительные участки древних материковых платформ отличаются горизонтальной структурой, в которой принимали участие пласты разной стойкости (Устюрт, Восточно-Сибирское плоскогорье, Деканское нагорье). При длительной денудации и незначительной амплитуде эпейрогенических колебаний реки здесь формируют широкие плоские долины, разделенные столовыми водоразделами, вершинная поверхность которых прикрывается (бронируется) пластом относительно устойчивых пород. К структурному рельефу следует отнести также асимметричные хребты и гряды холмов, образованные при моноклиальном залегании горных пород. При этом речные долины и водоразделы между ними приобретают асимметричный профиль; склон долины, совпадающий с падением пласта, развивается как пологий, а противоположный — как крутой. В результате образуются куэстовые хребты, распространенные в Крыму, на Кавказе, в Средней Азии.

Своеобразные структурные черты проявляются в рельефе, образованном простыми пологими складками. По мере денудации в осевых частях антиклиналей формируются долины, вытянутые по простиранию складок, а на крыльях с моноклиальным залеганием пластов — куэсты. В процессе длительной эрозии в древних горах возникает "обращенный" рельеф, в котором местами наблюдается инверсия: синклиальные хребты и антиклинальные межгорные долины (рис. 7). Связь с геологическими структурами обнаруживается в виде соответствия направления речных долин или озерных котловин с простиранием тектонических трещин, разломов. Наиболее ярко это проявляется на щитах древних платформ (Балтийский щит), где большинство рек и озер соответствует линиям тектонических разломов. Эта закономерность свойственна и платформам с мощным чехлом осадочных пород. На Восточно-Европейской равнине значительная часть долин Волги и Днепра протягивается вдоль тектонических линий.

К важнейшим факторам рельефообразования относится климат и связанные с ним экзогенные процессы. Влияние климата изучается самостоятельным направлением геоморфологии — климатической геоморфологией. Рельефообразующая деятельность экзогенных процессов — предмет динамической геоморфологии. Соответствующие формы рельефа принято называть морфоскульптурными. Примерами на суше могут служить моренные гряды, барханы, овраги, термокарстовые западины, ложбины стока, булгуньяхи, на дне океана — подводные валы, бары, пересыпи и т.д.

Принято различать влияние на рельеф гумидного, аридного и нивального климатов. В условиях гумидного климата основное геоморфологическое значение приобретают деятельность поверхностных вод и химико-биологические процессы. Образуются

широкие речные долины, а в результате химических преобразований пород формируется мощная кора выветривания с алюмосиликатной основой. Климат способствует появлению мягких, округлых очертаний рельефа, и только в местах распространения карстующихся пород возникают формы карста — воронки, провалы, пещеры, карстовые озера.

В аридном климате основу денудации составляет механическое разрушение горных пород. Отсутствие активных транспортных средств (крупных рек) способствует накоплению материала, а резкие смены температуры и деятельность ветра стимулируют процесс денудации горных пород и образования своеобразных скульптурных форм

В нивальном климате к наиболее распространенным рельефообразующим процессам относятся деятельность ледников, разрушение горных пород под действием резких колебаний температуры, образование просадочных форм в мерзлых грунтах и т.д.

В создании облика рельефа немаловажную роль играют климат и геоморфологические процессы прошлого, влияние которых сказалось в распространении реликтовых форм (лат. *relictus* — оставленный) и комплексов. Например, в районах древнего материкового оледенения Европы и Северной Америки реликтовые холмисто-моренные ледниковые формы сохранили существенное значение в современном рельефе. Для Полесий Восточно-Европейской равнины характерны параболические дюны или "Полесские барханы", возникшие в эпоху таяния последнего ледника.

Сказанное позволяет разделить формы рельефа на согласные (конкордантные) и несогласные (дискордантные) с направлением современных геоморфологических процессов в той или иной климатической зоне.

К числу важнейших рельефообразующих факторов следует отнести новейшие тектонические движения земной коры, то есть движения в неоген-четвертичное время. Для графического выражения этого явления составляются специальные карты новейших тектонических движений, которые достаточно четко выражаются на гипсометрических картах. Так, областям слабовыраженных положительных вертикальных движений соответствуют равнины, невысокие плато, плоскогорья (Восточно-Европейская равнина, Среднесибирское плоскогорье), где скорость поднятия составляет несколько миллиметров в год. В областях интенсивных тектонических поднятий скорость движения земной коры составляет несколько сантиметров в год (Памир, Тянь-Шань, Тибет). Районы поднятий отличаются развитием денудации, малой мощностью осадочных пород. Областям интенсивных отрицательных неотектонических движений соответствуют низины с мощной толщей рыхлых отложений и преобладанием процессов аккумуляции. Следует отметить, что, в зависимости от тектонических движений, литологии слагающих пород и климата морфоструктуры в одних случаях находят прямое выражение в рельефе, в других — образуют "обращенный" рельеф (см. рис. 7). Последний наиболее характерен для древних горных стран, переживших не один цикл пенепленизации и расчленения.

Кроме новейших, в геологии и геоморфологии выделяются современные движения земной коры, выражение которых происходит в историческое время. Они определяются различными абсолютными высотами за определенный промежуток времени. Показателями современных движений могут служить морские и речные террасы, поднятые выше уровня моря коралловые постройки и т.д. Археологические данные свидетельствуют о быстром погружении некоторых прибрежных участков Эгейского моря, где несколько столетий назад поселения были заброшены человеком из-за наступления моря. В Неаполитанском заливе за последние 1500 лет разнонаправленные движения достигли 6 метров, что выразилось в погружении древнего храма ниже уровня моря и последующем его поднятии. В юго-восточной Англии отмечены опускания построек римского времени на 4 метра ниже уровня моря за 2 тысячи лет.

В зависимости от соотношения скоростей тектонических движений (U) процессов денудации (u) рельеф может развиваться по восходящему или нисходящему типу. Если $U > u$, рельеф развивается по восходящему типу. В этом случае усиливается глубинная эрозия, проявляется расчленение территории глубокими речными долинами (теснины,

ущелья). Продольные профили долин отличаются чертами невыработанных, изобилуют водопадами, порогами. Усиление денудации способствует быстрому удалению продуктов разрушения и обнажению "свежих" пород, образованию в понижениях мощной серии коррелятных пород.

Если $T < O$, процесс рельефообразования развивается в обратном направлении: уменьшаются абсолютные и относительные высоты, склоны выполаживаются, речные долины расширяются. Рыхлые отложения не выносятся за пределы гор и, оставаясь на месте, укрывают склоны плащом пролювия и других обломочных продуктов.

ЧАСТЬ 2.

ПРОЯВЛЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

ГЛАВА 1.

Основные гипотезы о формировании рельефа Земли

Понятие "эндогенные процессы" (от гр. *endon* — внутри и *gens* — род, происхождение) объединяет химические и физические процессы, происходящие во внутренних слоях Земли, связанные с радиоактивным распадом, химическими превращениями, гравитационными перемещениями и т.д. На поверхности Земли эндогенные процессы проявляются в вертикальных и горизонтальных движениях земной коры, сейсмических и вулканических явлениях. Эндогенные процессы создают основные черты земной поверхности, "скелет рельефа", состоящий из сочетания морфоструктур разного генетического ранга.

Лик Земли, т.е. расположение материковых глыб и океанических впадин, горных систем и низин, неоднократно менялся в течение геологической истории. Существует несколько гипотез, по-разному трактующих причины и следствия тектонических движений.

Гипотеза вертикальных движений, выдвинутая в XVIII веке М.В. Ломоносовым и шотландским ученым Д. Геттоном, была принята в XIX веке А. Гумбольдтом и сейчас не потеряла своего значения, хотя не может объяснить многие черты рельефа, в частности образование складчатых зон.

Основоположник научной геологии Ч. Лайсль в книге "Основы геологии" (1830) выдвинул теорию актуализма в эволюции рельефа, которая сводится к преобладанию медленного и непрерывного изменения земной поверхности под влиянием совокупности процессов, составляющих основу денудации.

Контракционная теория, господствующая в XIX веке, построена на космогонической гипотезе Канта и Лапласа. Ее основоположники — французский ученый Эли де Бомон, австрийский геолог Э. Зюсс — главную роль в формировании лика Земли отводили горизонтальным и вертикальным силам сжатия, связанным с процессом остывания Земли и образования ее коры. Эта теория не объясняла причин периодичности процессов горообразования в геологической истории.

Пульсационная гипотеза (американский геолог В. Бухер, советский ученый М.А. Усов) рассматривает формирование основных элементов рельефа Земли как результат чередования эпох сжатия и растяжения земной коры. При растяжении формируются геосинклинали и океанические впадины, при сжатии образуются горы, а платформы освобождаются от мелководных морских бассейнов. Эта теория с существенными дополнениями принималась также В.А. Обручевым. Однако в ней имеется серьезный недостаток: известно, что процессы сжатия и растяжения на Земле проявляются одновременно, но в разных местах. Построенная на диалектическом принципе борьбы

противоположных сил, пульсационная теория не утратила значения и для современной науки.

Гипотеза горизонтального перемещения материков (мобилизм) связана с именами немецкого геофизика А. Вегенера и американского ученого Ф. Тейлора (рис. 8). В начале 20-х годов XX века она получила очень большое распространение, так как привлекала доказательствами (внешними, видимыми) сходства очертаний материков, общих черт геологического строения участков суши, разьединенных океанами. Однако эта гипотеза не объясняла причин дрейфа континентов.

Гипотеза глубинной гравитационной дифференциации разработана В.В. Белоусовым в соответствии с космогонической теорией О.Ю. Шмидта. Формирование основных черт рельефа Земли объясняется радиоактивным распадом, разогревом вещества внутри Земли и его дифференциацией под влиянием законов гравитации и вертикальных перемещений. Основные принципы этой гипотезы прогрессивны, хотя она и не лишена недостатков (недоучет горизонтальных движений, в том числе, в геосинклиналях и др.).

Большое значение в науке приобрела гипотеза новой глобальной тектоники литосферных плит (неомобилизм). Согласно этой гипотезе, земная кора вместе с частью верхней мантии разбита сверхглубинными разломами на крупные жесткие глыбы—литосферные плиты толщиной более 100 километров, которые перемещаются по поверхности астеносферы в горизонтальной и вертикальной плоскостях относительно друг друга. Границы между плитами фиксируются линиями продольных осей срединно-океанических хребтов, в которых расположены глубинные рифтовые разломы. Последние служат осями спрединга, т.е. расширения земной коры. Материалы, полученные за последние десятилетия с помощью новейших методов исследования, подтвердили, что магматические породы, поднимающиеся по линии рифтового разлома, имеют очень молодой возраст. Зона спрединга фиксируется магнитными аномалиями, высокими показателями теплового потока, сейсмическими и вулканическими явлениями. Таким образом, в рифтовых впадинах конструируется новая (молодая) океаническая земная кора. Процесс раздвижения плит сопровождается поднятием крупных блоков земной коры под влиянием поддвигания (субдукции) или надвигания (обдукции) океанической плиты под материковую. Движущей силой спрединга являются подкоровые тепловые конвекционные течения в мантии Земли, имеющие вид замкнутых кругов. Геосинклинали возникают в тех местах, где два нисходящих потока смыкаются, происходит формирование коры материкового типа, складкообразование. В местах расхождения восходящих потоков преобладает растяжение и подъем магмы к поверхности.

ГЛАВА 2.

Типы движений земной коры и материковые формы рельефа

Данные геофизики свидетельствуют о разнообразии строения земной коры, которую разделяют на кору материкового, океанического и переходного типов. Кора материкового типа отличается значительной мощностью, достигающей в горных районах 70 километров (в среднем 35 километров). Обычно сверху она образует осадочный слой различной мощности и состава. Осадочный слой не сплошной. В низинах (Каспийская, Полесская) его мощность достигает 5-10 километров, в пределах поднятий (Воронежский горст) он уменьшается до нескольких десятков метров, а в щитовых областях (Балтийский, Украинский) вовсе отсутствует. Ниже осадочных пород залегает гранитный слой, представленный кристаллическими кислыми породами. Под молодыми горными системами его мощность достигает 50 километров, в пределах равнин сокращается до 15-20 километров.

Под гранитным залегает сплошной базальтовый слой, мощностью 15 — 20 километров.

Кора океанического типа заметно отличается по составу и мощности, которая везде не превышает 10 километров и распространяется в пределах ложа Мирового океана. Верхний слой коры этого типа представлен мягкими океаническими осадочными породами, мощностью несколько сотен метров, под которой залегает промежуточный слой (второй слой), состоящий из уплотненных осадочных пород, пронизанных базальтами. Основу океанической коры составляют базальты и близкие к ним основные породы (габро, нориты), мощностью 4-7 километров.

В современных геосинклинальных зонах выделяется кора переходного типа очень пестрого, сложного строения. В морфологическом отношении переходная кора включает три основных элемента: котловины глубоководных морей (Карибское, Японское), островные дуги (Малые Антильские, Японские острова) и глубоководные желоба (Яванский, Марианский). Для этого типа коры характерно близкое соприкосновение с материковой, с одной стороны, и океанической, с другой. Характерно также проявление сейсмических и вулканических явлений.

В современной научной и учебной литературе выделяется также особый тип земной коры под срединно-океаническими хребтами, которую принято называть рифтогенным.

Рифтогенный тип земной коры залегает под осадочным или промежуточным слоем пород. Здесь происходит смешение вещества коры и мантии, о чем свидетельствует скорость прохождения упругих сейсмических волн (7,3-7,6 км/сек), что менее, чем в мантии, но более, чем в базальтовом слое.

Современный лик Земли оформился сравнительно недавно, за период мезозой—кайнозой. В самом общем виде в рельефе выделяются две высотные ступени — материковая и океаническая, соответствующие вышеназванным типам земной коры. Площадь материков, включая подводную окраину и кору переходного типа, составляет около 230 миллионов квадратных километров. Материки — сложные геологические образования, сформированные в течение длительной эволюции литосферы.

Наиболее древние (докембрийские), относительно устойчивые основания (ядра) материков — платформы; наиболее молодые, подвижные в геологическом понятии — геосинклинали. Древние платформы представлены высокими денудационными, низкими аккумулятивными равнинами, сложенными типичной материковой корой. К их числу относятся: Африкано-Аравийская, Южно-Американская (Бразильская), Индостанская (Деканская), Восточно-Европейская (Русская), Северо-Американская (Канадская), Сибирская, Восточно-Китайская, Южно-Китайская, Австралийская, Антарктическая. Древние платформы характеризуются преобладанием эпейрогенических движений. Поднятия, расчлененные речными долинами и погружения охватывают огромные территории. Возникающие при этом антеклизы и синеклизы соответствуют возвышенностям и низменностям. Например, Прикаспийская и Амазонская низменности фиксируют одноименные синеклизы, Белорусская антеклиза и Вольно-Подольская возвышенности соответствуют поднятию кристаллического фундамента, а Средне-Русская — Воронежскому горсту. Медленные колебательные движения платформ могут иметь не только тектоническую, но также эвстатическую и изостатическую причинность, связанную с климатическими колебаниями уровня океана или увеличением (уменьшением) механической нагрузки на материк мощных осадочных пород, ледниковых щитов и т.д.

В пределах древних платформ наряду с денудационными и аккумулятивными равнинами отмечаются и горы, связанные, главным образом, с кристаллическими щитами. Такие горы чаще всего не имеют вытянутой ориентировки, их форма носит характер неправильного монолита, а возникновение связано с разрывной и взрывной тектоникой (дизъюнктивной дислокацией), которая не всегда согласуется с древней структурой щитов. Образуются изолированные поднятия, ограниченные щитами, такие горы получили собственные названия: Гвианское нагорье, нагорье Ахаггар, Тибести.

В некоторых случаях на щитовых горах обнаруживаются поднятые отпрепарированные магматические образования типа Хибинских лакколитов.

Таким образом, горные поднятия древних платформ делятся на: тектонические горы с невыраженной древней структурой и эрозионные, обусловленные глубоким врезанием рек (Среднесибирское плоскогорье).

Вторая категория глобальных структур — молодые платформы, возникшие на месте каледонских, герцинских, мезозойских складчатых областей. В их рельефе существенное место также занимают аккумулятивные и денудационные равнины, плато, плоскогорья. Например, плато Устюрт представляет собой денудационную равнину на герцинском основании, а Казахский мелкосопочник — на палеозойских складчатых структурах. Типичными аккумулятивными равнинами (плитами) на молодой платформе могут служить Западно-Сибирская и Индигирско-Колымская низменности.

Вместе с тем, для молодых платформ типично широкое распространение горного рельефа. Горы чаще всего утратили тектоническую активность, но продолжают контролировать наиболее высокие отметки рельефа и имеют линейную ориентировку. К их числу можно отнести Аппалачи, Урал. Несмотря на глубокий срез древних пород, молодые платформы, как правило, четко связаны с докембрийскими. В горах мезозойского возраста (Капские горы, горные системы Северо-Востока Азии) древние структуры срезаны неглубоко и определяют все черты современного рельефа. Наконец, к горам молодых платформ относятся системы, созданные проявлением сбросовой тектоники. В их рельефе проявления тектоники часто не совпадают с древними структурами и строение поверхности приобретает специфические черты. Типичны в этом отношении горы Центральной Европы и Скандинавские.

В рельефе гор молодых платформ, особенно линейно вытянутых, имеются различия, вызванные зональными экзогенными процессами. Например, Полярный Урал заметно отличается от Северного или Среднего благодаря распространению ледниковых форм.

Таким образом, среди гор молодых платформ можно выделить: горы с глубоко срезанной древней структурой, унаследованной последующими движениями и проявляющейся в современном рельефе, горы с неглубоко срезанной древней структурой, четко выраженной в современном рельефе, горы, образованные, главным образом, разрывной тектоникой с невыраженной древней структурой.

Наиболее значительные разрывные (дизъюнктивные) дислокации связаны с разрывом сплошности слоев и перемещением блоков литосферы. Глубинные и сверхглубинные разломы выразились в мега- и макроформах, например, формирование рифтовой впадины Красного моря, Калифорнийского залива. Горные системы сбросового типа получили распространение при повторном процессе горообразования, которое сопровождалось появлением горст-антиклинориев и грабен-антиклинориев. Примером могут служить герцинские системы Средней Европы, в частности грабен Рейна и горсты — Шварцвальд и Вогезы.

Особая структурная категория материков — возрожденные горные пояса или эпиплатформенные горы, которые характеризуются большими абсолютными и относительными высотами, значительной тектонической активностью. Эпиплатформенные горы образуются на месте древних пенепленизированных складчатых сооружений в результате интенсивных новейших и современных движений земной коры, крупных вертикальных перемещений блоков литосферы, проявления разрывной тектоники. Среди возрожденных эпиплатформенных горных поясов выделяются Восточноафриканский, Центральноазиатский и пояс Североамериканских Кордильер. Новейшими исследованиями установлено, что с эпиплатформенными областями связаны рифтовые пояса на материках, вдоль которых намечается начальный процесс разъединения континентов и рождения новых океанов. Например, рифтовая зона Красного моря и Аденского залива пересекает крупное сводовое поднятие высотой 2000 - 3000

метров. Тектоническое происхождение разлома определяется максимальными для всей Земли положительными аномалиями силы тяжести, очень высокими значениями теплового потока, выходами на дне горячих кислых рассолов, обогащенных металлами, проявлением сейсмизма и вулканизма (на Африканской стороне). Начало образования Аденского залива, по данным геомагнитной съемки, не более 10 миллионов лет; за это время полуострова Аравийский и Сомали раздвигались со скоростью 20 миллиметров в год. Южным продолжением рифта Красного моря служит Восточноафриканский рифтовый пояс возрожденных гор. Он протягивается от реки Замбези через систему тектонических озерных котловин: Ньяса, Танганьика, Киву, Альберт, и отличается высокой вулканической активностью (вулканы Килиманджаро, Меру). В районе Аденского залива рифтовая зона сливается со срединным хребтом Индийского океана. Типичные возрожденные горы — Эфиопское нагорье.

Центральноазиатский возрожденный горный пояс, испытавший особенно интенсивную тектоническую активность, включает крупнейшие горные системы: Тянь-Шань с вершиной Пик Победы (7439 метров), Куньлунь с горой Улугмузтаг (7723 метра), Каракорум с вершиной Чогори (8611 метров). Амплитуды относительных высот между вершинами хребтов и коренным ложем впадин достигают 12 километров. Огромные пространства, занимаемые Централь-ноазиатским поясом, объединяют крупные нагорья и плато — северную часть Тибетского, Байкальское. На севере продолжением Центральноазиатского пояса является рифт срединного хребта Северного Ледовитого океана, а на юге — Байкальский рифт.

Не менее грандиозен возрожденный горный пояс Североамериканских Кордильер, который протянулся в меридиональном направлении от плато Юкон до Калифорнийского залива. Система рифтов этого пояса продолжается рифтовыми линиями Восточно-тихоокеанского срединного хребта.

Строение земной коры имеет свои особенности в переходных от материков к океанам геосинклинальных поясах, иначе говоря, в зонах проявления процессов современного горообразования. Живые геосинклинали концентрируются в Тихоокеанском и Средиземноморском поясах. В течение длительного геологического времени геосинклинали являются областями прогибания земной коры и накопления мощной серии осадочных пород. Этот этап сменяется интенсивным поднятием, в результате которого на периферии геосинклинали формируются сложные складчатые структуры, а в центре — складчато-сбросовые горы, сложенные метаморфическими породами, пронизанные магматическими интрузиями. В результате возникает мощная материковая кора. Под Гималаями, например, она достигает 80 километров. Процесс горообразования сопровождается интенсивными сейсмическими и вулканическими явлениями.

Хорошо выраженные пликативные движения являются результатом горизонтальных перемещений. В рельефе преобладают складки различных типов и строения. Обычно антиклинории представлены поднятиями горных хребтов, а синклинории — межгорными впадинами. В процессе длительной денудации нередко возникает инверсия рельефа, в результате которой антиклинали нивелируются, а заполненные рыхлыми породами синклинали создают высокие участки горной страны. Складкообразование наиболее заметно проявляется в орогенных поясах (геосинклиналях). Сочетание различного типа складок, сложенных неоднородными породами в различных климатических поясах, создают наиболее разнообразный горный рельеф, особенно в местах проникновения в осадочные толщи магматических пород и при сбросовых движениях.

Горный рельеф (горная система) включает многочисленные хребты, вытянутые линейно с хорошо выраженным гребнем, склонами и подножием. Высшие точки гребня составляют вершины, а понижения между ними называются седловинами.

Ряд авторов выделяет три основных морфоструктурных элемента в рельефе молодых гор альпийского орогенеза в постгеосинклинальной стадии развития.

1. Горы со сводово-складчатой и складчатой структурой, характеризуются максимальными высотами, сложной системой разломов и очень глубоким эрозионным расчленением (Кавказ, Альпы, Гималаи). Своеобразие форм вызывается деятельностью рек, горным оледенением, интенсивностью склоновых процессов.

2. Иной характер имеют нагорья, расположенные также высоко, но относительно слабо расчлененные. Это массивы более древних складчатых сооружений, включенных в общее поднятие в постгеосинклинальную стадию развития. Некоторые нагорья в недавнее геологическое время испытали проявление вулканизма и их поверхность приобрела относительно ровный характер (Армянское нагорье). В окружении более высоких складчатых гор рельеф нагорий развивается в условиях аридной денудации (Тибетское, Иранское).

3. Важная часть строения рельефа стран альпийского возраста — межгорные впадины, лежащие на несколько километров ниже (Курильская, Колхидская и др.). Обычно они заполнены мощной серией осадочных толщ за счет разрушения окружающих гор, а также озерными или речными отложениями. В период горообразования окраины некоторых платформ оказались включенными в общий процесс тектогенеза, испытали прогибание и накопление рыхлых пород. В результате образовались предгорные низменности типа Кубанской, Терской, наклонных равнин Средней Азии.

Молодые геосинклинальные зоны Земли слагаются из трех основных элементов: котловин глубоководных морей (Японское, Охотское), лишенных на дне материковой коры, островных дуг с мощной материковой корой (Японские, Курильские острова) и глубоководных желобов с океаническим типом земной коры (Курило-Камчатский, Марианский). Резкие переходы одного типа коры в другой создают высокую тектоническую активность геосинклинальных морфоструктур (рис. 11).

Наиболее ярко переходные (геосинклинальные) зоны выражены на окраинах Тихого океана (Тихоокеанская геосинклиналь), в Карибском море, в западной части Альпийского пояса горообразования, который протягивается от Канарских островов через Средиземное море до Индонезии.

О.К. Леонтьев на основании строения глубоководных желобов, островных дуг и котловин глубоководных морей выделяет несколько типов переходных зон.

Марианский тип связан с наиболее глубокими желобами: Марианским, Тонга, Кермадек и др. В этой зоне очень активны процессы вулканизма и сейсмичности. Мощность осадочных пород настолько тонкая, что коренные породы и структуры выходят на поверхность.

Витязинский тип переходных зон представлен глубоководным желобом Витязь и Северофиджитской котловиной. Глубина желоба не более 6000 - 6500 метров. Отсутствие островной дуги отличает этот тип от других.

Курильский тип переходных зон имеет общие черты с Марианским, но характеризуется крупными островными дугами и большой мощностью континентальной коры. Особенно интенсивна весьма активная тектоническая деятельность.

Японский тип объединяет в своем составе крупные острова и мощную материковую кору, достигающую десятков километров. Характерен также интенсивный вулканизм и отрицательные аномалии силы тяжести.

Переходная зона Средиземноморского типа устроена наиболее сложно. Основу составляют крупные складчато-глыбовые горные системы (Альпы, Апеннины), разделенные глубокими морскими впадинами или понижениями суши. В их облике проявляются черты переходной стадии. Средиземноморский пояс альпийской складчатости является типичным примером постгеосинклинальной стадии развития. На западе его сохранились морские впадины — остатки древнего Тетиса с субокеаническим типом земной коры. Характерна большая мощность осадочного слоя (в Черном море более 15 километров). Сохранились в рельефе также структуры типа островных дуг (Ионические острова) и глубоководные желоба. Например, Эллинский желоб имеет

глубину 5,5 километра. В направлении на восток тип коры Средиземноморской геосинклинали становится все более материковым. Восточнее южного Каспия и вплоть до Индокитая господствует мощная материковая кора, хотя высокая сейсмичность, степень расчлененности, вертикальные движения свидетельствуют о том, что переход от коры геосинклинального типа к континентальной не закончен.

ГЛАВА 3. Проявление в рельефе Земли сейсмических явлений

К распространенным проявлениям эндогенных сил относятся сейсмические явления, которые отличаются быстротой и выделением огромного количества энергии. Глубина расположения центра землетрясений (гипоцентр) колеблется от десятков метров в рифтовых зонах до сотни километров в геосинклиналях — глубоководных океанических желобах, вблизи островных дуг. Под влиянием упругих колебаний — сейсмических волн возникают деформации земной коры, которые наиболее интенсивно проявляются вблизи эпицентра, то есть в зоне, перпендикулярной гипоцентру. Во время сильных разрушительных землетрясений в 10-12 баллов образуются трещины длиной в сотни метров, по линиям разломов происходят вертикальные смещения блоков земной коры с амплитудой до нескольких десятков метров. Нередко наблюдаются явления надвигов, горизонтальных сдвигов, иногда складчатых деформаций. Известно, например, что при Ашхабадском землетрясении 1948 года на поверхности земли образовалось множество трещин. Они тянулись на многие десятки метров, пересекая холмы и долины без видимой связи с поверхностным рельефом. По ним шло вертикальное перемещение с амплитудой более 1 метра. Во время Беловодского землетрясения в Киргизии (1885 год) вертикальные движения достигали 2,5 метров. При землетрясении в Португалии в 1770 году набережная г. Лиссабона мгновенно ушла под воду, а залив, возникший на ее месте, достигал 200 метров глубины. Известно, что во время землетрясения в Японии в 1923 году часть залива Сагами к югу от Токио площадью около 150 квадратных километров, поднялась на 200 - 250 метров, другая опустилась на 150 - 200 метров. В 1957 году сильные сейсмические толчки в Гоби-Алтае образовали грабен шириной около 800 метров, длиной 3 километра.

Во второй половине нашего столетия наиболее разрушительные землетрясения наблюдались в Чили, Мексике, Калифорнии и на Аляске. Они привели к заметным изменениям очертания тихоокеанского побережья Северной и Южной Америк, крупным погружениям, образованиям новых заливов и т.д. Еще свежи в памяти страшные последствия землетрясения в Армении в 1989 году, которые выразились в образовании глубоких трещин, вертикальных и складчатых движениях. О силе сейсмических процессов свидетельствует выделяющаяся колоссальная энергия, достигающая 10^{25} эргов или 10^{18} джоулей.

Определенную роль в изменениях рельефа играют моретрясения, то есть сейсмические проявления с эпицентром на дне океана.. Под их воздействием сдвигаются огромные массы рыхлых пород, скопившихся на склонах морского дна, вызывая перемещение и переотложения океанических осадков.

Вызываемые моретрясениями гигантские волны — цунами, обрушиваясь на берег, производят крупные разрушения и изменения береговой линии.

Не меньшую роль в изменении и преобразовании земной поверхности играют процессы, следующие за подземными толчками, особенно в горных районах. Наибольшее распространение имеют обвалы, осыпи, оползни, оплывины, осовы. В 1911 году мощный обвал на Памире создал плотину в долине реки Мургаб, достигающую высоты 600 метров и ширины 5 километров. Выше плотины образовалось Сарезское озеро длиной около 60 километров. В результате изменилось положение базиса эрозии впадающих рек. Таково же происхождение плотины в верховьях реки Баксан на Кавказе; последствия Армянского землетрясения 1989 года проявились в грандиозных оползнях и оплывинах. Стихийные разрушения и изменения рельефа известны в Таджикистане, где в 1949 году обвалы и

оползни, вызванные Хаитским землетрясением полностью погребли селение Хаит, причем мощность оползня достигла нескольких десятков метров.

Нередко землетрясения служат причиной гигантских горных селей, которые производят разрушительную, преобразующую работу на склонах, а у подножий гор формируют обширные конусы выноса.

Следует напомнить, что сейсмические явления на Земле, отличаясь мощной энергией, локализованы в пространстве и приурочены к древним и современным геосинклиналям, линиям сверхглубинных разломов, рифтовым зонам. Нередко сейсмические области совпадают с областями распространения действующих и потухших вулканов.

ГЛАВА 4. Рельефообразующая роль вулканических процессов

Вулканизм Земли (интрузивный и эффузивный) относится к числу распространенных и интенсивных факторов, формирующих и преобразующих рельеф ее поверхности. Возрастающие в результате интрузивного магматизма формы оказывают непосредственное внимание на рельеф, а также проявляются вследствие препарировки залегающих на глубине магматических тел, которые являются более стойкими по отношению к окружающим породам. Среди форм интрузивного вулканизма прежде всего выделяются батолиты и лакколлиты. Первые образуют крупные положительные формы, поверхность которых осложнена более мелкими, созданными экзогенными процессами. Нередко батолиты составляют высокие участки Кавказа, гор Средней Азии (Зеравшанский хребет) и др.

Лакколлиты распространены чаще в одиночку или группами. Они имеют характер округлых или слегка вытянутых поднятий или одиночных гор. Всеобщую известность получили Пятигорские лакколлиты Северного Кавказа, горы Бештау, Машук, Железная, Змеиная и др. Магматические породы (бештаунит) на горе Бештау отпрепарированы экзогенными процессами и выходят на поверхность, а на горе Машук они покрыты мощным слоем известняков. Типичным лакколлитом в Крымских горах является Аю-Даг (Медведь гора) близ Ялты.

От лакколлитов нередко отходят апофизы (секущие жилы, дайки), образующие на земной поверхности узкие выступы, ступени с крутыми склонами, образованные в результате процесса препарирования магматических пород.

Вулканические извержения (эффузивный магматизм) различаются по времени проявления — современные и древние, а также по способу выхода магмы на поверхность — площадные, линейные и центральные.

Площадные извержения были характерны для ранних этапов формирования земной коры, когда тонкие, неустойчивые ее слои легко проплавливались, разрывались, открывая пути магматическим расплавам. Выйдя на поверхность, расплавленная лава (чаще всего базальтового состава) разливалась по поверхности и застывала, создавая слегка выпуклые или плоско-волнистые плато, так называемые траппы. Наиболее известные перм-триасовые трапповые образования известны на Восточно-Сибирском плоскогорье, где их площадь достигает 1,5 миллиона квадратных километров, на юге Бразилии (около 1 миллиона квадратных километров), они составляют основу плоскогорья Декан на полуострове Индостан, Колумбийского плато в Колумбии. Наиболее молодые (кайнозойские) трапповые образования распространены на Армянском вулканическом нагорье.

Линейные извержения приурочены к тектоническим трещинам и глубинным рифтовым разломам, где жидкая лава образует своеобразную "лавовую реку" и изредка во время извержений изливается за ее пределы. Единственный в мире пример современного линейного вулканизма находится на острове Исландия — вулкан Лаки. В 1733 году из трещины Лаки изверглось 12,5 кубических километра лавы, которая разлилась на

площади 565 квадратных километров. Относительно молодые трещинные вулканы обнаружены на Северном острове Новой Зеландии.

Центральные извержения получили наибольшее распространение в современную геологическую эпоху. Они характеризуются тем, что из магматического очага расплав поступает вверх под давлением газов по каналу— жерлу и выходит на поверхность через кратер. Вынесенные вулканические продукты размещаются вблизи кратера и при неоднократных повторениях извержений образуют вулканические горы различной высоты и формы.

При извержении имеет место три типа процессов:

- 1. эффузивный, связанный со свободным истеканием магмы через подводящий канал;**
- 2. эксплозивный, взрывной, обусловленный бурным, в форме взрыва выделением газов;**
- 3. экстрезивный, заключающийся в выжимании магмы под давлением газов и вышележащих пород.**

В результате центральных извержений образуются маары, щитовые и конусовидные слоистые вулканы. Маары представлены воронкообразными или цилиндрическими углублениями, возникающими в результате одной эксплозивной фазы, при взрыве магматических газов без излияния лавы. Размеры в поперечнике 0,3 - 3,5 километра, глубина достигает 300 - 400 метров. Во влажном климате маары заняты озерами. Маары известны на Центральном Французском массиве, в Центральной Америке, Новой Зеландии, Южной Африке, Якутии. В последних двух районах это трубки взрыва до 800 метров в диаметре, заполненные ультраосновной породой (кимберлитом), с которой связаны месторождения алмазов.

Экстрезивные купола — наиболее простой тип аккумулятивных вулканических построек с крутыми склонами различной высоты. Их образует вязкая малоподвижная кислая лава, которая выдавливается на поверхность давлением газов и быстро застывает. Наиболее известным является вулкан Мон-Пеле на острове Мартиника.

Щитовые вулканы сложены очень подвижной базальтовой лавой. Они имеют пологие (до 6 - 8°) склоны, и лишь вокруг самого кратера возникает кольцевой вал с более крутыми наружными склонами. Типичные районы распространения щитовых вулканов — Исландия и Гавайские острова. Кратеры щитовых вулканов отличаются крупными размерами, достигающими сотен метров в диаметре. Между извержениями жидкая лава заполняет кальдеру подобно озеру, а извержение проходит спокойно, без взрывов (Мауна-Лоа).

Конусы, состоящие целиком из рыхлого материала, возникают чаще всего, в результате эксплозивного процесса накапливаются в основном твердые продукты вулканической деятельности — пепел, песок, лапилли, бомбы (рис. 12).

Слоистые вулканы, или стратовулканы — это конусовидные горы, которые формируются после нескольких извержений и чередования эффузивного и пирокластического материала. К данному типу относятся Фудзияма, Кроноцкая и Ключевская сопки, Килиманджаро. За счет периодически повторяющихся извержений происходит рост вулканической постройки, вследствие чего магма уже не в состоянии подниматься по главному жерлу, а использует трещины на склонах вулканической горы. Так возникают паразитические кратеры, характерные, например, для Этны, Ключевской сопки. Размеры и глубина основных кратеров различны и не связаны с размерами самих вулканов. Например, кратер Этны, имеющий у основания диаметр около 45 километров, составляет 527 метров в поперечнике; вулкана Раоун на Яве — почти 2,3 километра при глубине 650 метров. Кальдерами (исп. кальдера — большой котел) называют крупные кратеры, возникающие за счет удаления значительной части вулканической горы. Известный пример — озеро Крейтер в Каскадных горах (до 10 километров в диаметре);

пример кальдеры взрыва — Кракатау. В условиях влажного климата кальдеры часто заняты озерами и бухтами. Кальдера обрушения — бухта Львиная пасть на острове Итуруп Курильского архипелага. Иногда в кальдерах вырастают молодые действующие вулканические конусы, как у Везувия и вулкана Крашенинникова на Камчатке. Остатки древнего конуса образуют в этом случае подковообразную возвышенность — Монте-Сомма у Везувия.

Своеобразный микро- и даже мезорельеф образуют продукты извержения вулканов — лавовые потоки, стекающие по склонам гор. Обычно чем лава более кислая (содержание кремнезема 70 - 80%), тем быстрее и ближе к кратеру она застывает. Базальтовые лавовые потоки достигают 60 - 70 километров. Застывая, лавовый поток покрывается коркой шлака, которая нередко разрывается, неостывшая лава вытекает из-под корки и на ее месте образуется полость — лавовая пещера. Потолок этой полости, остывая, обрушивается, образуя отрицательную форму — лавовый желоб.

Для застывшего потока лавы характерна глыбовая и кишкообразная поверхность. Первая характерна для кислой лавы и представлена хаотическим нагромождением глыб, изъеденных провалами, пещерами, трещинами. Внешне процесс подобен карстовому, тем более, что атмосферные осадки просачиваются на глубину, а поверхность в молодой стадии преобразования лавового потока почти лишена поверхностных вод. Кишкообразная лава отличается причудливым рисунком застывших извилистых складок, гигантских скрученных канатов, кишок. Эти формы характерны для лав с высокой температурой и малым содержанием летучих компонентов. Интенсивное выделение газов вызывает появление на поверхности гор-нито, которые имеют вид конусов из шлаков и лапиллей. При подводных извержениях в условиях водной среды и значительного гидростатического давления формируется шарообразный или подушечный микрорельеф.

Вулканы заметно изменяют поверхность материков, но еще в большей степени — океанического дна. По современным данным действующие вулканы суши представлены 600 - 800 объектами. Несравненно больше вулканов на дне океана, только в Тихом океане их насчитывается около 3000.

Известно, что вулканические проявления иногда наблюдаются на глазах человека. В литературе описаны случаи появления в результате подводных извержений островов из вулканического туфа. Такой остров Фердинандеа возник в Средиземном море, а остров Иоанна Богослова — в группе Алеутских островов. Морские волны быстро разрушили молодые острова. 20 февраля 1943 года мексиканский крестьянин Динисио Пулидо заметил на своем поле трещину, из которой поднимался пар, выбрасывались горячие камни и пепел. К утру вырос 10-ти метровый конус твердых вулканических продуктов, а к 1952 году высота конуса достигла 457 метров над уровнем плато, площадь, покрытая лавой, составила 24,8 квадратных километра.

Вулканическими породами сложены многочисленные острова и их группы в Океании: Маскаренские, Азорские, Гавайские, Трис-тан-да-Кунья и многие другие. Самым крупным вулканическим островом является Исландия. Все они располагаются по длинной оси срединно-океанических хребтов.

Изменения рельефа вулканическими процессами выражается также во внезапных, нередко катастрофических извержениях эксплозивного типа. В 1883 году извержение вулкана Кракатау в Зондском проливе вызвало взрыв и разрушение большей части острова, на месте которого возникли морские глубины до 270 метров. Гигантские волны — цунами обрушились на побережье Суматры и Явы, смыли населенные пункты, погибли десятки тысяч жителей. Извержение вулкана Катмай на Аляске в 1912 году привело к разрушению конуса, образованию кальдеры диаметром 4 километра.

Вулканические процессы нередко оказывают существенное влияние на уже существующий рельеф. Например, в долине реки Замбези лавовый поток создал плотину, изменив, таким образом, режим рек и морфологию долины, создав условия для образования ряда водопадов, в том числе, водопада Виктория. Для вулканических районов

характерно изменение формы береговой линии, образование озер в кальдерах потухших вулканов, а также небольших центров горных ледников. Известностью пользуются кальдерные озера на острове Ява, полуострове Камчатка (озеро Ксудач) и др. (рис. 13).

Своеобразные геоморфологические процессы преобразуют горы потухших вулканов. Талые и дождевые воды, временные потоки, двигаясь от вершин к подошвам, образуют радиальную систему глубоких долин — барранкосов, которые по мере разрушения вулканического конуса превращаются в радиальную сеть речных долин.

По мере денудации вулканического рельефа более стойкие скопления лавы отпрепарируются, образуя причудливые останцы, слепки жерла, получившие в разных странах собственные названия: "Башня дьявола" — национальный природный памятник США в северо-восточной части Вайоминга высотой около 200 метров, сложенный фонолитовым порфиром, преобразованным столбчатой отдельностью в результате выветривания. Такого же типа Драконовы скалы в рейнских горах, гора Исхарен в массиве Ахаггар.

В областях древних площадных извержений базальтовой и андезитовой лавы описаны, так называемые, мостовые гигантов, образованные в результате выветривания и денудации. Поверхность приобретает полигональный рисунок, напоминающий искусственно выложенные каменные мостовые.

Проявления магматического рельефообразования известны также целым рядом поствулканических явлений, в частности, газовыми и водными источниками. К первым относятся фумаролы, сольфа-тары, мофетты. Горячие газы, выделяемые газовыми источниками, вблизи выхода в атмосферу конденсируются, образуя скопления рыхлых продуктов конденсации — травертины, туфы. Наибольший интерес среди поствулканических явлений представляют термальные и гейзерные источники. Места извержения горячих подземных вод окружены причудливой формы террасами, натечными образованиями, сложенными гейзеритом. Классическими областями распространения гейзеров является Камчатка (долина гейзеров), Новая Зеландия, Исландия, Йеллоустонский национальный парк в США.

Отрицательные последствия вулканической деятельности связаны с разрушением населенных пунктов и отдельных построек, уничтожением плодородных земель, лесов. Нередко в результате извержения погибают люди. В то же время вулканические явления дают возможность человеку изучить состав пород, слагающих глубинные зоны Земли.

Грязевые вулканы

По внешнему виду грязевые вулканы весьма сходны с настоящими, но отличаются от них гораздо меньшими размерами и продуктами извержения. В результате извержения выделяются глинистые породы, насыщенные водой и превращенные в грязь различной консистенции. В зависимости от причин возникновения грязевые вулканы можно разделить на: 1) связанные с выделением горючих газов; 2) приуроченные к областям магматического вулканизма и обусловленные выбросами магматических газов.

Грязевые вулканы первой группы располагаются в сводовых частях антиклинальных нефтяных структур (Апшеронский, Таманский, Керченский полуострова). При извержении выделяются метан, углекислый газ, сероводород. Наиболее крупные грязевые вулканы достигают высоты 400 - 500 метров и имеют диаметр 5-6 километров. Окружность основания вулкана Горелая Могила на берегу Таманского залива — около 3 километров. Крупное извержение этого вулкана произошло в 1794 году.

Другая группа грязевых вулканов при извержении выделяет вулканический пепел, насыщенный водой. Такие вулканы известны на Камчатке, на острове Сицилия, в Исландии, Центральной Америке и других районах.

ГЛАВА 5. Мегарельеф подводных окраин материков и ложа океана

Рассматривая мегарельеф Земли, необходимо остановиться на проблеме рельефообразования ложа океана, его основных морфоструктурных категориях.

В последние десятилетия появились новые исследования по геоморфологии, геофизике, геологии океанического дна, заставившие во многом пересмотреть сложившиеся ранее представления. Это касается, в первую очередь эндогенного рельефообразования. Кроме того, доказано, что на значительных глубинах океанов активно развиваются гравитационные, гидрогенные, биогенные геоморфологические процессы.

Особую геолого-геоморфологическую категорию представляет рельеф подводных окраин материков, на долю которых приходится около 35% площади материков. Отметим, что чем больше океан, тем меньшую долю от его площади занимает подводная окраина. У Тихого океана, например, она составляет 10%, а у Северного Ледовитого — более 60%. В пределах подводных окраин материков выделяется шельф, материковый склон, материковое подножие.

Шельф — прибрежная часть океанического дна с относительно равнинной или слабо покатой поверхностью, характерной для рельефа материковых платформ. Условная изобата 200 метров, ограничивающая шельф, в зависимости от строения платформ и неотектонических движений, изменяется от 40 - 50 километров (Азиатское побережье Ледовитого океана) до 1000 километров (Охотское море). При общей равнинности основных морфоструктур для рельефа шельфа характерны реликтовые формы, связанные с деятельностью материковых оледенений, вызывавших обнажение прибрежных равнин и межледниковыми эпохами с характерными для них трансгрессиями океана.

Для рельефа шельфовой зоны характерны затопленные речные долины, которые являются прямым продолжением материковых речных долин, по которым выносятся в океан продукты разрушения, а также затопленные фрагменты древних береговых линий: абразионные уступы, морские террасы, участки аккумулятивных равнин, сложенных морскими отложениями. Крупными геоструктурами шельфа являются также понижения (синеклизы) и возвышенности (антеклизы) с различной мощностью осадочных пород. Иногда понижения являются глубокими грабенами типа Кандалакшского залива и желоба Святого Лаврентия. Нелишне заметить, что осадки шельфовой зоны содержат запасы таких полезных ископаемых как нефть, а также рассыпные месторождения рудных полезных ископаемых (железо-марганцевые конкреции)

Материковый склон начинается у бровки шельфа и углубляется под углом около 10°, а нередко 30 — 35°. Сложен он породами материкового типа. О.К. Леонтьев отмечает, что материковый склон расположен между зоной поднятия — платформой и зоной погружения — ложем океана, что способствует формированию молодых сбросов и ступенчатости строения. Иногда ступени бывают очень широки (десятки километров) и называются краевыми плато материкового склона. Примером может служить подводное плато Блейк к востоку от Флориды.

Геоморфологической особенностью материкового склона служат подводные каньоны — глубоко врезы поперечные ложбины, глубиной до 2000 метров, протяженностью в сотни километров. Каньоны буквально расчленивают крутые склоны материкового склона, образуя в его нижней части крупные конусы выноса. Происхождение этих удивительных образований до сих пор не ясно. Флювиальная теория рассматривает подводные каньоны как продолжение речных долин. Однако далеко не всегда каньоны имеют связь с материковыми эрозионными формами; кроме того, продольный профиль каньонов намного круче профиля горных рек, не говоря уже о равнинных; большинство каньонов заканчивается на глубинах около 3000 метров. Если принять флювиальную теорию, то требуется допустить, что уровень океана в четвертичный период был на 3 километра ниже современного, что не допускается данными геологии.

С современной точки зрения считается, что "материковый склон в своей основе — это система ступенчатых сбросов, образовавшихся в пограничной зоне между областью с тенденцией к поднятию или слабому погружению — материковой платформой и областью с тенденцией к значительному погружению — ложем океана". Скальвание склона по направлению к ложу океана обусловили его ступенчатый профиль. Возникающие при этом гравитационные напряжения выразались в образовании радиальных разломов, пересекающих материковый склон вкрест его простирания в виде подводных каньонов. Таким образом, последние имеют тектоническое происхождение. Для некоторых районов материковый склон осложняется бугристым рельефом соляной тектоники. Иногда отмечаются грязевые вулканы.

Насыщенные водой рыхлые морские отложения способны передвигаться по материковому склону при углах наклона менее 10° . Явление крипа — медленного оплывания на пологих склонах — выражено в виде песчаных потоков, подводных оползней, возникающих при небольших сейсмических толчках и даже при действии волн на шельфе или в верхней части склона. В некоторых районах Черного моря, у восточного берега Северной Америки (Блейк-Пур) отмечаются "структурные" оползни, при которых по склону сползают целые блоки пород.

Гравитационные процессы выражаются также в мощных мутьевых потоках водной суспензии твердых частиц. Питаются эти потоки вблизи устьев крупных рек во время половодья, когда намного возрастает взвешенный сток. Мутьевой поток на южном склоне Большой Ньюфаундлендской банки разорвал несколько подводных телеграфных кабелей, развив скорость до 120 километров в час при длине более 900 километров. Часто мутьевые потоки локализуются в подводных каньонах, тогда их ширина сокращается, но скорость увеличивается, а в устье каньона возникают мощные конусы выноса — турбидиты. Конус выноса подводного каньона Ганга занимает весь Бенгальский залив и выдвигается в Индийский океан. Если подводный склон изрезан несколькими каньонами, то конусы выноса мутьевых потоков сливаются и образуют волнистую наклонную равнину материкового склона, которая продвигается и в пределы океанического ложа, эродировав его поверхность (абиссальные долины).

Важнейший геоморфологический процесс на дне океана — аккумуляция осадочного материала — как кластогенного (терригенного), так и биогенного и хемогенного происхождения. Расчеты показывают, что реки земного шара ежегодно выносят в море около 20 миллиардов тонн твердых частиц и 3,2 миллиарда тонн растворенного материала; ледники доставляют в океан 1,5 миллиарда тонн, абразия — около 0,5 миллиарда тонн. Значительное количество терригенного материала приносится ветром, ежегодно в океан поступает около 3 миллиардов тонн вулканических продуктов. Если присоединить к этим цифрам величину биогенных осадков (1,82 миллиарда тонн), то сумма всего осадочного материала, осаждающегося на дно океана, составит около 30 миллиардов тонн в год.

Распределение осадочных толщ в океане имеет свои закономерности. Обычно зона шельфа и материкового склона лишена мощных аккумулятивных образований благодаря значительным уклонам, проявлению эрозионной волновой деятельности, выносу вещества мутьевыми потоками. Благоприятны условия накопления мощной серии осадков в пределах материкового подножия. За счет сползания материала с материкового склона и очень пологих поверхностей подножия возникают ловушки для накопления осадочных толщ и появляются условия для процесса аккумулятивного выравнивания ложа океана.

Материковое подножие как важнейшая часть подводной окраины материков выражено обычно наклонной волнистой равниной шириной в несколько сотен километров между материковым склоном и ложем. В сторону океана оно выполаживается, достигая глубин 3,5 - 4,5 километра. Основная часть подножия сложена рыхлыми породами конусов выноса подводных каньонов. В верхней части, примыкающей к материковому склону, нередко отмечается оползневый рельеф. В целом материковое подножие —

аккумулятивное образование с мощной (3-5 километров) толщиной осадочных пород, выносимых реками в пределы шельфа. Под слоем аккумулятивных пород залегает кора материкового типа.

На некоторых участках подводных окраин материка наблюдается сильная раздробленность, нарушающая описанное выше строение. У берегов Калифорнии, например, переход от материка к ложу океана представлен сочетанием плосковершинных возвышенностей и глубоких впадин. Такой рельеф возникает в результате интенсивных современных тектонических процессов и получил название бордепенда.

Ловушками для накопления осадочного материала являются также котловины окраинных морей в геосинклинальных областях, где в результате этого процесса формируются плоские абиссальные равнины и идет выравнивание коренного рельефа. Эти же процессы наблюдаются и в той части глубоководных желобов, которые прилегают к вулканическим островным дугам, служащим источником осадков.

В центральных частях океанического ложа, где количество терригенных осадков резко сокращается, большое значение приобретают вулканические и биогенные отложения. Последние нередко имеют смешанное биохемогенное происхождение и связаны со способностью некоторых морских организмов усваивать из воды карбонаты кальция и кремнезем, которые после их отмирания выпадают на дно в виде кремнистых (диатомовые) и карбонатных (форамениферовые, птероподовые, глобигериновые) илов. Еще Н.М. Страхов отмечал, что образование карбонатных морских осадков — один из важнейших геологических процессов. Абиссальные осадки маломощные, они покрывают и слегка нивелируют неровности ложа, придавая ему волнистый характер.

Мегарельеф планетарных форм Мирового океана включает ложа океанов и срединно-океанические хребты. В структурном отношении ложе океана соответствует океаническим платформам (талассократонам), сложенным корой океанического типа. Они представлены гигантскими плоскими котловинами, разделенными высокими хребтами. Глубины океанических платформ превышают 3,5 — 4 километра, что характеризует их областями длительного погружения и аккумуляции.

В отличие от океанических платформ, срединно-океанические хребты представляют собой вытянутые в меридиональном и субмеридиональном направлениях гигантские вздутия земной коры, высотой более 2000 метров, увенчанные вулканами щитового типа. Они образуют единую планетарную океаническую систему длиной более 60000 километров. Строение срединно-океанических хребтов сложно. Сводовая часть осевой зоны обычно разбита рифовой впадиной с крутыми бортами и плоским дном. Склоны расчленены резко выраженными ложбинами, по линиям которых происходят тектонические смещения (трансформные разломы).

Высокая сейсмичность и вулканизм срединно-океанических хребтов, максимальные значения теплового и магнитного потоков, резкая расчлененность рельефа, молодость слагающих пород и их зеркальное повторение по обе стороны рифтовой впадины свидетельствуют о проявлении в этом типе мегарельефа интенсивного современного тектогенеза, свойственного процессам спрединга, субдукции. Современная теория тектоники литосферных плит доказывает, что процесс рифтообразования проявляется с конца мезозоя и продолжается в современный период со скоростью раздвижения плит до нескольких сантиметров в год.

Срединно-океанические хребты сложены обычно ультраосновными породами, главным образом перидотитами, дунитами. Они проникают в земную кору из верхней мантии, чем и объясняется высокая плотность рифтогенной коры. Важно отметить, что процессы рифтогенеза, проявляются на некоторых материках, продолжаясь по линиям океанических рифтов: Калифорнийский залив, Восточно-африканский, Байкальский рифты, Красное море.

В качестве примера приводим характеристику рельефа ложа Атлантического океана (рис. 15). Срединно-Атлантический хребет составляет орографический стержень

океана и протягивается от острова Исландия на севере до 65° южной широты на юге. Ширина хребта от 2500 километров сокращается к северу от Исландии до 300 километров. В наиболее высоких участках относительные превышения достигают 4 километров, а сложно устроенная горная система состоит из отдельных горстовых хребтов, нагорий и узких грабенов — рифтов с глубинами до 5 - 6 километров (впадина Романш, 7730 метров). К центру рифтовой зоны приурочены эпицентры землетрясений и современный вулканизм (Азорские острова). Во фланговых частях рельеф приобретает горный характер и отличается проявлением центрального и линейного вулканизма (хребет Рейкьянес). По обе стороны от срединного хребта расположены котловины ложа океана— Лабрадорская, Северо-Американская, Бразильская, Аргентинская и др. Сложенные маломощной корой океанического типа, они отличаются однообразием выровненной поверхности или распространением холмистого рельефа, для которого характерны небольшие амплитуды расчленения (250 - 600 метров) — "рельеф абиссальных холмов", происхождение которого связывается с вулканическими проявлениями.

В открытой части океанов иногда встречаются подводные или надводные возвышенности, сложенные материковой корой (Сейшельская банка, Западно-Австралийская котловина). Их принято называть микроконтинентами.

В Тихом и других океанах над крупными плоскими впадинами возвышаются плоские округлые возвышенности — гайоты. Их денудированные поверхности считаются остатками древних материков, опустившихся ниже уровня океана.

Таким образом, современные представления о геологическом развитии Земли сходятся на том, что тектоническая жизнь нашей планеты протекает очень бурно и ее преобразование связано с двумя основными направлениями, которые выражают общий процесс литосферного круговорота. Первое направление — глобальный рифтогенный процесс, обусловленный сверхглубинными разломами земной коры, подъемом вещества мантии, рождением новой океанической коры. При этом образуются крупные горные сооружения на дне океана и подводные поднятия на платформах. Второе направление — процесс переработки океанической коры в материковую, сопровождающийся ее опусканием в геосинклинальных зонах, возникновением глубоководных желобов, а на более позднем этапе — высоких горных систем с континентальным типом земной коры.

ЧАСТЬ 3. ПРОЯВЛЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

ГЛАВА 6. Выветривание и склоновые процессы

Особое место в числе экзогенных процессов занимает выветривание. Оно служит причиной разрушения и глубокого преобразования поверхностного слоя горных пород под воздействием колебаний температуры, влияния кислорода, углекислоты, органических кислот и некоторых процессов, вызванных деятельностью живых организмов. В результате выветривания образуется поверхностный слой осадочных пород— кора выветривания (зона гипергенеза), обладающая индивидуальными свойствами в разных природных зонах. Мощность коры выветривания в полярных странах не превышает нескольких метров, а в экваториальном климате может достигать 100 метров и более. Интенсивному выветриванию больше подвергаются магматические, метаморфические породы сложного минералогического и химического состава. Простые, однородные по составу осадочные породы (например, кварцевые пески, глины), уже прошедшие процесс гипергенеза, испытывают выветривание в меньшей степени.

Под влиянием выветривания во многих горных породах возникает специфическая трещиноватость, которая создает определенные формы отдельностей, ограниченные четкими плоскостями. Например, при выветривании базальтов и андезитов возникает столбчатая отдельность, в гранитах — плитчатая (матрацевидная), в некоторых лавах — канатовидная (веревочная), шаровая отдельность и т.д.

Направление, интенсивность, результаты выветривания зависят от климата, свойств и степени устойчивости горных пород. К важнейшим показателям устойчивости относятся: теплоемкость и теплопроводность — при слабой теплопроводности порода нагревается лишь в верхнем слое, и в нем резко проявляются процессы сжатия и растяжения в условиях значительных суточных амплитуд температуры, сложно построенные породы (гранит) разрушаются интенсивнее по сравнению с однородными (кварцит), так же по сравнению со светлыми, гладкими ведут себя темноокрашенные, шероховатые породы.

Физическое выветривание вызывается резкими суточными и годовыми колебаниями температур и потому наиболее ярко выражено в пустынях и на высоких горных плато. Оно сочетается с морозным выветриванием, характерным для холодного и высокогорного климата с попеременным оттаиванием и замерзанием воды в трещинах горных пород. Для физического выветривания типично разрушение горных пород при незначительном изменении их минералогического и химического состава. В результате на плоских поверхностях образуется грубообломочная кора выветривания типа злювия, на наклонных — коллювия.

Химическое выветривание происходит под воздействием воды и растворенных в ней кислот, газов (кислорода и углекислого газа). Большую роль играет, кроме того, деятельность растительных и животных организмов, особенно бактерий и грибов. Химическое выветривание вызывает коренные изменения в составе горных пород и образование новых соединений. Такие условия наиболее характерны для влажных экваториальных и субэкваториальных климатов, а также для летнего периода лесной зоны. Процессы химического выветривания сводятся к определенным химическим реакциям: окислению, гидратации, растворению, гидролизу. Окисление и гидратация интенсивнее проявляются в отношении элементов с разной валентностью. Например, окисление минералов и горных пород, содержащих железо в закисной форме: в присутствии воды характерно превращение сульфидов в лимонит, или бурый железняк: FeS_2 (пирит) + $n\text{O}_2$ + $m\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{FeSO}_4 \rightarrow \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (лимонит). Примером гидратации может служить переход ангидрита в гипс: $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Процесс растворения очень распространен в природе, особенно в осадочных горных породах — хлоридных (каменная соль), сульфатных (гипс), карбонатных (известняк, доломит, мел). Происходит вынос растворенных пород текучими водами, и на их месте возникают пустоты, понижения, провалы. При выветривании более устойчивых пород сложного состава в процессе гидролиза возникают новые глинистые минералы — каолинит — монтмориллонит, гидрослюда (гидробиотит, гидромусковит) и т.д.

Растительные организмы — мощный фактор выветривания в условиях теплого и умеренного климатов. В процессе жизнедеятельности они используют из почв и размельченных пород необходимые для развития минеральные соединения K, Na, Ca, Si, Mg, P, S, Al, Fe и другие, одновременно выделяя органические кислоты и кислород (при фотосинтезе), которые являются активными факторами окисления и растворения.

В условиях преобладания или участия перечисленных процессов формируются коры выветривания: гидрослюдистая — в холодных и умеренных зонах, монтмориллонитовая кора глинистого состава — в степях и полупустынях с жарким климатом, каолиновая кора — в теплом и влажном климате умеренных широт, мощная латеритная кора — во влажном жарком климате экваториальных и субэкваториальных широт. В зоне смешанных лесов, в которой расположена территория Беларуси, получили распространение гидрослюдистая, каолиновая, монтмориллонитовая коры выветривания.

Наиболее древние и мощные коры выветривания возникают в условиях длительной денудации. Они принимают участие в образовании выровненных поверхностей платформ и крупных равнин. В них обнаруживают специфические полезные ископаемые: бокситы, каолины, железные и марганцевые руды, а в некоторых случаях — россыпные месторождения платины, золота.

С процессами выветривания связано образование структурных и скульптурных форм, которые возникают в результате отпрепарирования процессами выветривания выпуклых и стойких по отношению к разрушению структур, залегающих в более мягких породах. В результате нередко встречаются останцы твердых пород причудливых неповторимых очертаний, зависящих как от строения пород, так и от климатических условий. В литературе имеется описание таких образований в горах центральной Европы, из которых наиболее известны Тши-Турне (три камня) в Судетах (Силезия). Сложен этот памятник природы трещиноватыми гранитами с отчетливой матрацевидной отдельностью, придающей им форму "мешков с шерстью", которые наложены друг на друга. Слюдистые сланцы, в толщу которых некогда внедрился гранитный лакколит, давно разрушены, и Тши-Турне возвышаются причудливыми скалами.

На западе США (Вайоминг) среди относительно плоской поверхности отвесно поднимается 200-метровая скала диаметром 240 метров — "Башня дьявола", сложенная магматической породой (фонолитовым порфиром), образующей мощные пятигранные столбы от подножия до вершины. Оформилась башня в результате отпрепарирования заполненного лавой жерла древнего вулкана, захороненного под осадочными породами, а затем вскрытого выветриванием. Подобным образом возникли Драконова скала в Рейнских горах, гора Исхарен в массиве Ахаггар. В Центральной Австралии известна островная гора Эйрс-Рок, возвышающаяся над равниной, покрытой красными песками, на 950 метров. Эта скала сложена слоями аркозового песчаника с ребристой поверхностью. В условиях тропического климата от поверхности скалы откалываются слои в виде Скорлуп (десквамация), обнажающие внутренние части породы. Подобные формы называются "сахарными головами". У подножия такой "головы" расположен Рио-де-Жанейро. Скульптурные формы в песчаниках можно наблюдать в Болгарии вблизи города Белоградчик (Белоградчикские скалы) в виде множества причудливых останцев, отпрепарированных выветриванием, а в 18 километрах от Варны расположен заповедник "Побитите камни" с каменными колоннами и столбами высотой 5-6 метров. Своеобразной формой выветривания являются земляные пирамиды в аридном климате.

Склоновые процессы

Разнообразие рельефа поверхности Земли представлено совокупностью его элементов, создающих сочетание поверхностей и линейных элементов. К ним относятся наклонные поверхности — склоны, на которых в перемещении вещества основную роль играет сила тяжести, ориентированная вниз по склону.

На их долю приходится более 80% поверхности суши. Склоновые процессы с разной интенсивностью распространены практически везде и развиваются при взаимодействии сил гравитации и сцепления частиц рыхлых пород между собой и с коренными породами. В результате происходит перемещение продуктов выветривания, накопление их на участках сокращения угла наклона. Рыхлые породы, возникающие в процессе склоновой денудации, позже преобразуются в аллювиальные, морские и другие осадочные отложения. Связь склоновых процессов и выветривания выражается в скорости удаления со склонов разрушенного материала, в итоге обнажаются коренные породы, которые снова включаются в механизм выветривания. Таким образом, темп склоновых процессов определяет быстроту денудации. Поэтому изучение их играет большую роль в геоморфологии.

Склоны различаются по крутизне (крутые, средней крутизны, пологие), по длине (длинные, средней длины, короткие), по форме (прямые, выпуклые, вогнутые, выпукло-вогнутые), по направлению склоновых процессов и их результатам. К наиболее распространенным относятся: обвальные, осыпные, лавинные, оползневые, солифлюкционные, делювиальные, дефлюкционные.

Обвальные склоны формируются в горах в процессе отрыва крупных глыб и перемещения их к подножию. В верхней части возникают стенки (плоскости) срыва и

ниши, а в нижней происходит беспорядочное скопление рыхлого материала. Горные обвалы нередко имеют огромные размеры. Например, при обвале в 1911 году в долине реки Мургаб возникло крупное Сарезское озеро, объем вынесенных рыхлых продуктов составил около 7 миллиардов тонн. Объем материала одного из обвалов в Альпах достигал 15 кубических километров. В результате обвалов запруживаются реки, при быстром движении оторвавшихся глыб на склонах возникают глубокие борозды, на участках накопления грубого материала — каменные "морья" и т.д. Обвал в швейцарских Альпах в 1881 году в книге Д. Бранедена "Неспокойный ландшафт" описан следующим образом: "Тогда те, кто наблюдал со стороны, увидели, как вся верхняя часть горы Платтенбергкопф, 10 миллионов кубометров породы, внезапно оторвалась от склона. Лес на ней, прежде чем быть поглощенным провалом, полег, "словно пшеница на ветру". Деревья сбились в кучу подобно стаду баранов. Весь склон находился в движении — все несло вниз. Лавина скользила, вернее, стремительно мчалась вниз, пока не достигла карьера. Тут ее верхняя часть устремилась вперед уже по горизонтали и прямо через долину понеслась на Дюниберг... Косой удар — и вся масса повернула вниз, на ровное плодородное дно долины, которое за считанные секунды оказалось заваленным... Все, кто находился на склонах, были тут же погребены как муравьи".

Осыпные склоны (рис. 16) связаны с интенсивным проявлением физического выветривания, продукты которого, неоднократно соскальзывая по склону, вырабатывают желобообразное углубление — осыпной лоток глубиной 1—2 метра. Многочисленные осыпные лотки, углубленные тальми водами, расчлениают осыпной склон, создают ребристую поверхность, на которой выделяются разнообразные останцы в виде башен, колонн, плосковершинных крутосклонных минаретов и т.д. В нижней части склонов формируются осыпи, сложенные беспорядочными скоплениями рыхлых продуктов — коллювием (от лат. *colluvio* — скопление, беспорядочная груда). При обогащении дождевыми водами коллювий становится подвижной грязекаменистой массой.

Лавинные склоны характерны для горных районов с устойчивым снежным покровом в течение года. Низвергающиеся вниз снежные лавины по составу делятся на сухие и грунтовые, т.е. насыщенные водой. С геоморфологической точки зрения различают лотковые и прыгающие лавины. Деятельность лавин выражается в образовании крутостенных, врезанных в склоны лотков, мощных конусов выноса, накоплении снегового и обломочного материала.

Оползневые склоны образуются не только в горах, но и на равнинах, где приурочены к долинам крупных рек, берегам морей и озер. Необходимым условием оползней следует считать подстиание водопроницаемых пород водоупорными. Последние служат поверхностью скольжения верхнего слоя пород. Как и обвальные, оползневые склоны — мощное стихийное явление, они вызывают разрушения и вынос огромных масс рыхлого материала. Нередко оползни обусловлены деятельностью человека: строительство зданий, земляные работы, сооружение туннелей или плотин значительно увеличивают нагрузки на склоны, подверженные сползанию, и требуют точных инженерных расчетов устойчивости склонов в каждом конкретном случае (рис. 17).

Описанные склоновые процессы отличаются быстротой проявления и внешне хорошо ощутимыми результатами. Другой характер имеют склоновые процессы типа сползания с небольшой скоростью движения грунта. Эти медленные движения обусловлены действием силы тяжести, проникающей воды, а также особенностями выветривания. Известно, что почва и рыхлые грунты имеют свойство расширяться при замерзании или во время дождя, а потом сжиматься при оттаивании или высыхании. Каждый раз при этих сменах поверхность приподнимается (на 0,5 - 1 сантиметр), а потом опускается и одновременно частицы несколько смещаются вниз по склону, часто совершая зигзагообразные движения. Эти явления получили название крипа — сползания. Каждый раз ниже к подошве смещаются более мелкие частицы по сравнению с крупными,

вместе с тем происходит очень медленная, но постоянная дифференциация частиц по механическому составу. В итоге возникают различного строения структурные грунты, известные в тундровой зоне под названием каменных колец, медальонной тундры и т.д. Явление крипа очень медленное, в год оно не превышает 1 сантиметра, но в течение длительного времени процесс выражается в перераспределении и перемещении частиц рыхлых горных пород и в общей тенденции плоскостного смыва или сползания склонов.

В результате медленного смещения слоя рыхлых горных пород формируются характерные склоны. Солифлюкционные склоны типичны для областей вечной мерзлоты. В период летнего таяния верхний слой горных пород насыщается водой и приобретает способность медленно передвигаться по склону даже при небольших уклонах. В нижней части склона образуются солифлюкционные терраски в виде языков шириной в несколько метров. Процессы солифлюкции наблюдаются и во влажной экваториальной зоне, где перенасыщение грунтов вызывается обильными осадками и распространением глинистых грунтов (рис. 18).

В горах на крутых (20 - 30°) склонах под влиянием солифлюкции образуются крупнообломочные россыпи в виде курумов, каменных морей или линейно вытянутых каменных рек.

Делювиальные склоны широко распространены на равнинных и холмистых территориях в гумидном климате. Они формируются в результате перемещения мелкозема по склону под транспортирующим влиянием тонких струек дождевых и снеговых вод (лат. *deluo* — смываю). В верхней части склона образуются смытые (скелетные) почвы, делювиальные шлейфы, а в нижней — бесструктурные намытые почвы при общей тенденции к выполаживанию неровностей поверхности. Делювиальные процессы, накопление делювия (*del*) становятся интенсивнее в случае отсутствия на склонах естественной растительности и широкой распашки территории. Такие условия характерны для Беларуси, где явления плоскостного смыва и намыва весьма распространены, а мощность делювия достигает 1-1,5 метра (рис. 19).

Дефлюкционные склоны формируются при небольших уклонах и сплошном распространении растительного покрова. Очень медленное перемещение мелкозема обеспечивается температурными колебаниями и разбрызгивающим действием дождевых капель. При высокой степени увлажнения дерновый покров сползает, разрывается, и формируются ступеньки наподобие миниатюрных оползней. Это явление, называемое децерацией, усиливается при выпасе скота, который использует ступеньки (террасы) и создает узкие, параллельные друг другу горизонтальные площадки — "коровьи тропы".

Таким образом, склоновые процессы отражают зональные (режим увлажнения, температуры, характер выветривания) и а зональные процессы (углы наклона, механический и литологический состав слагающих пород, общее направление движения земной коры), а также характер и интенсивность хозяйственной деятельности. В зависимости от происхождения, морфологических особенностей, состава и мощности рыхлых отложений выделяются склоны собственно гравитационные (обвальные, осыпные), склоны блоковых движений, при образовании которых смещение вниз крупных блоков горных пород происходит под действием гравитации и подземных вод (оползневые), склоны массового смещения чехла рыхлого материала под действием воды (солифлюкционные, крип), склоны делювиальные.

Общее направление процессов ведет к понижению водоразделов и заполнению понижений. На месте расчлененного рельефа возникает выровненная, почти равнинная поверхность, которую Дейвис назвал пенепленом, а процесс выравнивания (планации) он классифицировал как пенепленизация.

Существует и другая возможность планации поверхности в результате развития склоновых процессов. Она заключается в процессе педипленизации (лат. *pes* — нога, англ. *plain* — равнина), т.е. выравнивании "сбоку" путем отступления (боковой эрозии)

крутых склонов речных долин, морских побережий в сторону водоразделов. Образуются широкие пологие денудированные площади — педименты, среди которых возвышаются плосковершинные останцы древней поверхности. Постепенно останцы нивелируются, и возникает сопочно-останцовая (мелкосопочная) поверхность — педиplen (рис. 20).

В работах многих авторов высказываются мнения о преобладании пенеplенизации в условиях гумидного климата и педиplенизации в аридном климате. Выровненный рельеф, возникший в аридном климате, иногда называют "гобийским", он широко распространен в Монголии, Казахстане, Сахаре, Большом бассейне Северной Америки, Центральной Австралии, т.е. в условиях поднимающихся платформ.

В гумидном климате, особенно при длительной тектонической стабилизации или опускании, преобладает процесс планации "сверху". На территории Беларуси важнейшее значение приобретает выравнивание с помощью процессов делювиообразования, дефлюкции и отчасти оползневых, солифлюкционных, осыпных явлений.

Огромный размах вертикальных амплитуд рельефа Земли, высокая тектоническая активность создают условия для интенсивного развития процессов денудации в современную геологическую эпоху. Это вызывает перемещение мощных масс рыхлого материала с материков и горных систем в направлении базиса эрозии, где происходит осадконакопление. В результате одновременно с бурным процессом дифференциации поверхности идет ее интенсивное выравнивание.

ГЛАВА 7. Флювиальные процессы и формы рельефа

Общие закономерности

Одним из важнейших экзогенных факторов, преобразующих поверхность Земли, является деятельность текучих вод, движение которых направлено обычно из мест более высоких в понижения земной поверхности. Текучие воды — талые снеговые, дождевые, ледниковые, ручьевые, речные производят огромную разрушительную (эрозионную), транспортирующую и накопительную (аккумулятивную) работу, величина которой зависит от целого ряда природных факторов. Согласно данным, собранным в период Международного гидрологического десятилетия 1965-1974 годов, все реки земного шара ежегодно выносят в море в среднем приблизительно 20 миллиардов тонн минеральных осадков (твердый сток), что соответствует сносу с поверхности суши слоя в 3 сантиметра толщиной каждую тысячу лет. Средний по земному шару сток взвешенных наносов рек соответствует сносу 201 тонны материала с каждого квадратного километра суши.

Текучие воды образуют нерусловой и русловой сток. Нерусловые потоки растекаются по наклонной поверхности сплошным водным слоем во время выпадения ливневых осадков или интенсивного таяния снега (плоскостной смыв). При небольших, но длительных осадках, особенно ранней весной, когда еще сохраняется мерзлый зимний слой, возникает струйчатый смыв, формирующий на наклонной поверхности сеть временных микроборозд. Плоскостной и струйчатый смыв наиболее активен на относительно пологих и крутых склонах, не задернованных растительностью, сложенных водоупорными грунтами. В равнинных странах слой смытых таким образом почв составляет 1,5 — 2 миллиметра в год и приводит в верхней части склона к образованию смытых (скелетных), а в нижней части — намытых бесструктурных почв.

Накопленный слой смытого рыхлого материала в горных странах в виде конусов выноса временных потоков образует особую породу — пролювий (лат. *proluo* — сношу течением), в равнинных же странах формируется делювий, покрывающий плащом нижние части склонов.

Русловой процесс представлен временными и постоянными потоками. Деятельность всех русловых потоков подчиняется определенным законам, проявление которых наблюдается как в больших реках, так и в малых ручьях, поэтому изучать их деятельность можно на небольших искусственных моделях. В основном эти законы сводятся к следующему.

1. Внешнее сходство русловых потоков в плане, поперечном и продольном профилях; все русловые водотоки расположены в линейно вытянутых углублениях – долинах, они никогда не пересекаются, а при встрече сливаются друг с другом.

2. Работа производимая русловым водотоком, зависит от его «живой силы», т. е. кинетической энергии, которая определяется по формуле:

$$P=mv^2/2$$

Где P – живая сила, m – масса воды, v – скорость течения. Таким образом, работа водотока пропорциональна массе воды в нем квадрату скорости, т.е. величине уклона. Если масса воды увеличивается, например, в 4 раза, то во столько же раз увеличивается работа; если же в 4 раза повысится скорость, то живая сила, а следовательно, разрушительная деятельность, возрастет в 16 раз. Вот почему горные реки при относительно небольших массах воды, но небольших скоростях отличаются мощной эрозионной деятельностью. Масса воды пропорциональна расходу водотока и зависит от ряда природных условий: климата, рельефа, геологического строения, выходов грунтовых вод, характера растительности и т.д. Скорость же является в первую очередь функцией уклона, а также зависит от формы шероховатости русла и определяется по формуле Шези:

$$v=c\sqrt{Ri}$$

где c – коэффициент шероховатости русла, обуславливающий силу трения, R – гидравлический радиус (отношение площади живого сечения водотока к смоченному периметру русла), i — уклон.

3. Способность водотока проявлять эрозионную или аккумулятивную деятельность, в конечном счете, зависит от соотношения между живой силой реки P и грузом переносимого ею обломочного материала L . Если $P > L$, преобладают процессы эрозии, $P = L$ — наблюдается равновесие между эрозией и аккумуляцией, $P < L$ — преобладает аккумуляция.

4. В эрозионной деятельности водотока выделяют донную, или глубинную, и боковую эрозии, соотношение между которыми определяет общий облик долины как основной формы рельефа, созданной текучими водами. Долинами принято называть полые, линейно вытянутые формы рельефа с однообразным, часто неравномерным падением тальвега. Глубинная эрозия направлена на углубление (врезание) русла, а боковая — на подмыв берегов и расширение долины в целом. Обычно на ранних стадиях деятельности водотоков проявляется глубинная эрозия, а долины отличаются значительной глубиной при небольшой ширине. Преобладание боковой эрозии выражается в расширении долины, выполаживании ее продольного профиля, развитии излучин и меандр.

5. В развитии долин рек и временных водотоков различаются стадии молодости, зрелости и старости, каждая из которых характеризуется особенностями поперечного и продольного профиля. Смена стадий развития выражается в стремлении водотока выработать профиль равновесия, т.е. плавную кривую движения воды, на которой сглаживаются все неровности продольного профиля, и устанавливается равновесие между живой силой потока, грузом влекомого им обломочного материала и сопротивлением ложа размыву. Возможность вырабатывать профиль равновесия тесно связана с положением базиса эрозии, т.е. наиболее гипсометрически низкой точкой в продольном профиле (или в его отрезке), ниже которого водоток не может углубиться. Общий базис эрозии любого потока — место впадения в океан, озеро, главную реку.

Работа каждого водотока происходит по всей его длине, но начинается от основного или местного базиса эрозии. Конечный базис всех процессов эрозии и денудации — уровень океана — служит тем пределом, до которого теоретически может понижаться суша в процессе денудации. Однако подвижность литосферы и уровня океана нарушает формирование профиля равновесия рек и процесс выравнивания земной поверхности. Поэтому флювиальный рельеф развивается непрерывно, стадия "предельного" выравнивания практически недостижима.

В начальной стадии развития профиля равновесия при неподвижном базисе эрозии преобладает глубинная эрозия, которая носит регрессивный характер, т.е. продвигается снизу вверх, — пятающаяся, или попятная, эрозия. С ее помощью долины удлиняются (растут) вверх по склону. В зрелой стадии наблюдается сполаживание продольного профиля в нижней части и происходит накопление аллювия. Этот процесс постепенно распространяется вверх по профилю. Изменение положения базиса эрозии — основная причина нарушения кривой профиля равновесия в сторону его омоложения (при понижении базиса эрозии) или старения (поднятии базиса эрозии) (рис. 21). 6. Аккумулятивная деятельность водотока начинается с того момента, когда вся его живая сила тратится на перенос материала и преодоление трения. В результате накапливается особый вид континентальных отложений — аллювий (лат. *alluvio* — нанос, намыв), различают речной (пойменный, террасовый, русловой, старичный) аллювий, мощность которого может достигать многих метров, и овражный, балочный, аллювий. Этот вид отложений отличается сложностью и сортированностью материала. Последний может быть представлен как мелкими илисто-глинистыми или песчаными осадками в равнинных реках, так и грубым гравийно-галечниковым и глыбовым материалом — в горных реках.

ГЛАВА 8. Формы рельефа временных потоков в горах и на равнинах

К наиболее распространенным формам, созданным временными потоками в горах, относятся ложбины (долины) стока. Горные временные потоки возникают внезапно, при бурном таянии снега или ливневых дождях и существуют всего несколько дней и даже часов, успевая при этом произвести большую работу. Отличительная черта их долин — значительная глубина и крутизна, прямолинейность, большие уклоны. Обычно в верхней части долины временного потока выделяется водосборная воронка, или углубление, служащая приемником и накопителем вод, стекающих с окружающих склонов. В наиболее низкой части водосборной воронки начинается собственно долина или канал стока вод, который заканчивается у подножия горного склона конусом выноса. Пролувиальный конус выноса характеризуется слабой сортированностью и резко наклонной слоистостью. В строении горного рельефа долины временных потоков играют расчленяющую роль, а слившиеся друг с другом конусы выноса формируют наклонные пролувиальные равнины. Особенно велико их значение в условиях горных пустынь.

Нередко долины горных временных потоков служат местом выноса вместе с водой огромного количества каменного и глинистого обломочного материала. Такие грязекаменистые потоки в Средней Азии и на Кавказе называются селями, в Альпах — мурами. В качестве примера можно привести "Бешеную" балку, расположенную на Военно-Грузинской дороге на Кавказе, описанную А.С. Пушкиным в "Путешествии в Арзрум". Это обычно почти сухое, круто врезанное в склон горного массива ущелье в период дождей превращается в бешеный поток, выходящий в долину Терека. На конусе выноса разместился районный центр Казбеги, а река под давлением растущего конуса выноса образовала в этом месте излучину.

Печальной известностью в этом отношении до недавнего времени пользовалась небольшая речка Малая Алмаатинка. Огромный селевой поток по ее длине ворвался в город Алма-Ату 8 июля 1921 года. Окраинные улицы были заполнены крупными камнями и илом, разрушены здания, погибли люди. Сели повторялись неоднократно в Алма-Ате, Ереване (1946 г.) и других местах. Во многих странах, в том числе и в России, существует

служба селей, которая занимается прогнозированием и предупреждением этих катастрофических явлений. Так, для безопасности Алма-Аты в ущелье Малой Алмаатинки путем мощных направленных взрывов в урочище Медео воздвигнута плотина. В результате первого взрыва в 1966 г. в ущелье сброшено более 2 миллионов кубометров горных пород, создавших плотину в 62 метра. Второй взрыв в 1967 году нарастил плотину до 90 метров. Она выдержала самый мощный сель 1973 года; Алма-Ата избавлена от селевых катастроф на сотни лет.

Временные потоки на равнинах создают разнообразные формы рельефа, которые принято объединять под названием оврагов и балок. В отличие от плоскостного и струйчатого смыва на склонах в период дождей и таяния снега возникают первоначальные формы линейной эрозии — борозды.

Линейная эрозия и формирование овражно-балочного типа рельефа относятся к числу неблагоприятных для хозяйственной деятельности природных явлений. Они выражаются в большой глубине и частоте расчленения поверхности, которая при этом нарушается благодаря понижению уровня грунтовых вод, выносу мелкозема из почвенного слоя и поверхностного грунта, механическому разрушению почвы, образованию многочисленных конусов выноса и др. Овражная эрозия широко распространена в районах интенсивной хозяйственной деятельности и это обстоятельство вызывает необходимость разрабатывать защитные мероприятия и вести борьбу с оврагами. На Среднерусской, Приволжской, Ставропольской возвышенностях рост оврагов достигает 3 — 4 метра в год, а длина составляет несколько километров при глубине 20 - 50 метров. Разрушение овражной эрозией освоенных территорий Североамериканских прерий привело к полному уничтожению почвенного слоя на значительных площадях и появлению так называемых "дурных земель" (*bad land*).

В Поволжье овраг называли "враг". В других местах вместо "овраг" говорили "провалье", "рытвя", "обвалище", "прорва". Об оврагах написал в конце XIX века книгу В. Масальский, Когда читаешь эту книгу, кажется, что речь идет о медленной и упорной окопной войне, которая развернулась на всем протяжении черноземного края. Словно длинные извилистые траншеи, продвигались овраги по стране, прорезая дороги, вторгаясь на улицы и площади городов, разрушая дома, опустошая пашни и луга.

Дело часто начиналось с пустяка. Крестьянин распахивал сверху вниз крутой склон или проводил глубокую борозду, чтобы отделить свой надел от соседнего. Весной в борозду или колею устремлялся мутный поток талой воды. Он мчался вниз по склону водопадами, углубляя рытвину, размывая ее, подтачивая ее стенки, унося с собой подчас целые глыбы земли.

С каждым годом овраг все выше вползал вверх по склону. Если в нем бежал не один ручей, а два ручья или больше, овраг начинал ветвиться, расползаться по пашне в разные стороны. Был случай, когда ливень за один день образовал овраг длиной 16 метров, шириной 2 метра и глубиной 3,5 метра.

Возникновение оврагов связано с определенным сочетанием природных условий: 1) особенности климата, для которого характерны неравномерность и ливневый характер осадков, сухие периоды года летом и зимой; типичен в этом отношении климат степной зоны; 2) свойства горных пород — слабая устойчивость их к размыву, высокая водопроницаемость и трещиноватость, способность удерживать вертикальные стенки. К числу таких пород относятся лессы и лессовидные суглинки, известняки и другие карбонатные породы. 3) низкое положение базиса эрозии, т.е. значительные относительные превышения, позволяющие эрозионным процессам проникать на большую глубину. Поэтому наиболее густо овраги развиты на возвышенностях, высоких равнинах и плато с глубоко врезанными речными долинами; 4) интенсивная хозяйственная деятельность, выражающаяся в распашке водоразделов и склонов, сведении лесов, создании густой сети полевых дорог и т.д.

Закладываются овраги в качестве более мелких форм по ранее существовавшим эрозионным формам (балкам, сухим ложбинам стока) и называются донными или вложенными. В других случаях они возникают на склонах речных долин, озер, морей и тогда называются береговыми или первичными.

Беларусь расположена в лесной зоне и не относится к типичным овражным районам, однако овраги получили распространение и на ее территории — на возвышенностях с покровом лессовидных пород, сильно распаханых, слабо облесенных (Минская, Новогрудская, Оршанская, Копыльская, Мозырская).

Для геоморфолога изучение оврагов представляет большой интерес, так как они являются моделями речных долин, и все этапы их развития можно наблюдать за небольшой отрезок времени. В жизни каждого оврага выделяются четыре основные стадии (рис. 22). В начальной стадии на склоне речной долины, озера или другого понижения образуется эрозионная борозда, которая, становясь местом стока временных водотоков, постепенно расширяется, углубляется и превращается в рытвину или промоину глубиной 1—2 метра и длиной несколько метров. Такой овраг имеет узкое днище, крутые склоны, V-образный поперечный профиль, однако небольшие размеры позволяют его заровнять, уничтожить.

Следующая стадия оврага развивается на базе рытвины, в которую сбрасывается все больше поверхностных вод. Она получила название стадии висячего устья или врезания оврага вершиной. Эта стадия характеризуется резко выраженной глубинной регрессивной эрозией, которая затрудняет применение противоовражных мероприятий. Поперечный профиль остается V-образным, овраг отличается отвесными склонами и отсутствием на дне постоянного водотока (овраг не достиг уровня грунтовых вод). Продольный профиль крутой, невыработанный, на нем выделяется участок вершинного перепада, где овраг продвигается вверх по склону с помощью пятающейся эрозии (рис. 23). У подножия вершинного перепада образуется водобойный (эвразийский) колодец. Второй перепад образуется в устье оврага, которое располагается выше дна речной долины, "висит" над базисом эрозии. В этом месте также развивается интенсивная пятающаяся эрозия, направленная на выполаживание продольного профиля оврага.

Третья стадия развития оврага носит название выработки профиля равновесия. Подобно любому водотоку, овраг стремится выработать профиль равновесия за счет выполаживания и сглаживания неровностей и перепадов, т.е. глубинной эрозии. В этой стадии поперечный профиль его расширяется, склоны становятся более пологими, покрываются плащом осыпей и делювия, а на дне развивается слой овражного аллювия. В устье оврага образуется конус выноса, а если овраг достигает уровня грунтовых вод, появляется небольшой постоянный ручеек. Постепенно процесс выработки профиля равновесия и разрушения склонов приводит к образованию глубокой длинной ложбины (долины) с мягкими очертаниями пологих задернованных склонов, широким днищем и постоянным водотоком. Это стадия балки, т.е. стадия дряхлости оврага и превращения его в речную долину. Балки степной и лесостепной зон обеспечены водой и всегда служили местом поселений человека. Однако при сплошном освоении склонов под сельскохозяйственные культуры возникают свежие овраги — отвершки, которые могут самостоятельно развиваться, образуя разветвленную овражно-балочную систему.

Против линейной (овражной) эрозии применяется ряд методов, которые наиболее эффективны в стадии рытвины и выработки профиля равновесия. В начальной стадии возможно механическое выравнивание, а на последней стадии применяются фитодренаж (закрепление травянистой и кустарниковой растительностью), бетонирование вершинного перепада, создание искусственного каскада в целях сокращения скорости весенних потоков и др.

Учитывая ущерб, наносимый овражной эрозией черноземным почвам степной и лесостепной зон, а также дерново-подзолистым почвам лесной зоны, принимаются меры по защите почв от ветровой и водной эрозии.

ГЛАВА 9. Рельеф постоянных водотоков

Основной формой рельефа постоянных водотоков являются речные долины или относительно узкие длинные ложбины, образованные реками и имеющие уклон в соответствии с их течением от верховьев к низовьям. Речные долины широко распространены на суше, а в гумидном климате их сочетание создает специфический долинный тип рельефа, основу которого составляют речные долины и водоразделы между ними. От характера долинной системы зависит общий облик рельефа: степень его расчлененности, характер основных процессов, накопление рыхлых отложений или их вынос в ближайшие понижения и многое другое. В горных странах речные долины поражают своей глубиной, превышающей 1 — 1,5 километра, а на равнинах — шириной, достигающей нескольких десятков километров. Для геоморфолога изучение речной долины представляет первостепенный интерес, так как ее строение, состав и мощность аллювия, направление эрозионной и аккумулятивной деятельности раскрывают историю развития не только реки, но и прилегающей части ее бассейна, а также позволяют прогнозировать возможность использования в хозяйственной деятельности.

Учитывая общие законы деятельности водотоков, можно заранее сказать, что характер речных долин очень разнообразен и зависит от массы воды и скорости течения, положения базиса эрозии, направления современных эпейрогенических движений, геологических структур, состава горных пород. Деятельность реки в каждый отрезок времени характеризуется морфологией ее продольного и поперечного профиля. За период своего существования каждая река стремится выработать себе профиль равновесия в виде плавной вогнутой кривой, напоминающей параболу. Продольный профиль реки обладает способностью к саморазвитию, общая тенденция которого состоит в стремлении водотока к выравниванию своего продольного профиля в процессе регрессивной эрозии.

Представим себе молодую реку, текущую по наклонной поверхности, которая сложена различными породами. В начальной стадии эрозионного цикла продольный профиль имеет черты невыработанного, т.е. состоящего из участков относительно пологих и вогнутых в мягких породах и выпуклых в виде ступеней в местах выходов твердых пород. Именно в этом месте образуются стремнины, пороги, водопады. В плане такая невыработанная долина будет иметь "четковидную" форму, где озеровидные расширения (плесы) с незначительной скоростью течения чередуются с узкими участками — перекатами, на которых скорость течения резко увеличивается. Для каждого переката лежащий ниже по течению плес служит локальным базисом эрозии, на уровне которого происходит аккумуляция влекомого и взвешенного материала. От этого уровня выступ продольного профиля отодвигается вверх по течению в процессе пятящейся эрозии, одновременно спрямляя на перекате продольный профиль. В начальную стадию эрозионного цикла устье реки расположено выше базиса эрозии — "висит" над ним подобно оврагу. Этим объясняется большая энергия реки и способность ее выполнять активную глубинную эрозию. Поперечный профиль невыработанных (неоформленных) долин имеет ряд индивидуальных черт. Особенно ярко они проявляются в горных реках и на высоких плато, где значительные уклоны и низкое положение базиса эрозии способствуют глубинной эрозии. Такие долины отличаются не только большой глубиной, но и отвесными склонами, близко подходящими друг к другу. Дно долин занято спрямленным руслом, пойма отсутствует, а аллювий представлен галечниковым и каменистым материалом. В кристаллических породах и в массивных известняках образуются кляммы (от нем. *klamm*), т.е. глубокие узкие щели, ширина склонов которых в верхней части не более ширины днища долины, а иногда и менее его, так что склоны нависают под дном долины. Намного чаще горные долины имеют характер ущелий глубиной более 1000 метров с отвесными склонами, узкое днище их занято руслом. На склонах обнажаются кристаллические или дислоцированные осадочные породы,

рассеченные рекой. Классическим примером может служить Дарьяльское ущелье Терека на Кавказе, глубочайшие ущелья рек Западного Памира, Гималаев.

На высоких равнинах, плато, нагорьях невыработанные долины носят название каньонов. В отличие от ущелий, каньоны часто возникают в горизонтально залегающих осадочных породах различной твердости, поэтому при врезании реки образуется система террасовидных уступов — структурных террас (рис. 24). Подобно ущельям, каньоны отличаются большой глубиной, узким днищем, занятым водотоком. Реки, впадающие в такой каньон, также образуют глубоко врезанные долины, которые расчленяют территорию, придавая ей характер эрозионных гор с плоскими вершинами. Всемирную известность получил Большой каньон реки Колорадо, глубина которого достигает 1800 метров, а система притоков образует одно из живописных глубоко расчлененных и труднодоступных мест на Северо-Американском материке. М. Шварцбах в книге "Великие памятники природы" пишет: "Первоначально обширное плато Колорадо не было гористым. Поверхность слоев осадочных пород, слагающих плато, как пестрые листы книги первоначально расстилалась приблизительно на уровне моря почти там, где эти слои некогда отлагались. Праколорадо и другие реки пересекали это низкое плато в больших неправильных меандрах. Решающее, или лучше сказать "врезающее", значение имело постепенное поднятие плато тектоническими силами, начавшееся в третичном периоде. Река не могла оставаться к этому безучастной и врезалась в плато, как вгрызается циркулярная пила в бревно, которое подводят к ней снизу". Последней разновидностью невыработанных долин считаются V-образные долины, характеризующие дальнейшее развитие эрозионного цикла и приближение к оформленной долине. В V-образной долине склоны хотя и крутые, но широко расходятся в стороны, а дно осложняется молодой поймой.

Своеобразный характер имеют молодые неоформленные долины на низменных равнинах, образованных в эпоху последнего оледенения. Примером могут служить небольшие протоки, соединяющие многочисленные озера на севере Беларуси, в Прибалтике, Канаде. Неоформленность выражается в неразработанности продольного профиля, четковидном характере долин, представленных практически только руслом. При стабильном положении базиса эрозии выработка профиля равновесия происходит очень медленно. В условиях понижения базиса эрозии дренирующей реки протоки осуществляют глубинную эрозию, что приводит к спуску озер и выравниванию образовавшихся на их месте долин в профиле и в плане.

Процесс выработки профиля равновесия изменяет морфологию продольного и поперечного профиля долины, и эрозионный цикл переходит в стадию зрелости. Продольный профиль при этом не только сползает, но одновременно становится более крутым в среднем течении за счет уменьшения уклонов и глубинной эрозии в устье. В конце концов река достигает такого состояния, при котором она может производить только боковую эрозию и транспортировку материала, т.е. вырабатывать профиль равновесия (рис. 25). Достижение равновесного состояния начинается от низовья реки и постепенно перемещается к верховьям. В стадии зрелости речная долина имеет специфические черты, которые позволяют отнести ее к оформленным, или пойменным. Благодаря плоскому днищу и относительно крутым склонам, такие долины называются ящикообразными.

Боковая эрозия выполняет большую работу по расширению долины, при этом вырабатываются излучины и меандры, а склоны расходятся на расстояние в несколько километров. Одновременно в зрелой долине идет процесс накопления аллювия, который начинается в устье и продвигается вверх по течению. Теперь уже нижнее течение реки не "висит" над базисом эрозии, а соединяется с ним на одном уровне. При последующем сокращении уклона в нижнем течении образуется дельта, русло реки разбивается на рукава, аллювий медленно перемещается в зависимости от скорости течения. Река вступает в стадию дряхлости (рис. 26).

Описанный эрозионный цикл, как правило, в природе нарушается в результате движения земной коры или изменения уровня океана. При понижении уровня (отступление моря, поднятие суши) устье реки может оказаться в положении "висячего". Это вызывает процесс врезания русла в собственный аллювий или коренные породы и процесс глубинной эрозии передается вверх по течению. Начинается процесс "омолаживания" продольного профиля, появления признаков невыработанной долины. В первый момент признаки омоложения будут обнаруживаться в нижнем течении, в то время как в среднем еще сохраняются черты зрелости. При повторном врезании реки ее старая пойма оказывается выше нового русла и таким образом в поперечном профиле появляется надпойменная терраса.

В том случае, если отступление моря или озера осуществляется на одном уровне с устьем реки, последнее смещается вслед за базисом эрозии, расходясь при этом на протоки, образуя низкую дельту. Такого происхождения, по-видимому, дельта Волги.

Иные изменения наблюдаются в долине при поднятии базиса эрозии. В этом случае от места впадения реки (моря, озера) образуется подпор воды, нижний отрезок реки превращается в залив, эстуарий, а устье отодвигается вверх по течению. В дальнейшем процесс прекращается с помощью усиленного накопления аллювия и подъема таким образом русла на новый уровень. Интенсивное накопление аллювия передвигается вверх по течению благодаря появлению выпуклого участка продольного профиля в нижнем течении и резкого падения уклонов. Процесс старения реки сопровождается расплыванием водного потока, образованием широких пойм, рукавов, островов, заводей, в которых скапливаются глинистые и илистые толщи.

Морфология речных долин

Основными элементами оформленной речной долины являются склоны, днище, русло. Линия перегиба основания склона и днища называется подошвой, а линия перегиба верхней части склона — бровкой. Склоны могут быть прямыми, выпуклыми, ступенчатыми (террасированными). В зависимости от происхождения, возраста, стадии развития, геологических структур, рельефа, современных движений, климата долины имеют различный морфологический облик. Уже говорилось о том, что на ранних стадиях развития в горах при низком базисе эрозии долины носят неформленный характер кляммов, ущелий, У-образных долин. В таких же условиях на плато и высоких равнинах реки образуют каньоны. Дальнейшее преобразование речных долин, выработка профиля равновесия ведет к их расширению и формированию пойменной, или оформленной, долины с преобладанием боковой эрозии. В этом состоянии днище долины представлено поймой, которая покрывается водой лишь в половодье или паводки. В меженное время река размещается в русле, т.е. длинном узком понижении на дне долины, выработанном водным потоком и играющем весьма существенную роль в формировании долины.

По внешнему виду различают русла прямолинейные, фуркирующие (дробящиеся на рукава) чаще всего в реках, перегруженных обломочным материалом, и меандрирующие (извивающиеся). Дробление русла на рукава и разделяющие их острова обычно для дельтовых участков, при выходе горных рек на равнины, в местах пересечения рекой отрицательной геологической структуры и связано с резким сокращением уклонов и скорости течения.

В русле каждой реки образуются специфические формы, в первую очередь плесы и перекаты, нарушающие равномерный уклон речного дна (рис. 27). Типичный перекат равнинной реки представлен асимметричной песчаной грядой, пересекающей русло под углом. Склон гряды, совпадающий с течением, крутой (называется подвальем), а противоположный — отлогий. Примыкающие к берегам и возвышающиеся над межнным уровнем расширенные части гряды переката именуется побочными — нижним и верхним. Глубокая часть русла у противоположного побочного берега называется плесом, а седловина между побочными — корытом переката. Плесы и перекаты имеют тенденцию в период половодья смещаться вниз по течению реки со скоростью сотен метров в год.

Основой динамических русловых процессов является турбулентный характер движения воды. Особая черта русла — его извилистость, которая служит показателем устойчивого состояния реки на данной стадии. Прямолинейные русла встречаются относительно редко в стадии молодости и преобладания глубинной эрозии. В молодых реках первая излучина образуется при встрече потока с любым препятствием (более твердой породой, выступом поверхности и т.д.). Вслед за первой ниже по течению возникает вторая, за ней третья и т.д. Образование излучин связано с тем, что центробежная сила в потоке первой излучины отбрасывает поток воды к вогнутому берегу ниже по течению. Струя наиболее быстрого (стречневое) течения подмывает вогнутый берег, и в результате образуется излучина. Ниже снова все повторяется. Постепенно вогнутый берег излучины подмывается и становится обрывистым, а противоположный — низким, намытым. В этом месте образуется прирусловая отмель. С течением времени излучины все глубже вдаются в вогнутый берег, радиус их кривизны увеличивается и образуются меандры, получившие название по типичной в этом отношении реке Меандр в Малой Азии. Развитие меандр направлено на расширение долины. Кроме того, существует тенденция смещения меандр вниз по течению, так что выпуклый берег постепенно срезается и ширина долины уравнивается (рис. 28).

Полная излучина состоит из двух изгибов (колен). В каждом колене различают вершину и крылья изгиба. Выделяется также радиус излучины — расстояние между основанием двух крыльев. Отношение длины излучины к ее проекции на продольную ось долины называется коэффициентом извилистости. Средняя величина этого показателя для равнинных рек составляет 1,5 - 2 и более.

В плане излучины имеют неодинаковую форму и разделяются на сегментные, синусоидальные, омеговидные, сундучные, заваленные (косые), сложные. Различают излучины первичные и вторичные. Первые обусловлены рельефом и структурами земной поверхности (например, Самарская Лука на Волге). Вторичные излучины формируются работой самой реки в однородных породах и отличаются выдержанностью размеров и радиусов. Среди вторичных излучин выделяются три типа: вынужденные, свободные и врезанные. Первые образуются из-за наличия препятствия в виде выступа твердых пород, конуса выноса в долине или балке и т.д. Свободные, или блуждающие, меандры создаются самой рекой в рыхлых аллювиальных отложениях в пределах поймы. Их формы, размеры, динамика определяются водностью и режимом реки. Например, радиус кривизны пропорционален ширине русла, а следовательно, расходу воды. Мелководные реки равнин имеют большую кривизну излучин, чем крупные многоводные. Скорость смещения излучин зависит от расходов воды и уклона. Врезанные меандры образуются из свободных при интенсивном проявлении глубинной эрозии. В этом случае в каждую излучину входит выступ коренного склона долины реки или ее надпойменных террас. Таким образом, в формировании врезанных меандр принимает участие не только русло, но и вся долина. Примером могут служить глубоко врезанные меандры в долине реки Сан-Хуан — притока Колорадо. Они получили образное название "гусиные шеи" (goosenecks).

В оформленных долинах вершины двух соседних меандр сближаются и между ними остается лишь узкий перешеек, который в период половодья разрушается, река спрямляет русло, а оставшаяся вершина меандры превращается в старицу (староречье).

Пойма, ее образование, рельеф

Пойма — это приподнятая над меженным уровнем воды в реке часть дна долины, покрытая растительностью и затопляемая только в половодье. Образование ее является признаком оформленной долины и связано с процессом меандрирования. Механизм формирования поймы описан многими авторами: в каждой излучине стречневое течение подмывает вогнутый берег и одновременно интенсивно углубляет русло. Турбулентность движения воды способствует перемещению и дифференциации разрушенного материала.

Наиболее мелкие глинистые частицы во взвешенном состоянии уносятся вниз по течению реки; более крупный песчаный материал относится донными струями и откладывается у противоположного выпуклого берега. На дне плеса у вогнутой части излучины остается только наиболее грубый валунно-галечниковый материал, образующий цоколь аллювиальных отложений. Наиболее ярко все процессы происходят в половодье, а в меженный период песчаный материал выпуклой части излучины обнажается из-под воды, формируя участок прирусловой отмели будущей поймы. Из года в год русло реки смещается в сторону вогнутого берега и прирусловая отмель расширяется, а прерывистость этого процесса приводит к оформлению дугообразных гряд (грив) и межгривных понижений (рис. 29). Аллювий прирусловой отмели обычно грубого состава и зависит от скорости течения воды в русле. Механический состав и сортировка его меняются при колебании уровня воды, что вызывает косую слоистость. Описанный процесс постепенно смещается вниз по течению вместе с излучинами, и линия поймы, таким образом, спрямляется. С течением времени высокие участки прирусловой отмели заливаются водой только в половодье. На ней появляется растительность; на открытых участках возникают небольшие дюны. Чем ближе к тыловому шву (подошве) поймы, тем мельче состав пойменного аллювия, который разнообразится прослоями илистого аллювия старичного типа. Мощность аллювия обычно не превышает разницы высот максимального уровня половодья и самого глубокого участка реки — нормальный аллювий. Однако в условиях тектонического погружения или подъема уровня океана мощность аллювия может увеличиваться во много раз. По этому признаку различают поймы аккумулятивные (с нормальной мощностью аллювия) и цокольные, связанные с проявлением глубинной эрозии с маломощным аллювием, залегающим на породах иного происхождения.

Таким образом, пойма образуется в результате смещения излучин и начинается с прирусловой отмели у выпуклого берега. В оформленной долине в результате длительной эволюции возникает двусторонняя пойма, придающая долине ящикообразный облик.

Пойма относится к числу динамичных форм рельефа. Русловые процессы вызывают перемещение аллювия и появление характерных микроформ. Вдоль русла формируется прирусловая отмель, или прирусловой вал. Он возникает в результате аккумуляции крупных частиц на участке резкого сокращения скорости потока на границе русла и поймы. Прирусловой вал отделяет от русла остальную пониженную часть поймы, зарастает представителями песколюбов и ксерофитов.

Основная часть поймы — центральная пойма, где в период половодья отлагаются лишь мелкие глинистые частицы. Воды половодья в этом месте движутся медленно, задерживаются дольше, а иногда и вовсе не возвращаются в русло, что способствует заболачиванию. Рельеф центральной поймы чаще всего гривистый. Гривы — остатки древних прирусловых валов перемежаются с понижениями, занятыми болотами и вытянутыми старичными озерами. Третья часть поймы — присклоновая (притеррасная) занимает понижение тылового шва или подошвы склона. Обычно она сильно заболочена за счет выходов грунтовых вод и обводнена руслами небольших впадающих рек, которые, достигнув поймы, движутся в понижении тылового шва вдоль русла основной реки.

Усложняют строение поймы также конусы выноса временных потоков, "останцы", возникающие после прорыва шейки врезанных меандр и отчленения участка коренного склона, а также дюны на поверхности прирусловых валов.

Поймы равнинных рек, особенно крупных, достигают значительной ширины — до нескольких километров. В таких случаях образуется особый тип ландшафта — пойменная низменность, используемая в хозяйственной деятельности: в естественном состоянии здесь распространены сенокосные угодья, урожайность их зависит от высоты, сроков половодья и микрорельефа.

По характеру рельефа принято различать сегментные, параллельно-гривистые, обвалованные типы пойм. Первые характерны для меандрирующих рек; параллельно-

гривистые поймы возникают при тенденции крупных рек смещаться в сторону одного из склонов (Волга, Енисей); обвалованные поймы свойственны рекам, пересекающим предгорные равнины. Многие крупные реки, пересекающие предгорные равнины, несут огромное количество рыхлого материала (Риони, Кубань, Миссисипи), в результате чего русло реки и прирусловые валы оказываются выше остальной части поймы и даже прилегающей равнины. Во время половодья вода прорывает прирусловые дамбы, заливая окружающие территории, не в состоянии вернуться обратно в русло. Возникают широкие заболоченные территории — плавни. Для борьбы с заболачиванием естественные дамбы искусственно повышают и осушенную (польдерную) территорию поймы интенсивно используют в сельском хозяйстве. Так текут в нижнем течении реки Миссисипи, Риони, Терек и др. Систему польдеров предполагается создать вдоль реки Припять для защиты от наводнений и интенсификации использования заболоченных пойменных угодий.

В эпоху современного техногенеза естественные русла и поймы рек нередко подвергаются значительным изменениям, не всегда благоприятным для жизни рек. Это касается спрямления русел, в результате чего половодья протекают очень быстро и бурно, а в меженный период уровень воды резко понижается (например, сооружение Цимлянского водохранилища заметно сократило половодье в нижнем течении Дона). Естественный процесс деятельности реки искусственно изменяется и в рациональном направлении: при создании вдоль продольного профиля системы водохранилищ — каскадирование — в целях уменьшения эрозии, твердого стока, накопления необходимых для хозяйства объемов воды и т.д. Примером может служить река Волга.

Речные террасы

Изучение речных террас относится к одному из наиболее важных и сложных вопросов флювиальной геоморфологии, так как дает возможность судить об эволюции реки, о характере изменений климата, колебаниях уровня базиса эрозии в пределах ее бассейна в течение достаточно длительного времени.

Внешне речные террасы представлены сочетанием относительно пологих площадок, отделенных друг от друга более или менее высокими уступами. Получается система ступеней, ограниченных бровкой и тыловым *швом* (подошвой), вытянутых параллельно реке — продольные террасы — иногда на протяжении многих километров. Сложены террасы полностью или отчасти аллювиальными отложениями и свидетельствуют о том, что когда-то река текла на более высоком уровне. Обычно площадки террас — бывшие поймы — во много раз шире по сравнению с высотой уступа. У крупных равнинных рек ширина террас достигает многих километров, а высота — нескольких метров. Последовательность образования каждой террасы начинается с накопления аллювия в период развития боковой эрозии и аккумуляции, а затем — уступа, означающего смену эрозионного цикла и развития глубинной эрозии. Счет террас (относительный возраст) ведется снизу, от более молодой — первой надпойменной вверх, к более древним (II, III надпойменным) (рис. 30).

Цикловые аллювиальные террасы характеризуются сменой или нарушением эрозионного цикла. Самой общей причиной образования террас следует считать понижение базиса эрозии при тектонических, изостатических движениях или отступании морских бассейнов. Река, выработавшая профиль равновесия, под влиянием понижения базиса эрозии начинает усиленно врезаться, оставляя старую пойму, образуя уступ террасы. На уровне нового положения базиса эрозии река снова накапливает аллювий, образует новую пойму и формирует профиль равновесия. Следующее понижение базиса эрозии заставит русло оставить сложившуюся пойму и повторить новый эрозионный цикл. Процесс начинается на участке впадения реки и передается с помощью регрессивной эрозии вверх, поэтому количество цикловых террас в нижнем течении наибольшее. Они соответствуют морским и озерным террасам, но по возрасту всегда моложе (рис. 31).

Важной причиной образования террас служит изменение климата. При увлажнении и увеличении водности реки усиливается ее эродирующая способность, которая выражается в процессе врезания и выработки нового профиля равновесия. В низовьях реки величина врезания ограничивается положением базиса эрозии, поэтому максимум врезания приходится на среднее течение реки. Такие террасы принято называть хордовыми.

Следовательно, надпойменные террасы могут возникать при понижении уровня океана — эвстатические террасы, поднятии территории — тектонические террасы, изменении климата на значительной территории — климатические террасы, в результате естественного преобразования речных систем (речных перехватов и пр.)

В первом случае самое большое количество террас и их развитие наблюдается в нижнем течении реки. Тектонические террасы лучше выражены на участках максимального поднятия, а в местах опускания они могут сливаться друг с другом или оказываются в погребенном состоянии. Наибольшей протяженностью в долине отличаются климатические — цикловые террасы, так как отражают изменение климата на большой площади.

Образование террас рек Восточно-Европейской равнины (Днепра, Дона, Волги и их притоков) связывают с изменениями климата и уровня океана в ледниковые и межледниковые эпохи. Этот процесс можно представить следующим образом: крупная полого-вогнутая низменная территория (например, Приднепровская низменность) в период таяния древнего ледника заполнилась серией рыхлых водно-ледниковых отложений, создавших цоколь для мощных аллювиальных осадков, накопленных позднее пра-Днепром в результате послеледникового увлажнения климата и высокого положения базиса эрозии, вызванного таянием ледяных масс. Возникла широкая пойменная низина. Последующее врезание в аллювий реки явилось реакцией на эпейрогеническое поднятие территории. Образовался уступ наиболее высокой террасы. В следующую ледниковую эпоху широкая долина реки снова стала ареной деятельности талых вод, а затем накопления мощных толщ аллювия. Послеледниковое врезание реки вызвало появление новой, более молодой террасы. Омоложенная таким образом река стала вырабатывать новый профиль равновесия, формирование которого может снова нарушиться в ту или иную сторону при изменении климата.

В описанном случае допущено, во-первых, что новая долина каждый раз более узкая, чем древнее. В природе может быть иначе: аллювий более молодой террасы перекроет осадки более высокой террасы, тогда последняя окажется погребенной и не выразится в рельефе.

Во-вторых, каждый последующий врез проявлялся интенсивно и достигал коренного ложа долины (как на участке Днепровских порогов). Такие террасы называются вложенными или прислоненными. В других случаях эрозионный врез ограничивается только толщей аллювия, и террасы называются наложенными.

Цикловые террасы обычно имеют небольшой абсолютный возраст. На реках Восточно-Европейской равнины, текущих на юг, они могут быть связаны с древними оледенениями и наиболее высокие насчитывают более 100 тысяч лет. Например, на реке Припять аллювий второй надпойменной террасы относится к эпохе таяния московского ледника, а первая терраса формировалась в эпоху последнего оледенения. На реках, текущих с юга на север и северо-запад (Западная Двина, Неман, Печора, Мезень, Одер, Эльба), возраст террас более молодой и связан с эпохой последнего оледенения и послеледниковым временем.

Далеко не всегда террасы относятся к цикловым.. Нередко они имеют локальный (местный) характер. Примером в этом отношении могут служить террасы реки Неман, образованные при спуске приледниковых озер, служивших реке временными базисами эрозии. Локальная терраса может образоваться выше участка реки, ранее подпруженного выступом твердых пород, поднятием ложа (типа порогов) Пересечение поднятия

приводит к резкому понижению базиса эрозии и формированию выше порогов террасового уступа. Подобные условия возникают на участке впадения притока в главную реку, стимулирующую водность последней и усиление глубинной эрозии.

Локальные террасы формируются также в процессе обезглавливания рек выше перехваченного участка. Известны случаи образования локальных террас на малых реках под влиянием хозяйственной деятельности. Даже небольшая плотина на реке способствует усилению аккумуляции аллювия в образованном выше по течению водохранилище. Уничтожение плотины вызовет спуск водохранилища, врезание реки и формирование террасового уступа на этом участке.

В зависимости от строения выделяют три типа террас: аккумулятивные (аллювиальные), цокольные и эрозионные. Первые полностью сложены аллювием и обычно это нижние (первая и вторая надпойменные) террасы с относительной высотой несколько метров. В отличие от них, цокольные террасы в основании сложены водно-ледниковыми отложениями или коренными породами, а в верхней части — аллювиальными осадками, которые определяют возраст самой террасы. К такому типу относятся верхние террасы рек Восточно-Европейской равнины, Западной Европы, развитые на флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложениях (Западная Двина, Висла, Одер, Эльба, Днепр). Относительные высоты таких террас достигают нескольких десятков метров. Каждая аллювиальная и цокольная террасы пережили фазы аккумуляции и эрозии, поэтому нередко называются эрозионно-аккумулятивными.

Эрозионные террасы обычно сложены коренными породами, иногда лишь прикрытыми аллювием, и отражают особенности структур данной территории — структурные террасы. Наиболее характерны они для горных рек, и каждая терраса отражает изменение состава пород, а не только смену эрозионного цикла. При длительном однонаправленном поднятии территории в мягких породах образуются уступы, в твердых — пологие площадки. Типичны в этом отношении структурные террасы реки Колорадо, сложная система ступеней на склонах долин Яны, Днестра и др. Их количество может достигать 8 — 10, а общая высота поднятия, в зависимости от амплитуды врезания, превышать сотню метров.

Нижние аккумулятивные (аллювиальные) и цокольные террасы обычно сохраняют черты рельефа, свойственные поймам: прирусловые валы, вытянутые гривы и старичные понижения. Верхние древние террасы значительно изменены эрозией притоков, конусами выноса, оползнями, дюнами, оврагами, покровными образованиями.

Велико значение речных террас в жизни людей как равнинных, так и горных стран. Они даже получают особые названия. Первая надпойменная терраса рек Восточно-Европейской равнины называется боровой, так как слагающие ее пески заняты сосновыми лесами. Широкая вторая надпойменная терраса Днепра, Дона, Волги именуется лессовой или степной — в среднем течении этих рек территория покрыта черноземными почвами на лессах и почти полностью распахана. Речные террасы в горах — это наиболее удобные участки для строительства дорог, размещения населенных пунктов, развития сельского хозяйства. Террасовый аллювий нередко содержит россыпные месторождения тяжелых и редких элементов — золота, платины, добыча которых намного легче, чем в коренных залежах. В старичном аллювии хорошо сохраняются остатки растений, раковины моллюсков, служащие для выявления природных условий за определенный отрезок времени.

Водопады и пороги речных долин

Уступы в продольном профиле реки, расположенные поперек русла или долины, представляют собой поперечные террасы. Это явление характерно для рек, не достигших профиля равновесия пересекающих породы разной твердости. Механизм деятельности реки удобно рассмотреть на примере Ниагарского водопада. Небольшая река Ниагара начинается из озера Эри и впадает в озеро Онтарио. На пути она пересекает выступ

твердых известняков образующих крутой уступ. Широкая лента воды падает с высоты 50 метров и с помощью пятящейся эрозии отодвигает уступ со скоростью около 2,5 метров в год (рис. 32). Выше водопада река медленно течет в плоской неразработанной долине, ниже уступа она выработала узкое ущелье длиной более 11 километров. Расчеты показывают, что при сохранении скорости отодвигания уступа примерно через 10 тысяч лет водопад исчезнет, река Ниагара выработает профиль равновесия и озеро Эри будет спущено

Описанный пример характеризует водопады ниагарского типа с большой шириной водного потока. Наиболее высокий (120 метров) и широкий (1800) метров водопад этого типа – Виктория на реке Замбези. Уступ на Замбези и ее притоках образован базальтовыми лавами. Мощная глубинная эрозия, вызванная тектоническим поднятием, сформировала сложную систему плосковершинных крутостенных гор структурных террас.

Очень образно описан водопад Виктория в книге М. Шварцбаха «Великие памятники природы». Особенность состоит в том, что воды Замбези по всей ширине реки обрушиваются в узкое ущелье, словно исчезая в нем... Вода, казалось, уходила в глубь земли, так как другой склон ущелья, в которое они низвергались, находился всего в 80 футах от меня. Мощный поток шириной 1800 метров действительно сжимается здесь ущельем до нескольких десятков метров. Не менее своеобразна и форма каньона ниже водопада: почти равнинную местность зигзагообразно прорезают несколько ущелий глубиной около 100 метров. При взгляде издали трудно даже предположить, что река может здесь внезапно исчезнуть в 100-метровой пропасти, если бы белые облака водяной пыли, постоянно поднимающиеся из саванны, не указывали на существование большого водопада.

...Непрерывная регрессивная эрозий — обычное явление, наблюдаемое у очень многих водопадов. Но скачкообразная пятящаяся эрозия, какую мы установили у реки Замбези, совершенно необычна. Возможна она только в породах, зонально пораженных глубокой трещиноватостью. Можно предположить, что Замбези совершила по крайней мере восемь таких "скачков назад". Большой известностью пользуется водопад ниагарского типа на реке Игуасу в Южной Америке высотой 72 метра и общей шириной более 1,2 километра"

Другой тип водопадов — иосемитский отличается большими высотами и узкой лентой воды, падающей каскадами. К этому типу относится самый высокий в мире водопад Анхель в Венесуэле высотой 979 метров. Название типа происходит от водопада в Иосемитской долине Северной Америки.

При благоприятных сочетаниях геологических структур возникает система, или линия, водопадов. Например, все реки, текущие со стороны Гвианского нагорья в сторону Амазонской низменности, образуют водопад. Линия небольших водопадов вытянута вдоль южной части Финского залива, в том числе Нарвский водопад. Многочисленные водопады образуют реки, впадающие в Терек на участке Большого Кавказа, водопадами богаты и другие горные страны. В России наиболее высокий водопад Илья Муромец находится на острове Итуруп в группе Курильских. Многие водопады используются в качестве дешевых источников энергии при строительстве электростанций, часто это центры международного туризма.

Асимметрия речных долин

В долине почти каждой реки четко выражена разница по крутизне и высоте левого и правого склонов в зависимости от расположения выпуклых и вогнутых частей излучин. Однако существует асимметрия долин и водоразделов, которая сохраняется на всем протяжении реки. В реках Северного полушария, текущих в разных направлениях, правый берег крутой и короткий, а левый длинный, пологий, с широкой поймой и террасами. Разные авторы предлагают три группы причин, объясняющих асимметрию долин: тектонические, планетарные, экзогенные. Тектонические причины проявляются через

структуры, особенности литологии пород, характер новейших движений. Асимметрия возникает в том случае, если долина заложена по линии сброса, делящего породы разного состава или зоны поднятия и погружения (долина реки Енисей). То же самое бывает, если долина заложена в основании крупного моноклиального поднятия (река Волга в области Приволжской возвышенности). Обычна асимметрия при образовании куэст в моноклиальных структурах и т.д. Эта же причина в равнинных областях объясняет асимметричность долин, стекающих по общей покатости примерно параллельно друг другу (теория А.А. Борзова). В этом случае склон долины, совпадающий с направлением уклона топографической поверхности, будет разрушаться, выколаживаться, а противоположный ему, лишенный влияния грунтовых вод, сохранится более крутым (рис. 33).

Крутизна правых склонов крупных рек объясняется влиянием силы Кориолиса (закон Бэра-Бабинэ): долины Амура, Лены, Оби; в очень малой степени она проявляется на малых реках. Для рек северо-запада Европы большое значение в формировании крутизны правого берега приобретают постоянные западные ветры, приносящие осадки. По-видимому, во многих случаях значительную роль играет инсоляция — разница мощности и сроков таяния снега. Склон, обращенный на юг, разрушается быстрее.

Связь речных долин с тектоникой

Реки и речные долины являются порождением ряда природных факторов, в первую очередь климата и геологических структур; даже на равнинах, сложенных однообразными рыхлыми породами, долины могут иметь косвенную связь со строением коренных пород. Примером может служить река Припять на Мозырском участке, река Днепр, вытянутая в согласии со структурными линиями, и т.д. Многие речные долины на равнинах относятся к нейтральным, или атектоническим, подобно долинам Оби, Иртыша в среднем и нижнем течении.

В горных областях, на равнинах со сложным рельефом или близким залеганием коренных пород речные долины весьма чутко реагируют на особенности геологических структур. Большинство долин обходят выступы твердых пород или горные хребты и в таком случае называются продольными, т.е. согласными с тектоникой. К этой категории можно отнести долину Эльбы, Лены в среднем течении, Амазонки и многих других. Продольные речные долины отличаются выработанным продольным профилем, развитием боковой эрозии, проявлением аккумулятивных процессов, пологими террасированными склонами (рис. 34).

К продольным относятся долины синклиальные, антиклиальные, моноклиальные, соответствующие продольным линиям разломов, долины-грабены. Каждый из названных типов имеет свои морфологические особенности. Например, долины-грабены отличаются широким, нередко террасированным дном и высокими, крутыми склонами (реки Баргузин, Рейн). Долины, расположенные по длинной оси антиклиальных складок, обычно неширокие со ступенчатыми склонами, с малым притоком подземных вод. В противоположность им синклиальные долины широкие, обильно питаемые подземными водами. Моноклиальные долины отличаются резко асимметричными склонами, как, например, Волга в районе Приволжской возвышенности.

Наряду с продольными долинами существуют долины рек или их участки, секущие геологические структуры, горные хребты поперек или под каким-то углом. Они называются поперечными или сквозными — не согласными с тектоникой. В некоторых случаях поперечные долины именуется долинами прорыва.

Изучение таких долин представляет особый интерес как с теоретической, так и с практической точек зрения. На сквозных участках поперечных долин глубоко обнажаются горные породы, вскрытые рекой, долина становится узкой и имеет все черты невыработанной. В этом месте легче всего выявить геологическое строение горного

хребта, оно наиболее удобно для сооружения плотин, а на равнинных реках — каналов, соединяющих разные речные системы.

Образованию сквозных долин способствуют различные причины.

1. Долины, связанные с поперечным направлением тектонических линий. Например, на Кольском полуострове река Поной относится к продольному типу, а многочисленные реки, текущие в субмеридиональном направлении (Воронья, Кола), используют для своих поперечных долин систему тектонических трещин. Возможно, того же происхождения долина среднего течения реки Урал, пересекающая горную систему в широтном направлении. В нижнем течении долина этой реки, расположенная в пределах Прикаспийской низменности, атектоническая.

2. Сквозные долины подземного заложения образуются в карстовых областях. Подземный участок карстовой реки в ряде случаев пересекает на определенной глубине поднятие рельефа или горный хребет. В результате разрушения свода подземного участка река выходит на поверхность в типичной поперечной долине. Подобным образом возник сквозной участок реки Салгир, пересекающий Крымские горы и впадающей в залив Сиваш, многих рек Балканского полуострова, например Любляницы и верхней Савы в Словении.

3. Большое распространение в горах и на холмистых равнинах получили поперечные долины озерного происхождения. Они возникают в результате поднятия уровня водоемов и образования вытока в наиболее низкой части склонов. Классическим примером может служить сквозной участок долины Западной Двины на границе Беларуси и Латвии, где река пересекает Балтийскую моренную гряду и направляется в Балтийское море. В одну из стадий последнего оледенения на территории Полоцкой низины возник крупный приледниковый водоем, который питали талые воды ледника. В период высокого уровня воды озера прорвали Балтийскую гряду, образовав узкую глубокую долину Западной Двины, которая позже явилась важной причиной спуска Полоцкого озерного водоема.

4. Антецедентные сквозные долины возникают в тех случаях, когда на пути реки образуется молодое поднятие, которое река успевает прорезать (перепилить) с помощью глубинной эрозии.

5. Обычно река имеет более древний возраст в сравнении с горным сооружением, отсюда и название: антецедентная, т.е. предсуществующая. Примеров таких долин много в молодых горах (рис. 35). К ним относится участок реки Брахмапутры при пересечении ею Гималаев, поперечные участки реки Колорадо, горные реки в массиве Пирин в Болгарии. Возможно, того же происхождения долина прорыва реки Терек в районе Дарьяльского ущелья, Железные Ворота на Дунае.

6. В древних, испытавших вторичное поднятие, горах, на холмистых равнинах получили распространение эпигенетические (наложенные сверху) сквозные долины. Образование их можно представить следующим образом: разрушенная денудацией горная система испытала погружение и перекрылась морскими осадками. Последующее поднятие обнажило плоскую морскую низменность, на поверхности которой возникли долины, расположенные в направлении покатости (уклона) независимо от древних структур. Дальнейшее поднятие усилило глубинную и боковую эрозию, морские осадки оказались смытыми, а реки врезались в коренные породы древней горной системы. Часть из этих молодых долин могут оказаться поперечными со всеми типичными их чертами. В работе "Сквозные долины Белоруссии и их хозяйственное использование" В.А. Дементьев подробно описал процесс формирования эпигенетических долин в холмисто-моренном рельефе Беларуси.

7. Нередки случаи образования поперечных участков долин в процессе регрессивной эрозии, когда более сильная река с глубоким базисом эрозии пересекает

водораздельную возвышенность или горный хребет и вклинивается в бассейн соседней менее активной реки. Такое происхождение имеют сквозные долины рек западного Кавказа, впадающих в Черное море, рек тихоокеанского склона Американских Анд, западного склона Урала.

ГЛАВА 10.

Речные системы и водоразделы

Каждая река является частью определенной речной системы, в которую входит главная река и притоки первого, второго и других порядков. Если представить себе молодую морскую равнину, то первая река на ее поверхности будет соответствовать направлению уклона территории, а ее долина может быть отнесена к консеквентным (согласным). Притоки первого порядка (субсеквентные) направлены в сторону главной реки под различными углами и не совпадают с основным уклоном. Они развиваются по типу моноклинальных и имеют невыработанный профиль. Это служит причиной асимметрии долин и проявления интенсивной глубинной эрозии субсеквентных рек. Притоки второго порядка, направленные параллельно консеквентной реке, называются ресеквентными, а в противоположном направлении — обсеквентными.

Представленная схема имеет лишь общее значение; расположение главной реки и ее притоков может быть самым разнообразным, как правило, это тесно связано со строением рельефа и геологическими структурами.

Площадь, с которой данная река собирает как жидкое, так и твердое питание, называется водосборным бассейном. Соседние бассейны отделяются друг от друга водоразделами, которые, как и притоки, бывают разных порядков. Главный водораздел Земли проходит по наиболее высоким горным системам на всех материках и приближен к Тихому океану, особенно на Американском континенте. Поэтому, по сравнению с Тихим, Атлантический океан принимает более длинные реки.

Водоразделы второго порядка на каждом материке также приурочены к горным системам: Альпы, Урал, Кавказ, Анды, Кордильеры и т.д. В равнинных странах линия водоразделов проходит через наиболее возвышенные точки. Например, на Восточно-Европейской равнине водораздел крупных рек совпадает с моренными возвышенностями: Белорусской грядой, Валдайской возвышенностью. Вместе с тем, водоразделом может быть и наиболее низкое место на данном участке — озеро, болото. Пример тому — Волга и Западная Двина, берущие начало из небольших озер.

Строение речных систем и положение водоразделов изменяется под влиянием деятельности рек. Это явление носит название борьбы за водораздел. Более сильные реки с помощью пятающей эрозии способны перехватывать притоки соседней системы, отодвигая, таким образом, водораздельную линию. Процесс называется обезглавливанием реки (рис. 36). Например, реки западного склона Кавказа обладают активной регрессивной эрозией благодаря влажному климату и низкому базису эрозии. В результате борьбы за водораздел они перехватили верховья многих рек восточного склона Кавказа, в результате чего линия водораздела оказалась отодвинутой от наиболее высокого Главного хребта на более низкий Боковой хребет. По линиям таких перехватов образовались сквозные долины, пересекающие Главный хребет. Такая же картина несовпадения водораздела с наиболее высокими хребтами наблюдается на Урале, где реки западного склона в результате борьбы за водораздел отодвинули его линию к восточной окраине Урала. Реки западного склона Южно-Американских Анд перехватывают верховья рек восточного, более длинного и сухого склона, отодвигая, таким образом, линию водораздела

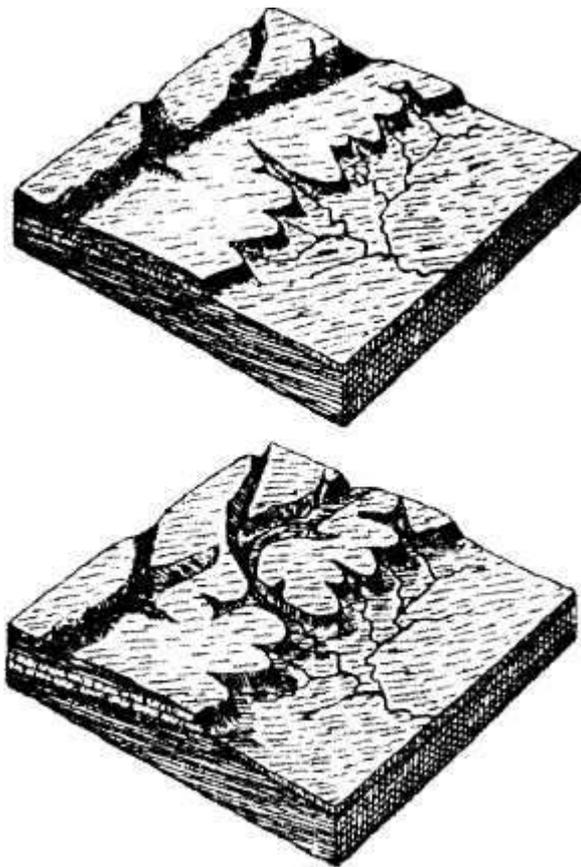


Рис 36 Блок-ли л грамма речного перехвата (по Р Кеттяеру).

Показателен пример молодого бокового перехвата в системе Северной Двины. Правый субсеквентный приток Пинега посредством пятящейся эрозии пересек водораздел с соседней небольшой рекой Кулоем и повернул верхний участок ее течения в сторону Северной Двины. Оставшийся нижний отрезок Кулоя потерял значительную часть своего русла, сохранился лишь небольшой нижний отрезок.

Для Восточно-Европейской равнины речные перехваты очень характерны и связаны с перестройкой гидрографической сети в плейстоцене и голоцене. Притоки Волги, например, перехватили верховья Северной Двины. Об этом свидетельствует рисунок верхнего отрезка таких крупных рек, как Кама, Белая, которые в верховьях текут с юга на север, затем резко поворачивают на юг в систему Волги. Верхние отрезки этих рек ранее входили в бассейн Северной Двины.

Существует еще одна разновидность речного перехвата — слияние (соприкосновение). Например, Волга соединилась со своим правым притоком небольшой речкой Свягой, текущей в противоположном Волге направлении. Благодаря подмыву обеими реками правых склонов, произошло их соединение системой балок и оврагов.

Непременным условием перехвата рек должна быть разница гипсометрических уровней. Наиболее яркие внешние признаки бокового перехвата выражаются в образовании коленообразного изгиба реки (на примере Пинеги), возникновении на перехваченном участке террасы, связанной с понижением базиса эрозии; ниже перехваченного участка нередко прослеживается сухая долина. Определяется совершившийся перехват также по различию в составе аллювия верхнего и нижнего участков реки-захватчицы (рис. 37).

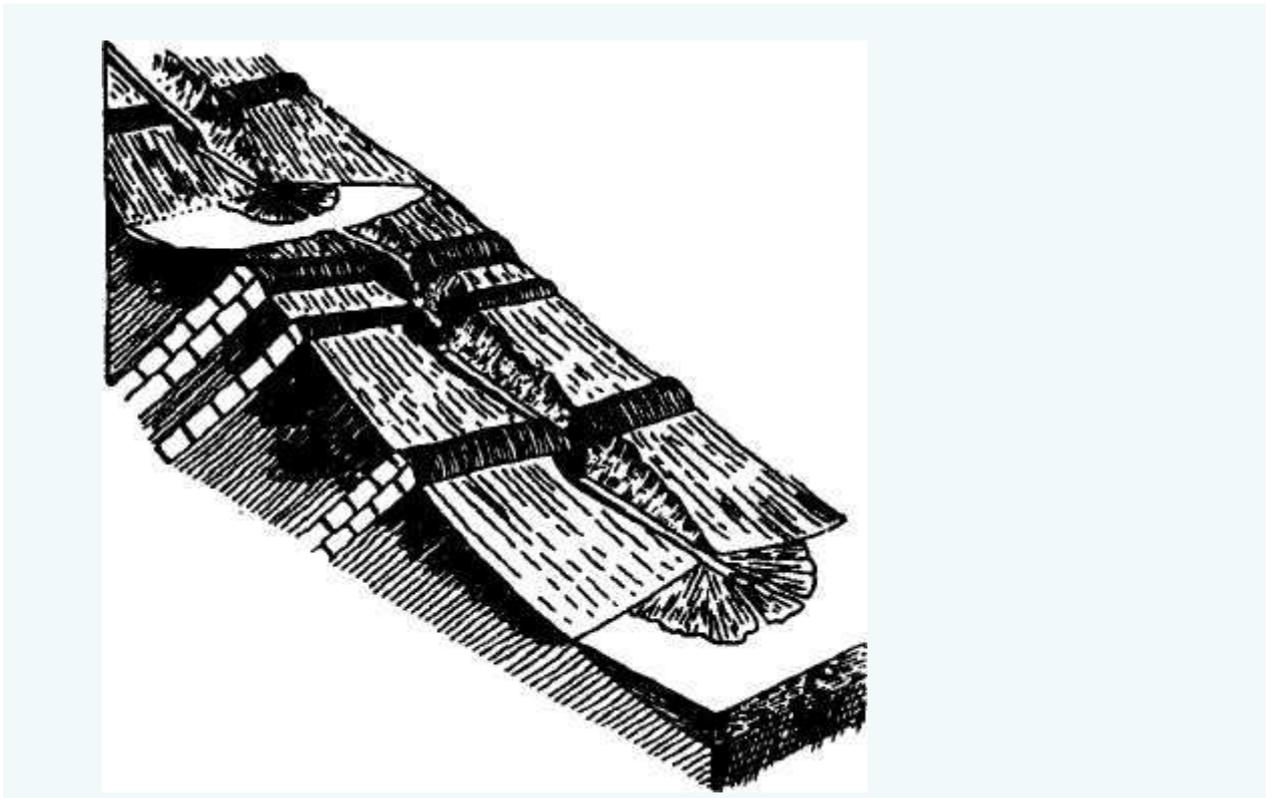


Рис.21 Блок-диаграмма продольного профиля молодой речной долины (по У. Дейвису)

Типы флювиального рельефа

Наиболее распространенным типом флювиального рельефа является долинный, образованный сочетанием рек и их притоков разного порядка.

Об особенностях овражно-балочного типа рельефа, наиболее развитого на возвышенностях степной и лесостепной зон, см. "Формы рельефа временных потоков на равнинах".

В сухих степях бассейна Волги распространен сыртовый тип флювиального рельефа, наиболее типичный для возвышенности Общий Сырт. Рельеф образован густой сетью временных потоков в очень плотных (водоупорных) сыртовых глинах и представлен чередованием пологих увалов и широких понижений между ними.

В предгорных областях с аридным климатом распространен тип рельефа, получивший название бедленд, что означает "испорченные (плохие) земли" (термин Северо-Американских прерий). Образование бедленда связано также с длительной распашкой земель, применением неправильных, хищнических методов ведения сельского хозяйства, развитием эрозионных процессов.

В южной части Западной Сибири и междуречье Оби и Иртыша получил распространение гривистый тип флювиального рельефа. Это сочетание широких речных долин, вытянутых в субширотном направлении параллельно друг другу, и невысоких плоских водоразделов. В некоторых случаях, в связи с сухостью климата, на месте рек сформировались цепочки солоноватых озер.

Во многих предгорных областях развит куэстовый тип рельефа, представляющий собой сочетание параллельных друг другу хребтов или гряд с асимметричными склонами, сложенными моноклинально залегающими породами. Системой трех куэст — южной, средней и северной — являются Крымские горы. Северное предгорье Кавказа образуют три куэстовых хребта: Лесистый, Пастбищный и Скалистый. Высота последнего достигает

2000 метров. Образование куэст обязано проявлению глубинной эрозии субсеквентных притоков рек, текущих по крутым покатостям гор. Параллельная система притоков в моноклиальных структурах образует глубокие асимметричные долины, водоразделы между которыми также приобретают вид высоких гряд и горных хребтов с асимметричным профилем.

ГЛАВА 11.

Геоморфологические процессы и формы рельефа областей современного оледенения

Общие представления

Деятельность современных и древних ледников относится к числу важных экзогенных факторов, преобразующих лик Земли. Площадь современного оледенения составляет немногим более 16 миллионов квадратных километров (11% площади суши), но в начале антропогена ледники занимали около 45 миллионов квадратных километров (30% площади материков).

Основная часть современных ледников (13,3 миллиона квадратных километров) принадлежит Антарктическому материку, Гренландский ледниковый покров достигает 2,2 миллиона квадратных километров. На долю островов Арктики и Антарктики, а также горных ледников приходится 0,5 миллиона квадратных километров.

На суше ледники образуются при определенном сочетании низкой среднегодовой температуры и большого количества снежных осадков, т.е. в горах (горное оледенение) и арктическом климате (материковое, или покровное, оледенение)

Границу ледяного покрова, где приход снега равен его расходу в результате таяния и испарения, принято называть снеговой границей или линией. Она оконтуривает определенную площадь, которая образует прерывистую ледяную оболочку, или хионосферу (от гр. *chion* — снег и *sphaire* — шар). Положение и высота снеговой линии зависят от климата, а также от особенностей рельефа: крутизны и формы склонов, литологии пород. На западных склонах Кавказа, например, ее высота около 2,5 тысяч метров, а на восточных — на 1000 метров выше. Низкое (около 2 тысяч метров) положение снеговой линии в Альпах объясняется расположением этой горной системы на пути влажных западных ветров. Наиболее высоко (около 5 тысяч метров) снеговая линия находится в экваториальной и тропической Африке, а в Антарктиде опускается ниже уровня моря

Обычно формирование ледника происходит выше снеговой линии, в зоне питания твердыми атмосферными осадками. Под действием летнего нагревания свежеснеживший снег постепенно деформируется за счет оплавления и сублимации (возгонки). В результате образуется фирн — непрозрачный плотный лед. Дальнейшее длительное преобразование превращает фирн в прозрачный глетчерный лед, объем которого примерно в 10 раз меньше объема снега.

По условиям баланса питания в леднике выделяют область аккумуляции снежных осадков, расположенную выше снеговой линии, и область абляции, где таяние и испарение преобладают над аккумуляцией. Чаще всего эта область лежит ниже снеговой границы.

Ледники обладают свойством пластичности, с которой связана их способность течь, т.е. перемещаться сверху вниз. Движение крупных материковых ледников обусловлено пластическим растеканием их от центра к окраинам под влиянием разницы мощности, а следовательно, и давления от центра к периферии. Причиной движения горных ледников в большей степени служит сила гравитации. В любом случае скорость движения очень невелика и зависит от интенсивности питания ледника и крутизны склонов.

Материковые ледники

Современные ледники делятся на покровные (материковые) и горные. Первые покрывают значительные площади и отличаются большой мощностью (более 2000 - 2500 метров). Покровные ледники распространяются по поверхности суши, скрывая под собой ее рельеф. Лишь высокие горы поднимаются над выпуклой поверхностью ледникового щита в виде останцов — нунатаков, служащих источником формирования рыхлого материала.

Крупные выводные ледники выносят ледяные массы и рыхлый материал разрушения горных пород к окраинам ледяного щита. В этих местах происходит их раскалывание и образование айсбергов. На границе ледяного покрова и океана формируются шельфовые ледники, припаянные к материковому льду. В пограничной зоне характерны также высокие отвесные ледяные обрывы, созданные совместной работой ледников и морских волн.

В прибрежной зоне материковых льдов, где мощность их сокращается, коренные породы нередко выходят на поверхность, образуя "оазисы", где особенно интенсивно проявляется морозное и механическое выветривание и специфические для постоянной мерзлоты склоновые процессы.

Горные ледники

Ледники в горах отличаются значительной длиной при небольшой площади. В плане они образуют систему, напоминающую реку с притоками. Несмотря на относительно небольшие размеры, горные ледники оказывают большое влияние на геоморфологию горных систем, а также на гидрологические условия прилегающих равнин, являясь источником питания многих рек. Преобразующая деятельность горных ледников настолько значительна, что сочетание типичных ледниковых форм принято называть альпийским рельефом, так как в Альпах оно выражено особенно четко.

Ледник в горах похож на медленно текущую реку. В этом внешнем сходстве имеются и весьма существенные различия. Подобно реке, ледник движется по долине, которая называется трогом (нем. *trog* — корыто); как и река, ледник принимает боковые притоки; деятельность ледника выражается в способности разрушать (выпахивание, экзарация) и аккумулировать; в результате возникают специфические ледниковые формы рельефа.

Отличия горных ледников от рек весьма существенны: скорость движения ледников может достигать нескольких десятков метров в год, но обычно не превышает 0,5 метра. В случае увеличения скорости целостность ледниковой массы нарушается, образуется ледопад. Как и у реки, наибольшая скорость ледника в центре, боковые части его в результате трения движутся медленнее. В итоге этих различий в твердом теле ледника возникают продольные трещины. При очень небольших скоростях работа ледника зависит в основном от его массы, инертность льда по сравнению с водой обеспечивает большую прямолинейность его движения и отсутствие излучин и меандр, кроме того, в устьевой части долина обычно сужается благодаря преобладанию абляции.

Троговая долина своим развитием и формой заметно отличается от долины речного потока. В поперечном профиле троговая долина имеет плоское широкое дно и крутые склоны (рис 38); в отличие от речной долины, в трогое отсутствует русло, а ледник заполняет его до верхнего перегиба, образующего пологую площадку (плечи трого).

Существуют различные точки зрения на происхождение ледниковых долин. Некоторые авторы считают их самостоятельными ледниковыми образованиями, созданными выпахивающей деятельностью ледника. Однако более вероятно, что трого формируются на месте доледниковых речных долин, которые в горах обладали невыработанным V-образным профилем. В результате оледенения эти долины заполнялись ледниками. Последующее преобразование речных долин в троговые было

связано со способностью ледника выпахивать и раздвигать склоны углублений, которые он заполнял.

Имеются разногласия и по вопросу происхождения плеч трога. Согласно одной точке зрения, это остатки склонов речных долин, предшествующих оледенению. Другие авторы считают, что плечи трога сохраняются как остатки более древних ледниковых долин. Наконец, существует мнение, что плечи трога являются результатом интенсивных нивальных процессов на контакте льда и верхней части склонов долины.

Для продольного профиля трога типичны неровность очертаний, сочетание глубоких впадин и крутых поднятий — ригелей, характеризующих своеобразие выработанного профиля ледниковых долин. В начальном этапе формирования трога мощность льда, а следовательно, наиболее интенсивная экзарация наблюдается в понижениях, повышенные же части ложа имеют небольшую мощность ледниковой массы, на них выпахивающая способность выражается слабее и в процессе переваливания через ригель в теле ледника образуются поперечные трещины, которые служат местом скопления рыхлого материала. Ригели, сложенные выступами твердых пород, подвергаются ледниковой шлифовке и штриховке. Последняя связана с действием впаившихся в ледник каменных обломков. Таким образом, выработанный продольный профиль ледниковой долины представляет собой чередование глубоких выпаханных впадин и отполированных ледником ригелей (рис. 39)

В условиях потепления климата и поднятия снеговой линии типичные черты трога быстро нарушаются вместе с появлением в них молодых речных долин. Последние приобретают яркие черты невыработанности продольного профиля. Нередко в понижениях трога образуются озера, разделенные крутыми короткими поднятиями. Позже озера соединяются протоками, затем, в процессе выработки профиля равновесия речной долины, озера будут спущены. В описанном случае поперечный профиль речной долины осложняется структурной террасой — остатком днища ледникового трога.

Своеобразие экзарационной деятельности сказывается также в образовании всяких троговых долин на участках впадения небольших ледников в крупные. Как известно, всячье устье речных долин служит показателем невыработанности продольного профиля, для ледниковых же долин это явление обычное, так как при небольшой массе льда меньший ледник не может углубиться до положения главного ледника; при их слиянии возникают благоприятные условия для ледопадов и снежных лавин. Если троговая долина в подобном месте замещается речной, то в устье меньшей реки возникает водопад и интенсивно развивается пятящаяся эрозия.

К типичным формам ледниковой экзарации относятся отполированные ледником выступы коренных пород, скалы, выпуклые части горных склонов. Шлифуя их поверхность, ледник проявляет свою способность напозать на препятствия. В результате возникают выпуклые формы поверхности с асимметричными склонами, называемые бараньими лбами и курчавыми скалами. Проксимальный (обращенный к леднику) склон бараньих лбов пологий, отшлифованный, покрыт ледниковой штриховкой, противоположный склон (дистальный) более крутой и слабо обработан ледником.

Характерный комплекс форм рельефа, связанный с проявлением экзарации, формируется выше снеговой линии, в зоне ледникового питания. К ним, в первую очередь, относятся цирки и кары, различающиеся, главным образом, размерами. Те и другие представляют собой углубления в склонах гор в форме амфитеатра или кресла с крутыми боковыми и задними стенками и открытыми вниз по склону. Днище цирков и каров плоское или слегка вогнутое и занято глетчерным льдом. Это область питания ледника, который, заполнив днище цирка, выходит (вытекает) за его пределы ниже снеговой линии. У выхода из днища цирка обычно располагается выступ или верхний ригель, при пересечении которого в теле ледника возникают поперечные трещины.

Сочетание цирков и каров на соседних и противоположных склонах гор создает резко расчлененный, разнообразный, величественный высокогорный альпийский рельеф,

при образовании такого типа рельефа снег скапливался в естественных углублениях на склонах. Характерная форма амфитеатра создавалась за счет ледниковой экзарации и нивального выветривания. Материал разрушения постепенно выносился ледниковым языком, а дно цирка углублялось и отшлифовывалось. Одновременно разрушению и шлифовке подвергались боковые склоны и задние стенки (рис. 40).

В результате описанного процесса стенки противоположных каров сближаются и становятся все тоньше. При условии длительного стационарного положения снеговой границы этот процесс может привести к образованию денудационной поверхности выравнивания ледникового происхождения (эквиплен). Вершины гор становятся округлыми, уплощенными, и лишь отдельные острые вершины сохраняются в виде останцев — карлингов. Однако такие поверхности выравнивания могут сформироваться очень редко, так как положение снеговой линии меняется за относительно короткий срок.

Колебания снеговой линии контролируют расположение и развитие зоны альпийского рельефа. В эпоху последнего оледенения горные ледники спускались к подножиям гор и формы ледниковой экзарации соответствовали низкому расположению снеговой линии. Послеледниковая эпоха характеризуется поднятием снеговой линии и соответствующим смещением живых цирков и каров. Оставленные ледником формы альпийского рельефа преобразуются послеледниковыми процессами. Таким образом создается "лестница каров". В идеальном случае она состоит из нескольких уровней поднятия снеговой линии. Нижний уровень занят плоскими слившимися днищами древних каров, заполненных рыхлыми отложениями, скелетными почвами, на которых развиваются альпийские луга. Выше расположены более свежие формы, представленные днищами каров, которые заполнены озерами. Нередко они соединены молодыми реками, которые в процессе выработки профиля равновесия спустят озера. Верхняя, самая молодая ступень каровой лестницы занята глетчерным и фирновым льдом и находится выше снеговой линии (рис. 41).

Горные ледники производят большую аккумулятивную работу, перенося и откладывая моренный материал. Морена — рыхлая горная порода, включающая различные по механическому составу частицы от глинистых до валунов. Глинисто-песчаные фракции морены образуются в процессе абразивной экзарации вследствие трения льда и вмержших в него обломков горных пород. Крупные глыбы являются результатом экзарации отщепления под действием горизонтального давления льда на выступы коренного ложа.

В горных ледниках встречаются разные виды морен: на контакте льда и коренного ложа формируется донная морена, параллельно склонам трога, где трение льда о горные породы особенно значительно, накапливаются боковые морены, а выступы ложа или боковая морена притока служат материалом для срединной морены; скопление в теле ледника обломков, просочившихся по многочисленным трещинам, создает внутреннюю морену (рис. 42).

При движении ледника в троговой долине все виды морен приобретают вытянутое по направлению движения ледника расположение. Особый вид морен образуется поперек ледникового языка; краевая, или конечная, морена фиксирует наиболее низкое положение ледника и этапы его таяния (отступления). Внешне она выглядит, волнообразным повышением подковообразной формы. В нижней части ледникового языка все виды морен объединяются. Таким образом формируется основная морена. Обычно она укрывает и сохраняет долгое время глыбы мертвого льда, отколовшегося от основного ледникового тела.

Нельзя не сказать о формах рельефа, образующихся на поверхности самого ледника. К ним относятся глубокие (несколько десятков метров) радиальные и поперечные трещины. Первые являются результатом неравномерного движения ледникового языка в троговой долине, поперечные трещины образуются в итоге расколов ледника над ригелями. В летнее время многие трещины превращаются в наледниковые и

внутриледниковые реки. Разьедающая деятельность внутриледниковых вод отмечается как в горных, так и в материковых ледниках.

Выход подледной реки у края ледникового языка сопровождается усиленным таянием и образованием пустот, гротов, пещер, напоминающих карстовые. Это внешнее сходство подчеркивается многочисленными сосульками разной формы, нависающими с потолка. Зимой вход в пещеру заполнен льдом, летом же из нее вытекают талые воды, которые нередко задерживаются естественной моренной подпрудой. При подъеме воды в озере происходит прорыв плотины и озеро осушается.

Поверхность ледника разнообразится микроформами, сформировавшимися благодаря неравномерному таянию. Летом крупные обломки горной породы защищают под ними лед, а таяние интенсивно проявляется вокруг. Постепенно возникает ледяной выступ, увенчанный глыбой горной породы — каменный стол. Мелкие обломки на поверхности ледника, наоборот, прогреваются быстрее чистого льда и опускаются на глубину нескольких сантиметров, образуя ледниковые соты и стаканы.

Разнообразие в строение поверхности ледника вносят плоские углубления в виде лотков, вытянутых вдоль его длинной оси. Они образованы лавинами, которые при передвижении создают себе постоянные пути.

Среди горных ледников наиболее распространен альпийский, или долинный, тип: Альпы, Гималаи, Кавказ, Тянь-Шань, Анды. Ледники этого типа имеют хорошо выраженную область питания в виде крупного цирка и область абляции — вытянутый язык, который занимает троговую долину. Длина языка и мощность льда зависят от питающего бассейна и климатических условий. Простые альпийские ледники представлены одним языком, сложные же имеют боковые притоки и называются древовидными. К этому типу принадлежит крупнейший на Земле ледник Федченко на Памире (77 километров), Зеравшанский (60 километров), Иньльчек Северный в Тянь-Шане (38,2 километра). В горах с небольшой площадью оледенения выделяют тип каровых ледников, целиком лежащих выше снеговой линии в днищах каров; переметные ледники отличаются тем, что языки, расположенные на разных склонах, имеют единый питающий бассейн, туркестанский тип ледников характеризуется отсутствием постоянного фирнового бассейна, они питаются в основном снежными лавинами.

Некоторые авторы выделяют тип промежуточных (между долинным и материковым) ледников, занимающих, как правило, плоские вершинные поверхности. Примером могут служить Скандинавские ледники в виде ледяных шапок, разделанных глубокими фиордами.

На северо-западе Северной Америки, особенно вблизи побережья Аляски и в Исландии в условиях холодного и очень влажного климата распространены ледники предгорного типа (ледник Маляспина). Они возникают при слиянии нижних частей мощных долинных ледников. В результате образуются широкие предгорные ледяные покровы, которые, по-видимому, были характерны для Альп, Кавказа и других горных систем в ледниковые эпохи.

ГЛАВА 12. Геоморфологические процессы плейстоценового оледенения

Общие представления

В геологической истории Земли крупные покровные ледники образовывались неоднократно. Например, в пермо-карбоне оледенение охватывало значительную часть материка Гондваны. Следы ледниковой деятельности в виде деформированной морены (тиллиты), отшлифованных ледником скал и бараньих лбов сохранились в Южной Африке и Австралии.

Наиболее изучено антропогеновое, плейстоценовое оледенение, так как мощные моренные и водно-ледниковые отложения, а также специфические формы рельефа покрывают значительную часть Европы, Азии, Северной Америки. Комплекс изменений

природной среды, вызванных оледенениями, настолько велик, что ими занимаются самостоятельные науки — четвертичная геология, геоморфология и палеогеография плейстоцена. Необходимость изучать ледниковые отложения и формы рельефа, с ними связанные, вызвана в первую очередь тем, что появление и жизнь древнего человека совпали с оледенениями. К тому же современный человек, занимаясь хозяйственной деятельностью, использует породы, созданные ледником. Почвообразующими породами на огромном пространстве материков служат отложения ледника и его талых вод. Кроме того, формирование климата, а вслед за ним природных зон также тесно связано с эпохами оледенений.

Несмотря на то, что созданные ледником отложения лежат на поверхности, изучены они далеко недостаточно. В отличие от осадочных пород морского происхождения, ледниковые осадки, как правило, не содержат руководящих остатков фауны и флоры. Моренные отложения отличаются пестрым литологическим составом, который меняется на небольшом протяжении.

К числу основных методов, используемых в четвертичной геологии (геологии антропогена), относится литолого-стратиграфический. Он построен на изучении соотношения моренных (ледниковых) и межморенных (межледниковых) отложений. Последние представлены озерными глинами, сапропелями, лессами, торфом, почвами, образованными на данной территории и погребенными между слоями морен, принесенных ледником. Изучение межледниковых осадков спорово-пыльцевым (палинологическим), диатомовым, карпологическим, остракодовым и другими палеонтологическими методами позволяет определить общий характер природной среды в теплые межледниковые эпохи. В четвертичной геологии большое применение находит геоморфологический метод, так как формы рельефа на территории, испытавшей оледенение, отличаются четкой закономерностью происхождения и распространения.

Существуют два основных взгляда на причину возникновения оледенений на Земле. Один из них рассматривает это явление как результат тектонических (горообразование) этапов на планете. Наиболее значительный альпийский орогенез предшествовал плейстоценовому оледенению. Возникновение высочайших горных систем вызвало коренные нарушения природной среды в целом: сокращение океанов, увеличение высоты суши, изменение климата в сторону похолодания и иссушения, формирование новой системы океанических течений и т.д. Согласно расчетным данным, для начала ледниковой эпохи достаточно понижения среднегодовой температуры на севере Европы на 3 - 5°, что могло произойти в связи с указанными процессами.

Вторая точка зрения объясняет причину образования материковых ледников теллурическими причинами — периодическим уменьшением солнечной радиации.

Установлены четыре эпохи оледенения, выделенные в Альпах еще А. Пенком и Е. Брюкнером. Аналоги горных ледниковых эпох обнаружены на равнинах Европы и Северной Америки. Альпийские названия перенесены на равнины, но в разных регионах и странах существуют свои названия ледниковых эпох. Наиболее древнее гюнцское (*gunz* — *G*) сменилось миндельским (*mindel* — *M*), затем рисским (*riss* — *R*) и последним — вюрмским (*wurm* — *W*). Соответствующие межледниковые эпохи названы гюнц-миндельской (*GM*), миндель-рисской (*MR*), росс-вюрмской (*RW*).

В отечественной геологической и геоморфологической литературе для ледниковых эпох утвердились следующие названия: окская (миндельская), днепровская, московская, валдайская; для межледниковых: лихвинская, одинцовская (рославльская), микулинская (муравинская). В Беларуси также существуют свои названия ледниковых и межледниковых эпох (см. главу 19).

Максимальным оледенением в Восточной Европе является днепровское (рисское). Его южная граница проходила у северного подножия Средне-Европейских гор и Вольно-Подольской возвышенности, затем спускалась на юг по долине Днепра вплоть до 48°30' северной широты, образуя днепровский язык. Обогнув с севера Среднерусскую

возвышенность, край ледника спускался по долине Дона до впадения реки Медведицы (донской язык), а затем поднимался на северо-восток в обход Приволжской возвышенности и к Уралу около 59° северной широты.

Последующие ледниковые эпохи занимали значительно меньшую площадь. Граница московского оледенения проводится от западной границы Беларуси (Беловежская гряда) и далее на Ганцевичи, Солигорск, Бобруйск, Климовичи, Рославль к Москве, далее к Коломне, Владимиру, Галичу на Волге, огибая Северные Увалы и спускаясь по среднему течению реки Юг.

Наиболее молодое валдайское оледенение распространялось лишь на севере западе Европы по линии: Берлин-Варшава, далее Гродно-Вильнюс-Свирь-Лепель-Орша, отсюда вдоль восточной окраины Валдайской возвышенности на северо-восток к устью Мезени (рис. 43).

Территория Беларуси является одним из эталонов геологии и геоморфологии антропогена, так как на ней экспонированы осадки и формы рельефа трех последних ледниковых эпох и представлен комплекс типичных гляциальных и водно-гляциальных комплексов.

Условия формирования рельефа плейстоценового материкового оледенения

Древние ледники покровного типа, подобно горным, при своем движении производили эрозию (экзарацию) и аккумуляцию. Большую роль в формировании рельефа северных равнин играли также ледниковые воды, которые распространялись далеко на юг за пределы ледникового покрова.

Типы и формы ледникового рельефа располагаются согласно определенной закономерности, которая при продвижении с севера на юг носит характер геоморфологической зональности. Северная зона накопления и формирования ледника отличается преобладанием экзарации. Южнее находится обширная зона ледниковой аккумуляции, включающая территорию до южной границы максимального оледенения. Третья зона — зандровая связана с деятельностью водно-ледниковых (флювиогляциальных) потоков. Последняя зона, внеледниковая, охватывает участки территории, непосредственно не затронутые деятельностью ледника и его талых вод.

Генезис типов и форм рельефа на территории древнего оледенения и их сохранность зависят от ряда причин, из которых главную роль играет возраст, т.е. принадлежность их к древней или молодой эпохе оледенения.

Рельеф в зоне ледниковой экзарации

Закономерность размещения форм и генезис гляциальной геоморфологии рассмотрим на примере конкретной территории. Наиболее типичной может служить Восточно-Европейская равнина, на которой сформировался ледниковый комплекс, включающий названные геоморфологические зоны.

Зона ледниковой экзарации в этом регионе представлена крупным Скандинавским, или Балтийским, центром оледенения, который служил областью питания для всех материковых оледенений Европы. Центры меньших размеров размещались на Полярном Урале, островах Новая Земля, а в Азии — на полуостровах Таймыр и Чукотка. Крупным центром оледенения Северной Америки является Канадский (Северо-Американский).

Скандинавская питающая область занимала примерно территорию Балтийского щита, внутренние части Скандинавских гор, впадину Балтийского моря. Большая мощность (свыше 2 тысяч метров) ледника, распространение твердых, но трещиноватых кристаллических пород способствовали разрушительной деятельности ледника. Она выражалась в выпахивании, механическом отрыве крупных глыб (отторженцев), шлифовке и полировке поверхности кристаллических пород. В результате выступы коренного ложа приобретали форму бараньих лбов и курчавых скал, а понижения

переуглублялись, получая очертания трогов. Типичный пример — сельговые гряды, невысокие, отполированные повышения, вытянутые вдоль движения ледника. Они сложены однородными жильными кварцитами и разделены выпаханнами ледником понижениями, занятыми озерами, болотами, небольшими речками.

В зоне центра оледенения связь с тектоническими структурами проявляется также в образовании озерных котловин и речных долин, совпадающих с линиями молодых разломов. Таковы многочисленные озера Финляндии, Карелии, Кольского полуострова, Швеции, Канады, вытянутые в направлении движения ледника в троговых долинах (рис. 44).

Ледниковая экзарация выразилась и в формировании специфических типов берегов. К ним относятся фиордовые берега, отражающие в своем строении этапы развития зоны ледниковой экзарации. Типичные фиорды представляют собой узкие, глубокие, крутосклонные заливы, глубоко вдающиеся в сушу под большим углом к берегу. В верхней части в фиорд обычно впадает река с признаками невыработанного профиля.

В доледниковое время на месте фиордов располагались речные долины, которые в условиях общего тектонического поднятия имели форму каньонов. В эпоху оледенения долины заполнялись льдом и приобретали форму трогов. Под влиянием ледниковой нагрузки Балтийский щит испытал изостатическое погружение, поэтому в период таяния ледника троговые долины заполнились водой и превратились в заливы. Троговое происхождение подтверждается не только формой заливов, но и наличием ригеля на границе фиорда и моря. В условиях современного изостатического поднятия суши фиорды теоретически должны быть осушены и превратиться в речные долины, однако для этого требуется длительное время.

Фиордовые берега получили широкое распространение как в Арктической, так и в Антарктической областях (в Скандинавии, на острове Исландия, в Гренландии, на северо-западе Северной Америки, в Патагонии, на Огненной Земле, в Южно-Американском секторе Антарктиды). Фиордовое происхождение имеют проливы Маточкин шар и Магелланов. В целом этот тип берегов благоприятен для судоходства, а в некоторых странах с холодным климатом фиорды служат наиболее удобным местом поселений человека.

Связь с ледниковой деятельностью обнаруживает и шхерный тип берегов, распространенный в Балтийском и Северном морях. Шхеры — это скопление многочисленных скалистых островков и мелей, имеющих форму бараньих лбов. Процессу экзарации выступы кристаллических пород были подвергнуты в эпоху оледенения. При таянии ледника и образовании морского бассейна они превратились в шхеры, затрудняющие прибрежное судоходство.

Многочисленные формы ледниковой денудации возникли в зоне ледникового центра недавно, в эпоху последнего оледенения — около 35 - 40 тысяч лет назад. Во время таяния ледника на этой территории формировались еще более молодые (менее 20 тысяч лет) формы ледниковой аккумуляции. К ним относятся цепи конечных морен Сальпауселькя, вытянутые на юге Швеции, Финляндии и Карелии. Сальпауселькя имеет большое гидрологическое и геоморфологическое значение, являясь подпрудой для многочисленных озер, расположенных севернее. О молодости аккумулятивного рельефа свидетельствуют также многочисленные озовые гряды, пересекающие озера, заболоченные низины, вытянутые вдоль движения ледника.

Эрозионная сеть зоны экзарации оформилась после отступления ледника, около 12-10 тысяч лет назад. Молодые речные долины отличаются невыработанным продольным профилем, в котором озеровидные расширения или живые озера чередуются с выпуклыми порожистыми участками. В местах пересечения моренных гряд или выступов кристаллических пород образуются небольшие водопады (Кивач).

Рельеф в зоне ледниковой аккумуляции

Зона ледниковой аккумуляции протягивается от центра оледенения до максимальной границы его распространения. Однако рассматривать рельеф этой зоны в целом не представляется возможным, так как он заметно различается как по генезису, так и по возрасту.

Наиболее типичен рельеф ледниковой аккумуляции в границах последнего оледенения. Его граница проходит по линии: Берлин — Варшава в Западной Европе, а на территории Беларуси севернее Гродно — на Вильнюс — севернее Молодечно — на Лепель — Оршу и далее севернее Смоленска — к Клину — Дмитрову — на Вышний Волочек — Череповец. На северо-востоке Восточно-Европейской равнины граница резко сворачивает к устью реки Мезень. Рельеф этой территории отличается молодостью и хорошей сохранностью. Вместе с формами подвижного (активного) льда значительную роль на ней играли процессы, связанные с неподвижным (мертвым) льдом и деятельностью талых вод. Широкое распространение живых озер в ледниковых котловинах послужило основанием называть подобные территории Поозерьями.

Накопление моренных отложений и образование специфических форм рельефа — основной итог деятельности ледника валдайского возраста. Мощность моренных и флювиогляциальных осадков достигает 100 - 150 метров. Гранулометрический и литологический состав морен заметно отличается от осадков зоны экзарации. Наряду с грубым валунным, много валунно-глинистого, песчаного материала. Вместе с кристаллическими породами большую роль играют осадочные (доломиты, мергели), попавшие в состав морены по мере продвижения ледника к югу за пределы кристаллического щита. Морены различаются и по цвету. На Восточно-Европейской равнине преобладает красно-коричневый цвет, соответствующий силикатному составу, в Западной Европе цвет приближается к палевому и выражает повышенную карбонатность.

В зоне ледниковой аккумуляции питание ледника резко сокращалось, большое значение имели процессы таяния и южный край его приобретал неровный, волнистый характер, так как в понижениях рельефа возникали потоки, лопасти и языки, уходившие далеко на юг, возвышенности же коренного или более древнего ледникового рельефа служили препятствием продвижению ледника, заставляли его останавливаться. Этапы движения и остановок ледника носили пульсирующий характер в связи с изменением климата, интенсивности питания. В зависимости от расположения лопастей и языков формируются и размещаются различные по генезису типы и формы рельефа.

К числу распространенного рельефа ледниковой аккумуляции в границах последнего оледенения относится холмисто-моренно-озерный, или холмисто-моренно-котловинный. Он представлен сочетанием разбросанных в неопределенном положении моренных холмов и понижений между ними, занятых озерами или болотами (рис. 45).

Бросается в глаза сложность строения поверхности в сочетании с мозаичностью почвенно-растительного покрова, направленностью и интенсивностью склоновых процессов. Такой рельеф с относительными превышениями 20 - 60 метров отличается живописностью, но, вместе с тем, и рядом неудобств при сельскохозяйственном использовании. Пригодные для распашки склоны составляют небольшие площади, вершины заняты лесом или суходольным лугом, а подножия — заболоченными ландшафтами.

Образование холмисто-моренно-озерного рельефа, по-видимому, связано с участками распространения малоподвижного, или мертвого, перегруженного мореной льда в языковой области. Каменный материал в его теле опускался на поверхность ложа при таянии ледника и образовал описанный тип рельефа, широко распространенный на территории Балтийских Поозерий.

Рельеф ледниковых языков характеризуется также полого-волнистыми донно-моренными равнинами. В отличие от холмисто-моренного рельефа эти равнины сложены тяжелыми моренными суглинками и при условии мелиорации удобны для

сельскохозяйственного использования. Небольшие повышения и группы холмов на их поверхности чаще всего представлены камами.

Заметное место в границах последнего оледенения занимает рельеф озерно-ледниковых низин. Это полого-вогнутые равнинные пространства, сложенные отсортированными песками и ленточными (шоколадными) глинами, накопившимися в холодных приледниковых водоемах. Последние занимали обширные пространства в эпоху таяния ледника, заполняли гляциодепрессии между конечно-моренными возвышенностями. Плоская поверхность низин разнообразится группами моренных холмов — бывшими островами озера. На окраинах обнаруживаются древние береговые линии и террасовые уровни. Озерно-ледниковые низины обычно облесены и заболочены.

Среди болот сохранились остаточные озера. Существование приледниковых водоемов в эпоху таяния ледника поддерживалось его тальными водами. Формирование вытока из них сопровождалось образованием сквозной речной долины и спуском озера. Классическим примером могут служить озерно-ледниковые низины в верхнем отрезке течения Западной Двины (Лучосская, Суражская, Полоцкая), Приильменская низина, впадина древнего озера Агасица в Северной Америке и др.

Особый сложный рельеф в зоне ледниковой аккумуляции создают конечные, или краевые возвышенности и гряды. Они означают границу распространения льда самостоятельной ледниковой эпохи, а также южный край продвижения ледниковых языков в отдельные стадии, или фазы, т.е. этапы длительных остановок и таяния ледника в условиях временного потепления климата. Установить возраст и генезис краевых образований довольно трудно, для этого требуются комплексные исследования.

Конечные морены представлены холмистыми возвышенностями или системой гряд, вытянутых в субширотном направлении перпендикулярно к расположению ледниковых языков. По высоте они занимают господствующее положение, являясь водоразделами между речными системами. Для конечных морен характерны значительные относительные превышения, создаваемые глубокими озерными котловинами. В таких местах крупные куполовидные холмы с крутизной склонов более 25° перемежаются с глубокими округлыми впадинами.

По происхождению конечно-моренные возвышенности и гряды могут быть аккумулятивные (насыпные) и напорные. Первые формируются при длительном стационарном положении края ледникового языка и постепенном вытаивании моренного материала. В результате образуются пологие возвышенности с небольшими относительными превышениями поверхности.

Напорные конечные морены — это итог активного наступания ледникового языка, который передвигает перед собой моренные отложения, придавая им вид невысокой горной гряды. Проксимальный склон такой гряды, обращенный на север, к леднику, обычно более пологий, а дистальный (задний) — более крутой. Для напорных морен характерны крупные отторженцы. Они представлены глыбами кристаллических или осадочных пород, перенесенных на далекое расстояние. Отторженцы мергелей, доломитов, известняков, захваченные ледником из Южной Швеции, Северной Эстонии, — важный источник добычи карбонатных полезных ископаемых.

Напорные морены нередко обнаруживают признаки складок — гляциодислокаций. Система надвигов, антиклиналей, синклиналей, наклоненных складок создает видимость горообразовательных процессов. Пример — дислоцированные меловые отторженцы, надвинутые на краевые морены на севере острова Рюген (Германия), где они образуют высокие белые морские обрывы с разнообразной фауной мелового моря.

Наиболее высокие конечно-моренные возвышенности образуются на стыке двух ледниковых языков или лопастей называются угловыми массивами. В тех случаях, когда ледниковые языки обтекают моренную возвышенность более древнего возраста, последняя именуется островной.

На Восточно-Европейской равнине можно указать классические конечные морены в зоне последнего оледенения. К их числу относится Балтийская гряда, вытянутая почти на 500 километров, не менее крупная система конечных морен Валдайской возвышенности. Разнообразный и сложный комплекс конечных морен образует Мекленбургское моренное плато на севере Германии. В Беларуси типичными краевыми образованиями на территории Поозерья являются Свенцянская возвышенность, Браславские гряды, а Витебская и Городокская относятся к числу островных возвышенностей.

На территории Восточно-Европейской равнины конечные морены образуют несколько параллельных полос деградации (отступления), фиксирующих максимальное положение валдайского ледника и его стадии. Граница максимального распространения ледяного покрова получила название бологовской стадии, которая сопоставляется с бранденбургской стадией максимального продвижения ледника в Западной Европе. Севернее ее расположены конечные морены едровской стадии — франкфуртской в Западной Европе. Следующая, вепсовская стадия известна в Западной Европе под названием померанской. Все три стадии распространены в Беларуси. Самая северная стадия — Сальпауселькя на территории Финляндии отмечена одноименными конечно-моренными грядами, имеющими возраст около 12 - 13 тысяч лет.

Описанные типы ледникового рельефа в зоне валдайского оледенения разнообразятся своеобразными формами рельефа, могущими служить индикаторами возраста и происхождения ледникового комплекса на конкретном участке.

Озы внешне представляют собой длинные гряды, вытянутые по движению ледника. Сверху бросается в глаза их наложенность и независимость расположения от подстилающего рельефа. Озы Балтийских Поозерий, особенно Финляндии, Польши, Швеции, тянутся на несколько километров, пересекая озера, болота, взбираясь на холмы. В заболоченных низинах они используются как удобная трасса железных и шоссежных дорог. Сложены озы слоистым песчаным материалом с прослойками ленточных глин и мелкого гравия. С поверхности во многих случаях образуется слой моренного суглинка с крупными валунами. Высота озových гряд над местным базисом эрозии достигает 30 — 40 метров, а угол наклона склонов превышает 25° (рис. 46).

Песчаный озовый материал скатывался в русло наледниковых потоков, а при таянии ледника проектировался на поверхность его ложа. Подобный процесс мог происходить в подледниковых и внутриледниковых тоннелях, длинных пустотах, а также продольных трещинах. Вытаивание озового материала сопровождалось наложением на его вершину поверхностной морены. Наиболее характерные по форме гряды образовались во внутриледниковых тоннелях и называются выдавленными. Вероятно, формирование озоев происходило в условиях малоподвижного или мертвого льда.

Камы — одиночные или групповые холмы, характерные для краевых возвышенностей и моренных равнин. Они отличаются куполовидной формой и как бы насажены на моренный рельеф. На местности камы выделяются крутыми склонами, распространением естественной лесной или луговой растительности. Плотный тонкослоистый песчаный материал с прослойками глин или гравия отражает способы их формирования. Образуются камы подобно озам, только не в линейно вытянутых пустотах, а в замкнутых озеровидных понижениях. На поверхности ледника они наполняются тонким песчаным материалом, принесенным летом поверхностными водами. Спроектированный при таянии ледника на поверхность такой "слепок" наледникового озера преобразуется в камовый холм. Типичные камы с моренной покрывкой образуются в подледных пустотах вблизи края ледникового языка. Отложенные на дневную поверхность в процессе таяния ледника, такие камы часто оказываются в прибрежной зоне приледниковых озоев. В этом случае они носят название лимнокамоев.

Друмлинны — ледниковые формы рельефа, характерные для ледниковых языков. Это холмы высотой 20-40 метров ярко выраженной асимметричной формы, вытянутые по

направлению движения ледника на 50 - 200 метров. Крутой проксимальный и пологий дистальный склоны внешне напоминают бараньи лбы, повернутые в обратную сторону. Сложены друмлины плотными моренными суглинками, ядро их нередко включает выступ коренных пород — глинистых, карбонатных и др. Наиболее типичны в США друмлины в штате Висконсин (рис.47); на северо-западе Восточно-Европейской равнины известны друмлинные поля на территории Эстонии, Карелии.

В процессе образования друмлинов ледник движется по неровной поверхности коренных пород, что служит причиной накопления вблизи выступов моренного материала. После краткого периода таяния ледник наступает вторично и при этом придает созданным ранее неровностям форму друмлинов.

Формы рельефа описываемой зоны представлены не только положительными, но и отрицательными образованиями, в основном озерными котловинами. Они являются гидрологическими и геоморфологическими индикаторами последнего оледенения (рис. 48).

Озерные котловины различны по размерам, глубинам, строению и происхождению. Коротко охарактеризуем их основные типы. Подпрудные озера, котловины которых занимают положения (гляциодепрессии) к северу от конечной морены или между краевыми образованиями. Обычно они округлые в плане, неглубокие, с асимметричным поперечным профилем. Примером могут служить озера Снярвды в Польше, Мюриц в Германии, Нарочь и Освейское в Беларуси и др.

В области ледниковых языков в их проксимальной части большое распространение получили ложбинные озера (ринны, гляциогенные рытвины), расположенные в глубоких крутых котловинах, вытянутых по движению ледника. К этому типу следует отнести самое глубокое озеро Беларуси Долгое (более 50 метров), многочисленные ринновые озера Литвы, Латвии, Польши, Германии.

Существует две точки зрения на происхождение ложбинных котловин. Они могли образовываться под влиянием эрозионной деятельности подледниковых талых вод в условиях высокого гидростатического давления. Согласно второй точке зрения, гляциогенные рытвины есть результат выпаживающей деятельности ледника. Об этом свидетельствует трогообразная форма поперечного профиля, значительная переуглубленность котловин в сравнении с соединяющими их протоками.

Типичны для конечных морен и холмисто-моренного рельефа котловины эвразионного происхождения в виде небольших, но глубоких котлов, выбитых в ложе ледника вертикально падающими в трещины талыми водами.

Широко распространены в разных частях бывших ледниковых языков термокарстовые озера, образованные на месте вытаявших ледяных глыб и протаявшего мерзлого грунта. Такие котловины округлых очертаний, плоские, с небольшими глубинами.

Наиболее разнообразно строение сложных котловин типа озера Селигер на Валдайской возвышенности, озер Кривое и Отолово в Белорусском Поозерье. Они представляют сочетание многочисленных заливов и плесов, длинных мысов и полуостровов в виде озовых гряд. Образование таких котловин связано с толщиной неподвижного льда, разбитого трещинами. В период таяния участки монолитного льда превращаются в плесы озера, а трещины, заполненные рыхлым слоистым материалом, становятся мысами, разделяющими эти плесы.

В процессе таяния ледника образованные его деятельностью котловины заполнялись глыбами льда и мерзлыми моренными и флювиогляциальными осадками, оказавшими длительное консервирующее влияние на котловины. Их расконсервация (термокарст) закончилась после отступления ледника в начале голоцена 9-10 тысяч лет назад. Этим объясняется хорошая геоморфологическая сохранность (внешняя молодость) котловин в зоне валдайского оледенения.

Высокая озерность территории зоны последнего оледенения сочетается со слабым развитием речной сети. Исключения составляют древние крупные долины (Западная Двина, Печора, Неман), оформленные одновременно с отступающим ледником. Долины рек и ручьев, соединяющих озера на моренных возвышенностях, отличаются невыработанным продольным профилем, неглубоким врезом и другими признаками молодости. От интенсивности развития профиля равновесия этих рек зависит продолжительность существования озер, которые по мере углубления долин будут спущены (рис. 49).

Рельеф ледниковой аккумуляции к югу от границ валдайского оледенения

К югу от границ последнего оледенения в рельефе выделяется обширная зона московского и днепровского оледенений, наложенная на геологические структуры Русской платформы.

В отличие от свежего холмисто-моренно-озерного ледникового рельефа валдайского оледенения на территории, занятой ледником московского возраста, преобладает холмисто-увалистый рельеф, заметно переработанный процессами денудации и эрозии, что отражает его относительную древность.

Самостоятельность московского оледенения признается большинством исследователей плейстоцена. Его границы в пределах Восточно-Европейской равнины проводятся приблизительно по линии: Каменец (Беловежская гряда) — Ганцевичи — Солигорск — Славгород — Рославль — Калуга — Москва — Кострома — Владимир — Галич и далее на восток к Северным Увалам, по среднему течению реки Юг.

Несмотря на значительную переработанность рельефа, ледниковые образования сохранились еще достаточно четко и образуют водораздельные участки территории. Это касается, в первую очередь, конечно-моренных возвышенностей, имеющих характер крупных холмистых поднятий или грядообразных возвышенностей, в строении которых принимают участие крупные отторженцы и гляциодислокации, а иногда камы и озы.

Особенно четко выделяются угловые моренные возвышенности с насаженными на них куполовидными камами. Темнохвойная лесная растительность дополняет впечатление низкогорного рельефа. Мощность морены на таких участках превышает 150 - 200 метров, в разрезе она носит характер морен напора. Относительные высоты, достигающие 30 - 70 метров, обязаны глубокому эрозионному врезу речных долин. Приречные участки наиболее крутосклонные, на плакорах же нередко наблюдаются значительные плоскостные поверхности. Кроме краевых образований, в зоне московского оледенения сохранились участки холмисто-моренного и равнинного донно-моренного рельефа, отличающегося от более молодого валдайского. Между моренными холмами и камами располагаются многочисленные сухие или заболоченные западины или котловины спущенных озер. Они соединяются широкими плоскодонными ложбинами талых вод и далее выходят за пределы холмистого участка. Поверхность моренных равнин чаще всего прикрыта более молодыми песчаными отложениями валдайского возраста. Это служит основанием называть их вторичными моренными равнинами.

Отличительной чертой зоны московского оледенения следует считать распространение на склонах возвышенностей покровных делювиальных отложений и лессовидных супесчаных и суглинистых пород мощностью до 5 - 6 метров. Их рельефообразующая роль выражается в нивелировании первичной поверхности ледниковой аккумуляции, формировании плавных склонов и пологих водоразделов. Вместе с тем, распространение лессовидных пород служит одной из причин проявления овражной эрозии. Овражно-балочный тип рельефа приурочен к глубоким, хорошо разработанным речным долинам и их надпойменным террасам.

Пример типичного моренного рельефа московского возраста — Белорусская гряда, включающая сложную серию угловых и грядовых морен, которые создают один из

основных водоразделов Восточно-Европейской равнины. Ее продолжением является Смоленско-Московская возвышенность.

Южнее границы московского оледенения получил распространение рельеф максимального днепровского (рисского) оледенения, формы которого носят реликтовый характер. Ледниковые моренные образования днепровской эпохи сильно денудированы длительной деятельностью талых вод более молодых ледниковых эпох, эрозионными и склоновыми процессами. Сохранившиеся в рельефе возвышенности чаще всего "просвечивают" из-под покрова зандровых, делювиальных и лессовых пород. Конечные морены днепровского возраста образуют разрозненные повышения или увалистые грядообразные поднятия, в строении которых большую роль играют гляциодислокации и отторженцы. Характерны в этом отношении Каневские гляциодислокации на правом берегу Днепра у города Канева. Наряду с конечными моренами в зоне днепровского оледенения определенную рельефообразующую роль играют камовые образования, сильно разрушенные склоновыми процессами. Деятельность последних вместе с эрозионно-аккумулятивными процессами имеет основное значение в формировании современного рельефа.

Рельеф перигляциальной зоны

Под названием "перигляциальная зона" понимается территория к югу от границ оледенений (или стадий ледниковых эпох), рельеф которой в значительной степени создавался позднеледниковыми потоками и специфическими флювиогляциальными (зандровыми) отложениями. Общее для образований подобного типа — равнинность поверхности и песчаный тип осадков. В ледниковые эпохи отложения зандров находились в мерзлом состоянии. Поэтому они разбиты мерзлотными трещинами и клиньями, которые при таянии явились местами развития термокарстовых западин.

На Восточно-Европейской равнине широко распространены пологоволнистые зандровые равнины, представляющие собой слившиеся пологие конусы выноса водноледниковых потоков к югу от конечных морен. Типичны в этом отношении север Полесской низменности, Центральнорезинская равнина, низины верхней Волги, Мещера. В составе флювиогляциальных отложений наблюдается определенная дифференциация. Ближе к краю ледника они представлены грубым песчаным и песчано-галечниковым материалом, который в направлении к югу становится мелкозернистым, глинистым.

Покров отложений зандровых равнин маломощный, поэтому геологические структуры выступают на поверхности и выражаются в особенностях рисунка гидросети, форме поперечного профиля речных долин, а на участках близкого залегания карбонатных пород — в виде глубоких карстовых воронок, занятых озерами. Основу современного рельефа зандровых равнин создают широкие речные долины с системой террас, преобладанием аккумуляции, боковой эрозии и плоские заболоченные водоразделы. В долинах типично представлен процесс меандрирования и образования стариц, на плакорах и надпойменных террасах распространены обширные мелководные озера полесского типа (озера-разливы).

Для рельефа зандровых равнин характерны песчаные положительные формы, среди которых наибольшей известностью пользуются параболические дюны, в плане напоминающие серповидные барханы с асимметричными склонами. Еще в XIX веке эти дюны считались полесскими "барханами", возникшими из песка вблизи края ледника под влиянием постоянных ветров, дующих с ледникового щита.

В наше время происхождение параболических (полесских) дюн рассматривается также в связи с золовой деятельностью. Под влиянием постоянных западных ветров или дневных бризов в прибрежной зоне приледниковых полесских озер летом возможно было передвижение сухого песка на выпуклых элементах поверхности. В периферических частях таких первичных дюн, где субстрат был маломощным и более влажным, песок

задерживался и даже зарастал, центральная же часть с большей массой сухого песка продолжала под действием ветра двигаться вперед. Таким образом возникала дуга с пологим внутренним и крутым внешним склоном. Длина параболических дюн или их цепочек достигает нескольких километров, а высота превышает 5-10 метров. В заболоченных районах Полесий параболические дюны представляли наиболее сухие возвышенные участки, пригодные для строительства населенных пунктов. При широком освоении Полесий и вырубке лесов параболические дюны разрушаются и подвергаются вторичному ветровому развеванию.

К перигляциальным образованиям относятся долинные зандры и ложбины стока талых ледниковых вод, которые могут быть шириной в несколько десятков или сотен метров. Особенно широкое распространение они получили в зоне ледниковой аккумуляции южнее границ валдайского оледенения и имеют направление с севера на юг, перпендикулярное к краю ледника. Нередко ложбины стока предопределяют положение речных долин, в частности, их сквозных участков.

К ложбинам стока талых вод относятся и крупные песчаные понижения длиной в сотни и шириной до нескольких десятков километров, представленные на равнинах Северной Польши и Германии, где получили название маргинальных прадолин или гляциосубсеквентных долин. Они образуют несколько параллельных друг другу перегляциальных полос, вытянутых в направлении с запада на восток и разделенных краевыми образованиями. Субширотные отрезки крупных рек Западной Европы: Вислы, Одера, Эльбы, Шпрее и некоторых их притоков занимают прадолины, образуя широкие зандрово-аллювиальные равнины. В них расположены города Берлин, Торунь и др. Примером могут служить средний и нижний участки долины Немана.

В эпоху дегляциации ледниковых языков талые воды не находили стока на юг и двигались медленными широкими потоками вдоль их окраин. После таяния ледника формировался нижний отрезок речных долин, имеющий субмеридиональное направление в сторону Балтийского и Северного морей. Прадолины, как и зандры, осложнены станицами рек и дюнно-бугристыми всхолмлениями.

Участки маргинальных долин в Прибалтике и Беларуси заняты участками речных долин, вытянутых параллельно краевым моренным возвышенностям.

ГЛАВА 13. Геоморфологические процессы и формы рельефа в областях распространения многолетнемерзлых горных пород (вечной мерзлоты)

Общие представления

В геологической и геоморфологической литературе издавна утвердилось понятие "вечная мерзлота", или криолитозона (гр. *kryos* — холод, лед; *lithos* — камень), в которой получили распространение многолетнемерзлые горные породы. В отличие от сезонной мерзлоты, типичной для умеренных и высоких широт, многолетняя мерзлота имеет большую мощность, которая колеблется от десятков до сотен метров. Она занимает огромные пространства Сибири и Северной Америки и существует десятки тысяч лет на протяжении всего плейстоцена. Общая площадь вечной мерзлоты на земном шаре составляет около 25% суши, на территории СНГ — почти 50%.

Согласно современным представлениям, многолетнемерзлые грунты относятся не только к реликтовым явлениям — они образуются и в современный период при благоприятных условиях климата и рельефа. Это обстоятельство послужило основой возникновения такого понятия, как "современное подземное оледенение".

Природные условия криолитозоны весьма своеобразны, а деятельность человека в ней сопряжена с рядом трудностей. Изучение этих проблем способствовало развитию самостоятельной науки — мерзлотоведения, или геокриологии, основателями которой являются М.И. Сумгин и В.А. Обручев. В Якутске находится крупнейший в мире Институт мерзлотоведения Сибирского отделения АН России (РАН).

Южная граница распространения многолетнемерзлых грунтов России начинается на Кольском полуострове на широте северного полярного круга. Примерно на этой же широте ее граница доходит до Урала, отсюда опускается на юг, пересекая Уральские горы и Западную Сибирь в районе 60 — 62° северной широты. Далее она резко поворачивает к югу по правобережью Енисея и, огибая Алтай, уходит на юг до широты Улан-Батора. Снова появляется на территории России на юго-востоке, где проходит по левому берегу Амура. Полуостров Камчатка лишен многолетнемерзлых горных пород только на юге.

В криолитозоне основное распространение имеет лед — цемент, связывающий замерзшие влажные горные породы. При низких температурах они обладают монолитностью и твердостью скальных пород, а при повышении температуры тают сравнительно равномерно на большой площади. Широко распространены также жильные льды, характерные для трещиноватых пород, и глыбы льда, погребенные под рыхлыми осадками, кроме того, повторные жильные льды, возникающие в морозобойных трещинах при многократном оттаивании заполняющего их льда и последующем его замерзании.

Зона вечной мерзлоты разделяется на несколько подзон по мерзлотно-температурному признаку: вдоль южной границы тянется полоса островных многолетнемерзлых горных пород мощностью до 25 метров. Севернее протянулась полоса (подзона) несплошного развития вечной мерзлоты мощностью до 100 метров; ее сменяет полоса почти сплошной мерзлоты мощностью до 200 метров. "Та лики" встречаются лишь под озерами и руслами крупных рек. Северная подзона со сплошной постоянной мерзлотой имеет мощность до 500 метров и более.

Для природных процессов, свойственных зоне многолетнемерзлых грунтов, велико значение подземных вод. Они подразделяются на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. Первые связаны с верхним деятельным слоем и отличаются атмосферным питанием и опресненностью. Межмерзлотные воды характерны для районов островной мерзлоты, пронизанной многочисленными "сквозными таликами". Что касается подмерзлотных вод, то, располагаясь глубже постоянно мерзлого слоя, они обладают напором. Наряду с низкоминерализованными, встречаются соленые и минеральные воды разной температуры.

Рельеф и геоморфологические процессы криолитозоны

Специфические процессы и формы рельефа в зоне вечной мерзлоты связаны с проявлением некоторых физических свойств пресной воды, в частности, увеличением ее объема при замерзании и сокращением при таянии. Это служит одной из причин сезонности развития многих геоморфологических процессов и связанных с ними форм.

Процессы солифлюкции (гр. *solum* — почва, *fluctio* — истечение) представляют медленное течение верхнего слоя почвы или горных пород, перенасыщенных влагой, по пологим склонам. Летом, благодаря водоупорным свойствам постоянно мерзлых грунтов и слабому испарению, в верхнем оттаявшем слое почвы накапливается много влаги. В результате насыщение водой грунтов увеличивается и под влиянием силы тяжести они начинают медленно сползать по склонам. Образуются вытянутые языками солифлюкционные террасы, натечные валы, потоки. Явление солифлюкции может наблюдаться и при отсутствии вечной мерзлоты ранней весной в глинистых грунтах. Насыщенный водой оттаявший горизонт образует легко подвижный слой на подстилающей водоупорной глине, еще не успевшей оттаять. Многие авторы считают солифлюкционными образованиями напорные террасы, каменные потоки, курумы, формирующиеся в горах выше границы леса.

Процесс термокарста относится к числу важных рельефообразующих факторов. Он связан с вытаяванием подземного погребенного жильного льда, заключенного в мерзлом грунте, и последующим проседанием верхнего слоя почвы или рыхлой горной породы. Образуются округлые плоские термокарстовые западины, блюдца протаивания, в них формируются мелководные термокарстовые озера. В других случаях, когда льдистые

горные породы при таянии расплываются, возникают обширные округлые западины — аласы глубиной от 2 - 3 до 10 метров. Отдельные аласы, а также котловины термокарстовых озер в условиях дальнейшего развития процесса объединяются, в результате появляются крупные аласовые понижения, в которых под травянистой растительностью образуются хорошо увлажненные почвы, удобные для сельскохозяйственного освоения. В центре аласов и термокарстовых понижений, как правило, возвышается холм — булгуннях, возникающий в процессе выпучивания. Наиболее крупные термокарстовые формы образуются при вытаивании мощных клиновидно-жильных льдов, создающих полигональную решетку. При значительной длительности этого процесса возникают понижения, разделенные земляными конусами — байджерахами.

Процесс выпучивания (вспучивания) грунтов широко проявляется в условиях сезонной смены таяния и замерзания верхнего деятельного слоя. Осенью при замерзании вода, заключенная между ним и горизонтом вечной мерзлоты, превращаясь в лед, приподнимает поверхностный слой горных пород, выталкивает снизу вверх валуны и крупные части рыхлого грунта. Так образуются бугристый рельеф, торфяные бугры, скопления валунного и обломочного материала, вытолкнутого на поверхность.

С процессом выпучивания связаны и разнообразные наледы, т.е. крупные ледяные или земляные бугры с ледяным ядром. Выделяют наледы подземные, речные, наземные. Последние возникают при наличии осенью незамерзшего слоя между нижним и верхним мерзлыми горизонтами. В результате напряжения снизу, выпучивания и растрескивания верхнего слоя вода изливается на поверхность.

Многоразовое повторение этого процесса приводит к образованию крупных наземных наледей. Например, Кыра-Никоранская наледь имеет площадь 26 квадратных километров, Момская достигает 100 квадратных километров и существует круглый год.

Речные наледы связаны с промерзанием реки, расположенной в многолетнемерзлых грунтах. Осенью при образовании поверхностного льда живое сечение русла сокращается, создается гидростатический напор, оставшаяся вода взрывает верхний слой льда и, разливаясь, замерзает, образуя плоскую ледяную возвышенность. На некоторых реках северо-востока Сибири слой льда в наледях настолько велик, что сохраняется летом, снова увеличивается зимой и таким образом формируются многолетние речные наледы.

Подземные наледы представлены крупными многолетними буграми с ледяным ядром. Это булгунняхы, или гидролакколиты. Они возникают в процессе замерзания термокарстовых озер или аласов и таликов под ними. При этом в центре сохраняется вода в окружении мерзлоты. Дальнейшее замерзание приводит к выжиманию вверх насыщенного водой слоя и появлению бугра высотой до 8 - 13 метров.

Области распространения многолетнемерзлых пород отличаются развитием особых полигональных (структурных) образований на поверхности глинистых или песчано-каменистых грунтов, занимающих площадь в десятки квадратных километров (рис. 50).

Каменные кольца (полигоны, многоугольники) представляют собой слабовыпуклые, округлые или многоугольные площадки, 1 - 2 метра в поперечнике, сложенные мелкоземистым однородным материалом, окаймленные каменным венком из грубых валунно-галечниковых пород. На пологих склонах каменные кольца сменяются вытянутыми параллельными полосами мелкозема и каменистого материала. Формирование таких поверхностей объясняется процессом многократного замерзания и оттаивания частичек некогда разнородного грунта. При этом происходит "вымораживание" из общей массы крупных обломков и отодвигание их в стороны. Дифференциация частиц по крупности вызывается также раздвигающим действием замерзающей воды, вытекающей из трещин.

Другой характер приобретают полигональные формы в однородных глинистых грунтах. Последние в процессе замерзания покрываются системой трещин, через которые вытекает глина, насыщенная водой, как из миниатюрных грязевых вулканов. В результате

образуется скопление голых выпуклых глинистых полигонов до 1 метра в диаметре в обрамлении полос тундровой растительности, которая находит в трещинах благоприятные экологические условия. Такие пространства на севере называют пятнистой или медальонной тундрой.

Наряду с ней в зоне вечной мерзлоты формируются полигонально-валиковые структурные формы, достигающие 25-33 метров и более. В этом случае образуется система довольно правильных пяти и шестиугольников диаметром до нескольких метров, ограниченных валиком торфяно-минерального грунта высотой до 0,5 - 1 метра. Подобные микро- и мезоформы появляются в тех случаях, когда глубокие морозобойные трещины не успевают растаять летом, увеличиваются вглубь и вширь, разбивая мерзлую породу на отдельные блоки. При этом слагающая порода выжимается в стороны и вверх, образуя валики.

Термоэрозионные процессы проявляются как механическое, термическое, химическое воздействие поверхностных текучих вод на вечную мерзлоту. В результате возникают типичные эрозионные формы — ложбины, овраги, долины. Они могут закладываться по трещинам полигональных грунтов или вдоль термокарстовых понижений. Постоянные реки в условиях многолетнемерзлых горных пород летом многоводны в связи с таянием льда и слабой фильтрацией воды в грунт. Значительная живая сила реки выражается в боковой эрозии, меандрировании. Характерно также явление блуждания рек, вызванное накоплением отложений перед промерзающими участками или наледями. Склоны речных долин подвергаются процессам солифлюкции. Это хорошо выражено на широтных отрезках долин с разной экспозицией. В таких местах поперечный профиль долин приобретает асимметричный рисунок. Зимой малые и средние реки промерзают до дна.

Зона вечной мерзлоты отличается своеобразными типами морских берегов и широко развитыми механическим и термическим процессами термоабразии. Берега арктических морей, как правило, характеризуются развитием высоких обрывов и термоабразионных клифов. Мерзлые грунты, обнажаясь на обрывах, интенсивно тают, что сопровождается солифлюкцией, оползнями, оплывинами. У подножия клифов и обрывов скапливается большое количество обломочного материала, насыщенного водой, который иногда называется псевдомореной.

Подобную картину можно наблюдать и в руслах крупных сибирских рек, долины которых глубоко врезают в толщу мерзлых грунтов; солифлюкционные потоки сбрасываются в большом количестве грязевой материал, загрязняя и засоряя русло, мешая судоходству.

Хозяйственная деятельность человека в условиях постоянно мерзлых грунтов затруднена рядом объективных факторов. Строительство дорог, промышленных и жилых зданий требует предохранительных мероприятий. Выпучивание, термокарст, образование наледей, растрескивание мерзлых грунтов нередко приурочиваются к населенным районам и городам, где таяние верхнего слоя мерзлоты многократно усиливается за счет добавочного тепла, производимого человеком. Это вызывает осадку зданий, разрушение полотна железных дорог, мостовых, растрескивание асфальтового покрытия и т.д. Однако современная техника дает возможность избегать неблагоприятных природных явлений, строить крупные города и промышленные предприятия на Крайнем Севере. Следует отметить, что вечная мерзлота обладает и положительными качествами. Она содержит и хранит большое количество воды; в мерзлых грунтах хорошо сохраняются многочисленные остатки и целые экземпляры животных и растений ледниковой эпохи.

ГЛАВА 14. Карстовые геоморфологические процессы и формы Общие закономерности

Под карстовым геоморфологическим комплексом понимается совокупность специфических форм рельефа, созданных деятельностью поверхностных и подвесных вод

в растворимых (карстующихся) породах. В классической стране карста — Словении его называют *kras*.

Наибольшее значение на Земле получил известняковый карст, свойственный широко распространенным карбонатным ($\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$) отложениям. Другие растворимые породы — каменная соль, гипс — встречаются намного реже или растворяются слишком быстро. Сущность растворения заключается в насыщении циркулирующих в карстующихся породах вод углекислотой, которая служит основным растворителем. При перенасыщении воды CO_2 растворение прекращается начинается выпадение карбоната кальция из воды и появление в карстовых пустотах вторичных натечных образований.

Изучением геоморфологии карста, в научном и практическом плане, занимается наука спелеология. Развитие карстовых процессов зависит от ряда условий. В наиболее типичном виде карстовые формы выражены в открытом (голом) карсте, когда известняковые породы обнажаются на поверхности. Условно открытый карст принято называть средиземноморским (Балканский полуостров, Крым, Кавказ, Альпы, Пиренеи и т.д.). Рельефообразующие процессы интенсивно проявляются в чистых, но трещиноватых известняках, мелах, мергелях при сравнительно пологих склонах, способствующих замедленному стоку и химическому выветриванию. Большое значение имеет высота карстового массива над уровнем моря и местный базис карстовой денудации, от которых зависит глубина вертикальной циркуляции воды в трещинах горной породы. По признаку рельефа выделяют горный и равнинный карст.

Карст — не только аazonальное явление, он имеет свои особенности в различных климатических зонах. Для развития карста наиболее благоприятен климат средиземноморского типа с ограниченным и неравномерным количеством осадков и высокими температурами в течение года. В условиях холодного климата вода теряет свою химическую активность, а наличие вечной мерзлоты ограничивает ее вертикальную циркуляцию.

Влажный климат умеренных широт способствует быстрому накоплению почвенного и дернового покрова, кроме того, в умеренной зоне карстующиеся породы, как правило, лежат под рыхлыми континентальными осадками. Такой карст называют покрытым, он характерен для обширных территорий Восточно-Европейской равнины, центральной части бассейна реки Миссисипи и др. Однако и на равнинах встречается типичный голый карст, например в Пермской и Псковской областях. Изучение тропического карста также выявило ряд его особенностей, связанных с интенсивностью процессов растворения и денудации в жарком влажном климате.

Важнейшее значение для развития карста имеют гидрологические условия. В карстовом массиве различают три этажа (зоны), различные в гидрогеологическом отношении. Верхняя, называемая зоной аэрации, располагается от поверхности до уровня грунтовых вод и характеризуется вертикальной циркуляцией. Свободное гравитационное движение воды, свойственное верхней зоне, наблюдается в периоды выпадения дождей и таяния снега. В верхней зоне возникают основные поверхностные формы. Средняя зона периодически полного насыщения отличается горизонтальными или слабо наклонными движениями воды в границах самого высокого и наиболее низкого уровня зеркала грунтовых вод. Это зона активного формирования карстовых пещер. Нижняя зона — постоянного полного насыщения — распространяется вплоть до водоупорного горизонта и отличается горизонтальной циркуляцией. Она питает карстовые реки и крупные постоянные источники.

Эволюция карстовых форм

На молодом массиве известковых пород, недавно обнажившихся из-под уровня моря, под влиянием разъедающей деятельности проникающих в трещины в зоне аэрации дождевых и талых вод возникает сочетание специфических открытых мезо- и микроформ.

В чистых известняках появляются карры, или шратты. Они представлены лабиринтом узких острых гребней и разделяющих их таких же узких борозд глубиной до 0,5 - 1 метра. Карровые поля характеризуют молодую стадию развития карстового процесса, когда выпадающие осадки проникают сквозь трещины и поверхностные водотоки отсутствуют (рис. 51).

На начальной стадии развития карста средиземноморского типа большое распространение получают поноры, т.е. более или менее широкие щели, служащие водоотводящими каналами для поверхностных вод. Почти одновременно с ними развиваются разнообразные округлые понижения и провалы, объединенные под общим названием долины. К ним относятся широкие плоские блюдцеобразные западины, возникающие в процессе просадки грунта. Наиболее типичны карстовые воронки, достигающие в диаметре 20 - 50 метров, а по глубине — от нескольких до первых десятков метров. Развиваются они в результате активного, но ограниченного по площади проникновения поверхностных вод по крупным трещинам, а иногда за счет расширения стенок понора. Склоны воронок обычно крутые, обнаженные, дно сухое.

Распространенной разновидностью карстовых форм являются глубокие (до нескольких десятков метров) вертикальные впадины типа колодцев. Они образуются над подземной пустотой в результате обвала верхнего слоя (потолка). На этой стадии развития карстовые формы не соединены друг с другом и поверхностными водотоками. Каждая форма развивается за счет вертикальной циркуляции (рис. 51) и в целом формируется типичный ванновый ландшафт.

Дальнейшее развитие карстового геоморфологического комплекса направлено по линии поверхностной денудации и образования поверхностных водотоков путем вскрытия подземных вод. В карровых полях борозды постепенно становятся шире, мелкие гребни "съедаются" за счет химического выветривания, устойчивые гребни превращаются в останцы. В понижениях накапливается нерастворимый осадок известняков — красная глина (*terra rossa*), которая закупоривает трещины и создает условия для застаивания на поверхности атмосферных вод.

Для горного карста в этой стадии характерно развитие глубоких вертикальных каналов — карстовых бездн, или шахт, глубина которых достигает нескольких сот метров. В период дождей сюда устремляются поверхностные воды, проходящие по вертикальным каналам до уровня грунтовых вод. В книгах французского спелеолога Н. Кастере карстовые бездны описаны в Пиренеях, где глубина их составляет сотни метров; в Италии к северу от Вероны глубина карстовой шахты достигает 637 метров. Крупнейшие карстовые бездны обнаружены советскими спелеологами на Западном Кавказе в районе Нового Афона и Гагр (гора Арабика).

Переход в стадию зрелости равнинного голого карста выражается в расширении воронок, соединении их друг с другом, превращении колодцев в воронкообразные впадины. В результате слияния образуются широкие понижения причудливых очертаний, получившие название увала. Днище увала еще не имеет постоянного водотока, но скопление *terra rossa* способствует образованию временных водоемов, питаемых дождевыми и снеговыми водами.

Наиболее типичными формами зрелого карста считаются поля. Это обширные, вытянутые на много километров понижения с крутыми склонами и плоскими днищами, с постоянными водотоками или цепочками озер, питаемых грунтовыми водами. В классических карстовых областях широкие днища полей, выстланные плодородной *terra rossa*, служат местами размещения сельскохозяйственных угодий.

Образование полей имеет несколько объяснений. Они являются результатом естественной эволюции карстового процесса, достигшего уровня карстовой денудации. В других случаях формирование полей связано с расположением тектонических линий, например, Попово поле в Словении. Иногда поля образуются на месте провала кровли подземной реки. При этом остатки обрушившегося свода остаются в виде естественных

мостов. Н.А. Гвоздецким описаны поля в Грузии, которые возникли в результате размыва и выноса продуктов размыва нерастворимых пород, залегающих внутри известняков. Форма и размеры таких полей зависят от мощности и размещения нерастворимых пород среди растворимых.

Эволюция форм равнинного карста в умеренных широтах отличается своими особенностями. Они выражаются в завуалированности процессов благодаря слою рыхлых покровных пород и постоянно высокому уровню грунтовых вод. Характерны широкие пологие блюдцеобразные западины, на дне которых скапливается вода или образуется низинное болото; нередко встречаются глубокие карстовые воронки и даже провалы типа колодцев. Дно их выстилается продуктами выветривания и формируются озера, в питании которых заметную роль играют воды подземного карстового массива.

Во влажном жарком тропическом климате (Вьетнам) развитие карста отличается специфическими чертами. В молодой стадии характерно преобладание положительных форм рельефа в виде конусов, башен, которые высоко подняты над базисом эрозии, так называемой базальной поверхностью. Эта особенность связана с влиянием климатических условий; на карстовом массиве образуются широкие плоские понижения, среди которых как останцы прежней поверхности возвышаются поднятия в виде башен, куполов, иногда причудливых очертаний. Зрелость тропического карста выражается в расширении выровненных поверхностей и сокращении площади положительных форм.

На основе морфологических различий И. С. Щукин выделяет куполовидный, башенный, конический и котловинный тропический карст.

Куполовидный карст — наиболее молодая стадия процесса, когда куполообразные возвышенности высотой более 100 метров разделяются узкими сухими ущельями — "карстовыми переулками", связанными с расположением тектонических трещин.

Башенный карст развит на периферии куполообразного и характеризует более зрелую стадию. Для него типичны изолированные друг от друга башни или столбы с относительной высотой 100 - 300 метров. Развитие *terra rossa* способствует застаиванию воды на денудационной равнине, разделяющей отдельные башни. Склоны и вершины башни изъедены воронками, гротами, шахтами. Углубление понижений уже закончилось и развитие идет за счет "съедания" возвышенностей.

Конический карст отличается тем, что возвышенности становятся более пологими, а денудационная равнина занимает основное пространство.

В некоторых тропических областях (Ямайка) в условиях сильной трещиноватости известняков и низкого положения уровня грунтовых вод развивается котловинный карст. В целом тропическому карсту свойственна высокая интенсивность процессов. Этому способствует мощное развитие растительной массы, разложение которой служит источником добавочного поступления в воду углекислоты и увеличения растворимости карстующихся пород.

Таким образом, карстовый процесс носит характер денудации. Его развитие — это превращение густо и глубоко расчлененной поверхности в выровненную, осложненную денудационными останцами. Так выглядят в стадии дряхлости пологоволнистые карстовые поля, в равнинном карсте выполаживание связано со слиянием долин, образованием широких плоских полей, разделенных пологими гребнями. Стадия старого карста отличается также развитием поверхностной гидрографической сети.

Процесс образования карстовой выровненной поверхности особенно показателен в тропических широтах. Быстрое сокращение башенных и конических возвышенностей приводит к их полному нивелированию. Процесс продвигается от края карстового массива к центру и сформированная ровная поверхность, которая называется окраинной равниной карста, по своему генезису является педиментом карстового происхождения. Новый цикл развития карстового процесса — омоложение наступает при условии, если суша поднимается, а базис денудации (эрозии) понижается.

Гидрография карстовых областей

В молодой стадии для голого карста характерно отсутствие постоянных рек и озер, но по мере его развития (старения) возникает гидрографическая сеть. Выделяется несколько типов рек.

1. Временные водотоки, существующие только в период ливней и снеготаяния. Их глубина не превышает зону аэрации.

2. Крупные реки, берут начало вне карстовой области и не достигают зоны постоянного полного насыщения. Поэтому при прохождении через карстовый массив их водность заметно сокращается. Долины таких рек каньонообразны, крутые склоны лишены растительности, в русле отмечаются округлые расширения типа карстовых воронок.

3. Тип постоянно текущих рек, глубокие каньонообразные долины которых врезаны до уровня грунтовых вод. Такие реки часто начинаются в пещерах и гротах мощными карстовыми источниками, которые носят название мешкообразных. Устья карстовых рек очень часто не открываются в море или озеро, а заканчиваются тупиком в виде высокой стены в подошве уступа. Такие долины называются слепыми.

4. Наибольшее своеобразие свойственно рекам, протекающим по перемененно под землей по системе подземных галерей и по по верхности. Иногда трудно доказать принадлежность отдельных отрезков долины одной реке. Для доказательства применяют способ окрашивания воды красителями, которые запускают в верховье, затем проверяют их появление на нижележащих участках. Это имеет большое практическое значение при необходимости создать плотины, использовать речные воды для орошения и т.д. Участки подземных рек отмечены на Кавказе (реки Тквибули, Шаора, Чешура), на западном склоне Южного Урала, в Крыму.

Карстовые речные долины отличаются невыработанным продольным и поперечным профилем, неоднократным сочетанием плоских и глубоко врезанных участков, поверхностных и подземных русел. Все это стимулирует развитие эрозионной деятельности до уровня карстовой денудации.

В литературе есть несколько описаний подземных рек. Например, установлено, что воды верхнего Дуная исчезают в понорах и проходят под землей 12,5 километра. Река Пиука начинается к северо-востоку от Триеста, у города Постойны (Югославия) она уходит в пещеру и появляется под названием Уница через 9 километров. Проходя по днищу Планинского поля, она исчезает с поверхности и через 12 километров подземного течения возникает в виде речки Люблиницы. В подземном русле река образует водопады, меандры, озера и даже имеет подземный приток.

Озера карстовых областей делятся на временные, дно которых не достигает уровня грунтовых вод, и постоянные, с преобладанием подземного питания. Котловины в плане обычно округлые, склоны крутые, а глубины значительные, особенно если озеро размещается в провальной котловине. Для карстовых озер характерно значительное и быстрое колебание уровня. В Словении, например, есть большие озера, которые существуют только в дождливый период, когда слой аэрации наполнен водой. В сухой сезон эти озера полностью высыхают, по дну некоторых проходят выложенные камнем автомобильные дороги. При наступлении дождей такие дороги уходят под уровень вновь разлившегося озера.

Постоянные карстовые озера питаются грунтовыми водами, поэтому они обычно имеют повышенное количество и разнообразный состав солей, особенно в горном карсте. Примером может служить небольшое, но глубокое озеро Провал на склоне горы Машук в районе города Пятигорска. Вода в озере яркого зелено-голубого цвета и известна своими лечебными свойствами, глубина карстового озера Голубого в бассейне реки Балкарский Черек на Кавказе достигает 258 метров при площади 14700 квадратных метров. Карстовое происхождение имеет, по-видимому, озеро Рица на Западном Кавказе, известное как центр рекреации.

В закрытом карсте также широко распространены озера в карстовых воронках и блюдцеобразных (карстово-суффозионных) западинах. Об их происхождении и внешнем облике свидетельствуют названия: Провальное, Бездонное, Морское Око и т.д. По сравнению с окружающими поверхностными водами, карстовые озера более высоко минерализованы, что свидетельствует о значительном грунтовом питании. На границе Белорусского и Украинского Полесий расположена группа озер карстового происхождения. Наиболее значительное из них озеро Свитязь имеет площадь более 50 квадратных километров при максимальной глубине около 50 метров. Таким же примером может служить озеро Морское Око в России, минерализация воды в котором превышает 350 миллиграммов на литр. Характерны карстовые озера для Мещерской низины, равнин верхней Волги, Камы и т.д.

Особенности гидрографической сети карстовых областей затрудняют создание гидротехнических сооружений. Известны случаи, когда чашу водохранилища невозможно было наполнять из-за постоянного просачивания воды сквозь трещины в известняках. Ложа современных водохранилищ в районах распространения карстующихся пород до заполнения цементируют во избежание убыли воды.

Важную часть гидрографической сети составляют карстовые источники. Их разделяют на несколько групп. Для мощного карста особенно характерны временные источники зоны аэрации. Вторую группу составляют источники периодически полного насыщения. Они, как и первые, функционируют только в периоды выпадения осадков и высокого положения грунтовых вод в карстовом массиве (рис. 53). Некоторые источники этой группы, называемые в Германии подпорными, а во Франции эставеллами, действуют под сильным гидростатическим напором снизу вверх. Они возникают в том случае, если в русле подземного канала, по которому вода течет сверху вниз, имеется сужение, служащее подпором для нее в период максимального притока вод. Если выше подпора подземный канал соединяется с поверхностью, то излишек воды поднимается по ней вверх и изливается источником, который существует до очередного сухого периода.

К периодическим, иногда очень сильным, относятся также сифонные источники. Если пещера или подземная пустота соединяется с поверхностью коленообразным каналом (сифоном), то при наполнении ее водой, стекающей по многочисленным трещинам до уровня колена сифона, возникает источник. При понижении уровня воды в подземной полости осушается соединительный канал и источник иссякает (рис. 54).

Третью группу составляют постоянно действующие источники, связанные с зоной полного насыщения. Они называются исполинскими или воклюзными (по названию источника Воклюз во Франции, дающего начало реке Сорг). Исполинские источники выходят на поверхность обычно на окраине карстового массива (река Биюк-Карасу в Крыму), в основании полей, пещер и гротов. Под землей такие источники продолжают в виде подземной реки. Особый интерес представляют воклюзы с мощным вертикальным движением воды под напором. Они имеют вид озеровидных воронкообразных впадин, в которых вода как бы кипит, поэтому они получили название ключевых горшков (нем. *quelltoople*). Во многих странах их называют "окнами", "глазами", "оками". К типичным ключевым горшкам относится озеро Голубое (Церих-Кель) вблизи города Нальчика, порсугели полуострова Челекен.

Наиболее известный ключевой горшок в Швабской горе (Германия) — это озеро площадью 2000 квадратных метров, глубиной 12 метров, с расходом воды около 7 тысяч литров в секунду. Доказано, что этот источник представляет собой начало верхнего Дуная после поглощения его понорами у города Иммендингена.

Особое своеобразие приобретают карстовые источники, выходящие ниже уровня моря — субмаринные. После сильных дождей их расход настолько увеличивается, что они опресняют прибрежную морскую воду и вызывают ее замутнение. Много таких субмарин на Далматинском побережье, у берегов полуострова Истрия. Они являются устьями

подводных пещер или каналов, вода которых движется под большим гидростатическим давлением. Источники этого типа — свидетели опускания суши.

В некоторых окарстованных приморских районах наблюдаются так называемые морские мельницы. Вблизи берега образуется водоворот ("пучина"), где морская вода засасывается через поноры и выходит на побережье в виде солоноватого источника. По-видимому, подземная река, имеющая очень крутое падение, выходя в виде субмаринного источника, засасывает воздух из соседних трещин. В образовавшееся разреженное пространство устремляется морская вода и, поднимаясь вверх, выходит солоноватым источником. В Ионическом море на острове Кеффалини количество поглощаемой таким образом из моря воды составляет ежедневно 150 тысяч кубометров. Такого же типа "Чертов Колодец" у восточного побережья полуострова Истрия.

Карстовые пещеры — наиболее сложное и интересное явление карстовой геоморфологии. Это значительные полости внутри карстового массива, имеющие один или несколько выходов и обладающие своими микроклиматическими и гидрологическими чертами. Геоморфологические особенности пещер, как и других карстовых форм, связаны со способностью карбонатных соединений образовывать с насыщающей воду углекислотой легкорастворимые бикарбонаты $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$. Последние отличаются способностью легко терять углекислый газ, который поступает в воздух, и тогда избыток карбонатов выпадает из раствора в виде натечных образований — сталактитов (растут сверху) и сталагмитов (растут снизу) и их сочетаний. Разнообразные по форме и окраске натечные новообразования придают каждой пещере свой колорит и неповторимость. Вместе с тем, они служат показателем определенного процесса карстовой аккумуляции, как бы завершающей стадии его развития. Натечные формы особенно богаты в верхних сухих этажах пещер. Нижние, более молодые этажи, служат основным местом проявления разрушительной деятельности подземных рек и интенсивного растворения карстующихся пород. Примером старой пещеры, густо заполненной натечными образованиями, может служить одна из наиболее известных пещер Словении — Постояна Яма (Адельсбергский грот). Она представляет собой подземную долину реки Пиуки. Это система соединенных бесчисленными галереями огромных залов, заполненных разноцветными, причудливыми сталактитами и сталагмитами. Общая протяженность пещеры около 20 километров (рис. 55). Недалеко расположена еще одна крупная пещера — Шкоцьянска Яма, которая отличается слабым развитием натечных форм, но ярко выраженной разрушительной деятельностью подземной реки и суровостью подземного ландшафта. М. Шварцбах в книге "Великие памятники природы" так пишет о ней: "Узкая тропинка в пещере лепится по высоким крутым местам, нависающим скалистыми обрывом извилистого каньона, слабо освещенная электрическими лампочками, отбрасывающими призрачные тени, снизу из темноты доносится только непрерывный гул бурной реки. На головокружительной высоте, в 70 метрах над кипящим потоком, по узкому мостику можно перейти на другую сторону мрачной бездны. Более фантастическое путешествие по подземному карсту трудно себе представить".

Неподвижный влажный воздух пещер, постоянно низкая температура способствуют кристаллизации кальцита, гипса, соединений серы, железа и других включений. В таких условиях возникают редкие новообразования — тончайшие "каменные цветы", пещерный "жемчуг", а в ледяных пещерах — крупные кристаллы льда или их скопления.

По климату пещеры делятся на проходные, температуры в которых различны зимой и летом, холодные и теплые. Холодные пещеры имеют один выход, расположенный выше самой подземной полости. Зимний плотный воздух занимает нижнюю часть пещеры, вызывает замерзание воды, и держится весь год. В теплых пещерах выходное отверстие лежит ниже ее основной полости и летний теплый воздух легко вытесняет из нее холодный зимний.

Изучение пещер представляет большой интерес для археологов, так как в них часто обнаруживаются остатки стоянок человека каменного века. На стенах нередко сохраняются рисунки — изображения мамонта, шерстистого носорога и других животных. Пещеры заселены своеобразными животными и низшими растениями, приспособившимися к жизни в полной темноте. Наиболее известен полностью лишенный пигмента представитель земноводных — протей, а также колонии летучих мышей, для которых пещеры служат местом дневного отдыха.

Самая крупная в мире многоярусная пещера — Мамонтова, расположена в штате Кентукки в США. Ее общая протяженность более 200 километров. В Западной Европе, кроме Словении, пещеры имеются в Болгарии (Магура, Снежана), Чехии (Мацоха), Венгрии (Барадла). Известны пещеры известняковых Альп (Гутенберга, Туманная), Пиренеев.

В СНГ наиболее крупная ледяная пещера — Кунгурская, находится на берегу реки Сылвы (Западное Предуралье). На базе ее работает стационар Уральского филиала АН России. Многочисленны — пещеры меньших размеров (Дивья на реке Колве, Игнатьевская на реке Сим, Капова на реке Белой). В Поволжье известностью пользуется Барнуковская пещера. Крупные пещеры открыты на Кавказе и в Крыму. В известняковом Кавказе известны пещеры Снежная, Воронцовская, Псекупская, Афонская, Сатаплийская. Наиболее крупные пещеры горного Крыма — Бин-башхоба (тысячеголовая), Суук-хоба, Туакская, Большой Бузлук. Пещеры имеются в юго-восточной Туркмении (Карлюкская), восточной Фергане (Чиль-Устунская), Казахстане (Карасайская), на Алтае (Таллинская), в Сибири (Балаганская, Худугунская).

ГЛАВА 15. Береговые процессы и формы морских берегов

Общие представления

На картах различных масштабов берег представлен линией, разделяющей сушу и море. В природе это не линия, а более или менее широкая береговая зона, в формировании которой принимают участие несколько видов движения воды: волнения, приливы и отливы, а также морские течения. В береговой зоне происходят процессы разрушения (абразии), переноса и накопления (аккумуляции) специфических прибрежных морских отложений.

Основной силой, преобразующей берега, является волновая деятельность. Волны вызываются действием ветра на водную поверхность. В открытом море частицы воды движутся по круговым орбитам в вертикальной плоскости (вверх-вниз). Поступательное движение проявляется лишь вблизи берега. Волны образуют валы, где гребни (вершины) чередуются с подошвами (впадинами). Высота волн зависит от силы ветра и при сильных штормах достигает 12-15 метров. Расстояние между двумя гребнями или подошвами составляет длину волны, которая во много раз превышает ее высоту. На глубоких участках в открытом море действие волн не достигает дна, а на мелководье волны служат активной силой, воздействующей на подводный береговой склон. В береговой зоне волновая деятельность складывается из разрушения, переноса и накопления материала. Интенсивность и направление этих процессов связаны как с параметрами волн, так и со строением береговой зоны (рис. 56). Приливно-отливные явления, обусловленные действием притяжения Луны и Солнца, также производят большую разрушительную и накопительную работу вблизи берегов. Особенно заметно она проявляется в узких заливах, проливах, устьях рек, размывая дно и берега, вынося обломочный материал на мелководье и в открытое море.

Океанические течения захватывают огромные массы воды и перемещают ее на далекие расстояния со скоростью 1-2,5 метра в секунду. Они переносят также огромное количество вещества в растворенном и взвешенном состоянии, откладывая его в мелководной зоне моря.

Деятельность моря у крутых берегов

Разрушительная деятельность моря рельефнее всего выражается у крутых абразионных берегов. На мелководье вблизи берега движение волн приобретает поступательный характер благодаря усилению трения о дно в основании волны и движению ее гребня по направлению ветра. На глубине, равной высоте волны, асимметрия волны достигает критической точки и верхняя ее часть обрушивается вперед, ударяясь о берег и образуя прибой. Это явление носит характер всплеска волны вверх по береговому склону, после чего сила волны иссякает и она стекает вниз под действием силы гравитации. Прибой у крутых берегов обладает огромной разрушительной силой, достигая 30 - 35 тонн на квадратный метр. Наиболее интенсивно абразируются берега, сложенные осадочными и трещиноватыми породами, особенно наклоненные в сторону моря.

Различают абразию механическую, химическую и термическую. Первая проявляется в результате ударной силы прибойной волны и несомого ею крупного обломочного материала. При химической абразии разрушаются растворимые горные породы, выходящие на склоне. Термической абразии подвергаются берега, сложенные мертвым льдом и постоянно мерзлыми породами в условиях нивального климата.

В образовании прибойной волны и перемещении рыхлого материала немаловажное значение имеет рефракция волн, т.е. их способность разворачиваться, при приближении к берегу, фронтом и обрушиваться на берег под прямым углом. Явление это объясняется отставанием периферической части прибойных волн, испытывающих трение о мелководье, от их фронтальной зоны.

Ударя о крутой берег, прибой выбивает на его склоне волноприбойную нишу с нависающим над ней выступом-козырьком (рис. 57). Постепенно нависшие породы обрушиваются и берег снова приобретает характер абразионного обрыва, или клифа. Неоднократное проявление этого процесса приводит к отступанию клифа и образованию между урезом воды и береговым обрывом низкой абразионной террасы, получившей название бенча. С течением времени поверхность бенча покрывается маломощным слоем морской гальки в виде полосы пляжа. Часть обломочного материала не задерживается на пляжевой полосе, а во время приливов и штормов переносится ниже уровня воды, где формируется подводная аккумулятивная терраса, или подводная осыпь, которая обычно совпадает с литоральной зоной.

Процесс абразии не проникает далеко в глубь суши, однако при поднятии уровня океана он может проникнуть довольно далеко, являясь, таким образом, активным фактором денудации поверхности. Интенсивность срезания и отступления берега иногда достигает нескольких метров в год, сокращаясь в тех местах, где образуется широкая пляжевая полоса, ограждающая берег от разрушения.

Абразионные берега обычно прямолинейны, слагающие их породы обнажены. Абразионные останцы в виде крупных утесов, остроугольных скал возвышаются над водой вблизи берегового обрыва. Таковы, например, берега Крымского полуострова в районе курортных населенных пунктов Алупка, Ялта, Гурзуф и далее вдоль берега к горе.

Сложно построенные абразионные берега известны на севере и востоке Великобритании, особенно в Шотландии, где высокий берег за одну штормовую ночь отодвигается на 5 - 6 метров. В течение ста лет средняя величина срезания берега здесь составила 2,75 метра в год — это самые высокие показатели абразионного процесса из зарегистрированных в мире. Разрушительная работа волн приводит в конечном итоге к выравниванию линии берега. Если его первоначальное строение было извилистым, выравнивание происходит за счет интенсивного разрушения выдающихся в море мысов и заполнения заливов рыхлыми наносами моря и впадающих рек (рис. 58).

Деятельность моря у пологих берегов

Обломочный материал, образованный абразионной деятельностью, не задерживаясь на месте, передвигается как вдоль побережья, так и перпендикулярно линии берега. Прибойная волна, подходя к пологому берегу, подхватывает частицы обломочного материала и переносит их под прямым углом к берегу. Обратное движение обломков совершается лишь отчасти, так как благодаря трению сила волны у пологого берега резко падает. Высокие, крутые волны способны выбрасывать на прибрежный пляж, кроме песка, гальку и гравий, но вернуть их обратно в море они не в состоянии. В результате происходит дифференциация (сортировка) материала в зависимости от крупности частиц. Пляжевая полоса большую часть года остается сухой, сложенной наиболее грубым материалом. Мелкий песок и глина залегают обычно ниже уреза воды, покрывая поверхность подводной террасы.

Каждая частица обломочного материала, кроме того, подхватывается прибойной волной неоднократно и, вместе с передвижением к берегу и обратно (вперед-назад), приобретает движение параллельное линии берега. Это явление связано с тем, что к берегу прибой подходит под одним углом, а отступает под другим в направлении господствующих ветров. В результате возникают медленно перемещающиеся "твердые потоки" вдоль берега. В таких местах пляжевая полоса значительно расширяется, а при наличии какого-либо препятствия происходит мощное накопление обломочного материала.

Массовое перемещение наносов вдоль берега в одном направлении за длительный период называется потоком наносов, последний характеризуется мощностью, емкостью и насыщенностью. Мощность потока — это количество наносов, которое перемещается вдоль берега. Емкость — количество наносов, которое волны способны перемещать. Если мощность равна емкости, то вся энергия волн прибоя затрачивается только на транспортировку — поток насыщен, то есть отношение мощности к емкости равно 1. Когда это отношение менее 1, поток не насыщен, и тогда какая-то часть энергии волны затрачивается на разрушение. Если же емкость потока меньше, чем поступление наносов (отношение больше 1), значительная часть материала накапливается и образуются формы аккумуляции. Таким образом, пологие морские берега следует отнести к аккумулятивным.

Среди форм морской аккумуляции различают береговые и подводные валы высотой несколько метров, сложенные преимущественно песчаным и песчано-галечниковым материалом. Береговой вал образуется в тех случаях, когда прибойный поток намного сильнее обратного и последний оставляет на пляже большую часть переносимого материала. Сформированный таким образом вал отличается коротким крутым склоном, обращенным к морю и длинным пологим, обращенным к берегу. Невысокие подводные песчаные гряды, или подводные валы тянутся сериями вдоль берега и возникают следующим образом: перпендикулярные к берегу волны на глубинах около их двойной высоты разрушаются о мелководье (забуниваются). В результате волна сбрасывает влекомый материал, не доходя до берега. Он в свою очередь служит стимулом для накопления последующих порций песка и формирования песчаной гряды. Значительными по высоте аккумулятивными формами являются бары, косы, в состав которых, кроме песка, входят галька, обломки раковин и более грубый материал. Берега, окаймленные барями, составляют до 10% протяженности береговой линии многих морей и участков океана. Бары и песчаные косы достигают 50 — 80 метров в высоту и протягиваются на сотни километров, образуя асимметричные валы шириной до 10 — 20 километров с крутым склоном, обращенным к берегу. Бары формируются в местах распространения широкой прибрежной аккумулятивной террасы. Прибойная волна разбивается о ее край и подходит к берегу ослабленная и лишенная обломочного материала. В этих условиях формирующийся бар отделяет от моря мелководный округлый залив — лагуну, которая слабо соединяется с морем и развивается по типу полузамкнутого водоема. Иногда лагуна вовсе отчленяется от моря, образуя солончатое

озеро. В этом случае косу принято называть пересыпью. Морские волны переваливают через бар и попадают в лагуну лишь в период сильного волнения, поэтому в лагуне преобладают континентальные осадки, приносимые реками и временными потоками. Бары (косы) служат ветровым барьером для лагун, где волновая деятельность проявляется слабо, поэтому создается благоприятный микроклимат, в сравнении с морской акваторией. Распространения песчаных отложений, открытость ветру, дующему с моря, значительная высота способствуют проявлению эоловых процессов и образованию на вершинах баров дюн и бугристых песков (рис. 59).

Из известных аккумулятивных морских образований наибольшую длину (200 километров) имеет коса Арабатская Стрелка, отделяющая Сивашскую лагуну от Азовского моря. Крупные косы в Балтийском море вытянуты вдоль побережья Калининградской области (Куршская коса), Польши, Литвы, Германии. Благоприятный микроклимат способствует размещению в этом районе рекреационных центров. Вытянутые прерывистой цепочкой вдоль Нидерландов Западно-Фризские острова также относятся к формам морской аккумуляции. Крупные, протяженностью в сотни километров бары описаны в Австралийском и Мексиканском заливах, на восточном побережье Великобритании, в Каспийском (Аграханская коса) и Черном (коса Тендера) морях и др. Если вблизи берега расположен остров, то между берегом и островом нередко возникает "волновая тень", где сила прибоя ослаблена и формируется соединительная коса — томболо (перейма). Бары могут образовывать под водой и над поверхностью моря несколько линий или цепочек, что, по-видимому, связано с отступанием моря, расширением подводной аккумулятивной террасы, а следовательно, мелководной части прибрежной зоны (рис. 60). Образование кос и лагун способствует выравниванию берега, когда лагуны заполняются континентальными и морскими осадками и превращаются в низкие заболоченные территории — марши. В Западной Европе марши нередко осушены и освоены под сельское хозяйство. В отличие от абразионных берегов, выровненные берега низкие.

Процессы аккумуляции и абразии берегов нередко обусловлены деятельностью человека. Таким примером может служить район города Сочи. Сооружение мощного портового мола перпендикулярно берегу создало искусственную подпрудку морским наносам, передвигающимся вдоль берега и образующим зону пляжа. Скопление наносов по одну сторону мола способствовало их сокращению по другую. В результате в одной части города образовались широкие пляжи, а в другой они были уничтожены прибоями — образовались высокие абразионные обрывы и берег стал интенсивно разрушаться. Чтобы восстановить полосу пляжа, были построены мощные волноломы, служащие для защиты берега. Волноломы создаются в прибрежной зоне многих стран, испытывающих разрушительную абразионную деятельность. Защитные свойства этих дорогостоящих сооружений временные, т.к. мощные прибоя разрушают искусственные сооружения и абразия снова получает широкое распространение.

Типы морских берегов

Классификация морских берегов строится на генетическом принципе, т.е. на основе их происхождения с учетом геологических структур и изменения уровня Мирового океана.

По отношению к структурам берега делятся на поперечные, продольные и нейтральные. Для первых, как правило, характерно значительное расчленение, вызванное разнообразием рельефа и структур, расположенных под углом к берегу. Это обстоятельство способствует образованию глубоких бухт, удобных для сооружения портов. Примером может служить район Владивостока с бухтой Золотой Рог, участок побережья в районе Севастопольской бухты, северо-западная часть Пиренейского полуострова с рядом глубоких заливов и проч. Продольные берега отличаются монолитностью благодаря расположению рельефа и геологических структур вдоль береговой линии. Такие берега трудно доступны со стороны моря, и, как правило,

высокие. Наиболее типичны они для юго-западной Африки, западного побережья Индостана, берегов Охотского моря. Нейтральные берега обычно низкие, сложены молодыми морскими осадками. Характерны для севера Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири.

С точки зрения колебания уровня океана выделяются берега погружения, или наступания моря на сушу (рис. 61) и берега поднятия (рис. 62), т.е. связанные с отступанием моря. Первые относятся к ингрессионным и отличаются значительным расчленением по сравнению с берегами поднятия, обычно прямолинейными.

По принятой в геоморфологии генетической классификации выделяются следующие типы берегов: фиордовые, шхерные, криоабразионные в зонах древнего оледенения и вечной мерзлоты, риасовые, лиманные, далматинские, аральского типа, сбросово-глыбового расчленения, лагунные, коралловые, вулканические. Характеристика первых трех типов берегов рассмотрена в разделах, посвященных древнему оледенению. Следует добавить, что эти типы берегов относятся к продольным и выражают ингрессию моря, вызванную таянием последнего ледника.

Риасовые берега образуются в условиях поперечного расположения структур при затоплении и превращении в заливы нижних участков впадающих горных рек. Риасы имеют узкую извилистую форму и крутые склоны. Характерны для юга и юго-запада Корейского полуострова, северо-запада Пиренейского полуострова.

Далматинский тип встречается в горах с продольным расположением геологических структур относительно берега. В условиях поднятия уровня моря образуются сложные системы причудливых очертаний вытянутых вдоль берега островов и полуостровов, разделенных проливами, заливами, узкими продольными бухтами. Типичным примером может служить побережье Далмации в Адриатическом море, южный остров Новой Земли

Лиманные берега являются результатом ингрессии моря в устья рек в условиях прибрежной равнины. Возникающие при этом узкие заливы открываются эстуариями в сторону моря. В других случаях лиманы отделяются от моря песчаными косами и превращаются в полузамкнутые водоемы с особым режимом и составом солей в воде. Типичный лиманный берег распространен на северо-западе Черного моря (Одесса—Саки—Евпатория). В отчлененных от моря лиманах накопились лечебные грязи, которые широко используются в бальнеологических целях. Наиболее крупные реки черноморского бассейна впадают не в море, а в лиманы. К ним относятся Днепр, Южный Буг, Днестр. Система лиманов сформировалась в устье Дуная. Для улучшения судоходного качества таких рек сооружают искусственные проходы или обводные каналы (Дунай).

Берега аральского типа возникают при ингрессии моря в равнинном рельефе с типичным эоловым аккумулятивным холмистым рельефом. В плане такой берег напоминает рисунок шхерного типа, так как представлен бесчисленным количеством небольших островков, мелей и разделяющих их заливов и впадин, что затрудняет подход к берегу. В отличие от шхер островки не имеют закономерных очертаний и не относятся к числу унаследованных реликтовых ледниковых форм.

Берега сбросово-глыбового расчленения образованы в районах интенсивных тектонических движений. Ингрессия моря захватывает впадины типа грабенов, а многочисленные острова, мысы, возвышенности представлены участками горстов. Примером могут служить берега Эгейского моря, особенно полуострова южной Греции.

Лагунный берег формируется при наличии широкой полосы мелководья в условиях медленного поднятия суши или отступления моря, при котором обнажается часть прибрежной аккумулятивной террасы и формируются песчаные валы и бары. Последние постепенно передвигаются вдоль берега, отчленяя от моря лагуны, и выравнивая таким образом береговую линию. Берег при этом остается пологим, аккумулятивным, созданным системой заполненных и заросших лагун — маршей.

Берега вулканического типа представлены в районах интенсивной вулканической деятельности: на острове Ява, Курильских островах, на Камчатке и т.д. Чаще всего это высокие, абразионные берега, сложенные застывшими древними и молодыми лавами. Глубокие бухты и заливы, разнообразящие рисунок береговой линии, представляют собой заполненные морем кратеры, которые удобны в качестве портов (бухта Петропавловска Камчатского).

В экваториальных и тропических странах в строении берегов активное участие принимают морские организмы, главным образом рифообразующие мадрепоровые кораллы и известковистые водоросли. Кораллы строят наружный известковый скелет, живут крупными колониями, размножаются почкованием, причем молодые организмы, вырастая на отмерших, увеличивают площадь и высоту постройки. Однако жизнедеятельность кораллов ограничена небольшими глубинами (около 100 метров) и высокой среднегодовой температурой воды. Кораллы весьма требовательны к кислородному режиму, а водоросли нуждаются в хорошем освещении. Среди коралловых построек различают окаймляющие рифы, барьерные рифы, атоллы. Окаймляющие рифы— это примыкающие к берегу постройки, сложенные коралловыми известняками, которые растут до поверхности воды. Мощность их обычно 25 - 60 метров. Поверхность подводной террасы в таких случаях покрыта коралловым песком и обломками. Эти же отложения образуют пляжевую зону уровня моря.

Барьерные рифы представлены коралловыми постройками, вытянутыми вдоль берега на расстоянии от него от нескольких десятков до сотен метров. Длина достигает многих километров, а Большой Барьерный риф вдоль северо-восточного берега Австралии тянется на 2 тысячи километров. Многие острова и их группы в Океании окружены барьерными рифами, которые покрывают поверхность и склоны подводной аккумулятивной террасы. При условии погружения суши мощность коралловых известняков может составить сотни метров. Достигнув поверхности воды, кораллы прекращают жизнедеятельность. На поверхности отмерших организмов скапливается песок, обломки кораллов, раковины, продукты разрушения водных и наземных растений, и образуется низкая полоса суши, на которой формируется маломощная почва. Такой барьерный риф постепенно населяется птицами, насекомыми, растениями, образуя особый биоценоз. Барьерные рифы защищают берега от разрушения, в лагунах возникают особые биоценозы богатого содержания.

Наиболее интересны коралловые постройки кольцевидной формы — атоллы. Они приподняты над поверхностью воды на несколько метров, а в центре расположена круглая лагуна, соединяющаяся узким проливом с океаном. Ч.Дарвин считал, что атоллы образуются из барьерных рифов, окружающих небольшие океанические (часто вулканические) острова. Если вулкан испытывает погружение, кораллы успевают дорасти до поверхности океана, сохраняя очертание подножия вулканического конуса. Впоследствии внутренняя лагуна сохраняется, так как кораллы, предпочитая чистую, насыщенную кислородом воду, имеют тенденцию распространяться не в центр лагуны, а по периферии Океании заселены человеком. Их природа нередко страдает от тропических ураганов, способных в короткий срок полностью уничтожить все живое на острове.

Морские террасы

Берега океанов и многих внутренних морей осложнены террасами, древними клифами или аккумулятивными формами, расположенными на высоте до нескольких десятков метров над современным уровнем моря. Площадки морских террас соответствуют более высокому положению уровня моря, а уступ характеризует его понижение под влиянием тектонических или климатических причин. В отличие от речных, морские террасы имеют большую высоту уступа. Они образуются в коренных

породах — коренные террасы, в морских рыхлых отложениях — аккумулятивные террасы, а также в породах, лишь сверху перекрытых морскими — цокольные террасы.

В каждой террасе выделяется площадка, уступ, бровка, тыловой шов. По происхождению различают террасы береговые и донные. Первые представляют древние прибрежные аккумулятивные образования, донные террасы выражены в виде абразионного уступа, или клифа и осушенного участка подводной части склона.

Изучение морских террас — важный метод для определения колебания уровня моря, современных вертикальных движений, а также нижних отрезков речных террас, которые следуют за опусканием уровня океана.

ГЛАВА 16. Геоморфологические процессы и формы рельефа пустынных областей

Общие понятия

Около 20% суши земного шара занято территориями с аридным климатом. К ним относятся пустыни тропических широт (пассатные), а также пустыни и полупустыни умеренных широт с семиаридным климатом. К основным рельефообразующим факторам этих территорий относятся физическое выветривание и ветер (эоловый фактор). Оба процесса считаются зональными геоморфологическими показателями, отражающими особенности сухого и очень сухого климата с жарким летом, литологический состав поверхностных пород, в частности, несцементированных песков и засоленных грунтов.

Проявление эоловых процессов может носить азональный характер на побережьях морей и рек, на поверхности озерно-зандровых равнин в умеренных и даже холодных широтах. Деятельность ветра в пустынях представлена дефляцией, т.е. выдуванием (лат. *deflare* — сдувать), корразией (лат. *orrasmus* — соскобленный, сцарапанный), переносом мелкого сухого материала и его последующей аккумуляцией.

Таким образом, ветер, как и другие экзогенные геоморфологические процессы, проявляется как фактор денудации (дефляция, корразия), переноса и аккумуляции.

Формы пустынной денудации

Формы пустынной денудации наиболее ярко представлены в пустынях, сложенных различными по составу и твердости горными породами, а также в местах распространения сильно засоленных грунтов

В условиях жаркого сухого климата с резкими сменами суточных температур в горных породах под влиянием физического выветривания образуются многочисленные трещины и скопления грубого элювия. Ветер, подобно тонкому резцу скульптора, удаляет из трещин мелкие рыхлые частицы горной породы, отпрепарировав твердые слои, освобождая наиболее устойчивые породы от слабосцементированного материала.

В результате возникают денудационные останцовые формы в виде каменных башен, столбов, скал причудливых очертаний. Корразионная деятельность выражается силой бесчисленных ударов песчинок, направленных по направлению ветра — примерно на высоте 1 - 1,5 метра. В результате образуются неглубокие ниши, гроты, каменные грибообразные скалы (рис 64). Особенно интересные формы пустынной денудации формируются при условии линейного простирания твердых горных пород, размещенных среди более мягких, слабо-сцементированных. Последние подвергаются интенсивному выветриванию, корразии, деформации, поверхность их снижается, а останцы денудации остаются в виде линейно вытянутых форм разнообразных очертаний. К характерным формам пустынного рельефа следует отнести каменные мостовые и структурные грунты. Первые состоят из покрова поверхностного каменного материала, который накапливается благодаря выдуванию более тонких частиц. В процессе отслаивания, расщепления, типичного для пустынь, формируются остроугольные обломки специфической формы. Глинистые же грунты имеют тенденцию растрескиваться на правильные многоугольники, вспучиваться, проседать.

Типичным пустынным рельефообразующим процессом является солевое выветривание, связанное с подъемом (вытягиванием) солей вместе с капиллярными водами с поверхности, образованием соляных кристаллов, корок, пластов солей на некоторой глубине. Таким выражением химического соляного выветривания следует считать "пустынный загар" в виде очень тонкой темной пленки окислов железа и марганца на поверхности остроугольных обломков. Белые соляные корки — «каменный снег» особенно часто встречаются в плоских понижениях поверхности глинистых пустынь. Они состоят из сросшихся кристаллов поваренной соли, гипса, извести. Под твердой коркой такого "снега" формируется обессоленный рыхлый суглинистый или глинистый слой. Благодаря механическому разрушению и дефляции, частички соли и глины выдуваются, переносятся ветром на большие расстояния — возникают типичные котловины выдувания (дефляционные котловины). Иногда формы выдувания приобретают вид параллельных борозд — ярдангов.

В результате соляного выветривания поверхности засоленных грунтов сохраняется обессоленная рыхлая порода, которая легко выдувается через трещины. Образуются "каменные сундуки", глубокие ниши, нередко служащие убежищем для пастухов во время пустынных бурь. Туркмены говорят, что жаркое солнце их родины заставляет "потеть" даже скалы. Процесс соляного выветривания способствует возникновению в укрытых местах особых форм, созданных выходом на поверхность и кристаллизацией солей в виде тонкоочерченных друз красновато-коричневого цвета, получивших название "каменных цветов" или "цветов пустыни". Одновременный процесс соляного выветривания и дефляции приводит к образованию на выпуклых скальных поверхностях и даже на стенах древних каменных сооружений ячеистой поверхности — "каменных сот".

Наиболее глубокие котловины выдувания наследуют геологические структуры. Их глубина достигает сотен метров, а днище опущено ниже уровня океана: впадина Сарыкамыш — 50 метров, Карагие — 132 метра, Турфанская впадина — 154 метра. В эпохи увлажнения климата такие впадины заполняются солеными озерами, которые в процессе аридизации высыхают, на дне их появляется толстая соляная корка. Под влиянием местных особенностей атмосферной циркуляции в пустынях эти корки солей и сухих засоленных грунтов легко разрушаются, подвергаются деформации, дефляции, а глубина впадины увеличивается.

В формировании денудационных форм рельефа пустынь определенное значение имеют текущие воды, создающие своеобразные сухие долины (вади в Африке, узбои в Средней Азии). Они возникли благодаря действию вод древних рек или временных потоков во время редких ливневых дождей. Сложная система эрозионных ложбин образует пересечения в виде решеток, мощные конусы выноса, сухие висячие устья.

Аккумулятивные формы рельефа пустынь

Аккумулятивные формы пустынь обязаны своим происхождением эоловой деятельности. Под действием ветра рыхлые породы в пустыне относительно легко передвигаются. Мощность приземного ветрового потока изменяется от нескольких до 25 - 30 метров. Большая часть песка переносится в слое до 25 сантиметров, при этом образуется "поземка", а при силе ветра в 6 - 7 баллов ползущий песок сливается в сплошную массу. Дальность переноса песка и особенно пыли достигает нескольких тысяч километров. В 1863 году на Канарских островах выпал пыльный дождь массой 10 миллионов тонн, принесенный самумом из Сахары. Ветер афганец занимает огромные территории в пустынях Малой и Средней Азии. Пылеватые частицы переносятся на периферии пустынь на высоте нескольких километров, образуя пыльные бури. Этот процесс относится к числу стихийных бедствий в районах, освоенных под сельское хозяйство, но с недостаточным увлажнением в летнее время. В 30-х годах XX века в Северо-Американских прериях возникали пыльные бури, в результате которых за один день выносилось около 300 миллионов тонн верхнего, наиболее плодородного слоя почвы. Черные бури разразились в 1960 и 1969 годах в сухих степях европейской части

Советского Союза и разрушили черноземные почвы на глубину нескольких сантиметров. Таким образом, ветровая дефляция и перенос рыхлого материала не ограничиваются пределами пустынь.

Эоловая аккумуляция — как бы конечный процесс эоловой деятельности. Она проявляется в песчаных пустынях. Песок может иметь морское, аллювиальное, озерное происхождение, но в результате ветровой переработки возникает эоловый тип континентальных осадочных пород, для которого характерны хорошая окатанность зерен, четкая сортировка, преобладание частиц размером 0,05 - 0,25 миллиметра, распространение устойчивых минералов (кварц), наклонная слоистость, желтоватые и красноватые тона.

В Северной Африке песчаные пустыни называются эргами, в Средней Азии — кумами. Они занимают огромные площади и отличаются специфическим и разнообразным рельефом.

Геоморфолог пустынь Б.А. Федорович выделяет три основных типа песчаного рельефа: барханный, свойственный, главным образом, тропическим пустыням; полузаросший, характерный для внетропических пустынь; дюнный (внепустынный). Обычно образование первичных песчаных форм начинается с возникновения небольших эмбриональных дюн, или холмиков-косичек. Они появляются в результате обтекания ветром, несущим песок, небольшого препятствия (камня, кустика). Холмики-косички образуются и при пульсирующем действии ветра — возникает песчаная рябь, создающая неровную поверхность. Холмик-коса растет, сам он становится препятствием для ветра и служит причиной навевания песка. Постепенно вырастает неподвижная дюна. Она ориентируется в направлении ветра и имеет асимметричный профиль с крутым подветренным и пологим наветренным склонами. В ходе естественной эволюции многие дюны приобретают серповидную форму, свойственную барханам (рис. 65). Это достаточно крупные (высота от нескольких до 30 — 50 метров) холмы с заостренными рогами (концами), выдвигающимися вперед под влиянием постоянно дующего ветра. Крутизна длинного наветренного склона 10 - 15°, короткого подветренного — до 35°. При больших скоплениях открытых песков образуются групповые барханы, которые, сливаясь друг с другом, формируют поперечные барханные цепи высотой до 100 метров и длиной более 10-15 километров. Барханы и барханные цепи медленно передвигаются по направлению ветра благодаря пересыпанию песка через вершину бархана с пологого на крутой склон. Скорость движения достигает нескольких метров в год (рис. 66).

Поперечные барханы и барханные цепи связаны с сезонными ветрами двух взаимно противоположных направлений. Если ветер имеет постоянное направление, то возникают продольные песчаные гряды, вытянутые вдоль ветра. Это относительно узкие, длинные, симметричные валы высотой 10-15 метров, вытянутые несколькими параллельными грядами, которые разделены понижениями шириной 200 - 500 метров и более. Образование продольных песчаных гряд связано не только с деятельностью ветра, но и с работой временных потоков. В этом случае гряды являются узкими водоразделами между сухими долинами, а их общее оформление обязано ветровой дефляции и аккумуляции. Сочетание горизонтального движения ветра с резкими восходящими и нисходящими потоками воздуха вызывает одновременно дефляцию, перенос, аккумуляцию и корразию. Этим объясняются выходы в песчаных отложениях глин (такырные поверхности) и даже коренных пород, поэтому положительные формы в пустынях сочетаются с отрицательными котловинами выдувания.

К одиночным аккумулятивным эоловым формам относятся полисинтетические, или многосложные барханы, одиночные пирамидальные и прислоненные дюны. Первые появляются в условиях значительных площадей открытых песков, когда более подвижные небольшие барханы перемещаются быстрее крупных, наползают на их пологие склоны, создавая сложные песчаные формы. Пирамидальные дюны возникают в результате интерференции ветров разных направлений, но с самостоятельными источниками

песчаного материала. Эти дюны достигают значительных размеров. Например, одиночная пирамидальная дюна Сарыкум в Дагестане имеет высоту более 153 метров. Прислоненные дюны встречаются на морских берегах аридных стран и представляют собой песчаный шлейф, навешанный ветром на прилегающий склон. Характерные для перегляциальных областей параболические дюны описаны в главе 12.

С деятельностью ветра связаны и такие скопления песчаных форм, как бугристые пески, широко распространенные в пустынях умеренного пояса. Это беспорядочные сочетания песчаных бугров высотой 3-5 метров и разделяющих их котловин выдувания. Чаще всего бугристые пески покрыты редкими экземплярами ксерофитных растений. На берегах водоемов встречаются кучевые пески (кучугуры), появление которых связано с задержанием песка вблизи кустиков растений. В этих же местах нередко образуется полоса прибрежных продольных дюн, часто подвижных. Такие скопления известны вдоль Финского и Рижского заливов Балтийского моря в зоне пляжа.

Типы пустынь

Пустыни тропического и умеренного климата принято различать по высоте и характеру слагающего материала. Поэтому в числе основных типов пустынь выделяются высокие и низкие; каменистые, песчаные, глинистые, глинисто-солончаковые.

Каменистые пустыни чаще всего высокие (горные). Они отличаются скоплением на обширном пространстве грубообломочных продуктов физического выветривания. Обломки имеют остроугольные сочетания со следами пустынного загара. Поверхность каменистых пустынь разнообразится формами пустынной денудации. Каменистые пустыни безводны благодаря глубокому расположению грунтовых вод и практически не осваиваются.

Песчаные пустыни занимают низкое гипсометрическое положение. Они характеризуются набором вышеописанных аккумулятивных песчаных форм. При условии больших пространств открытых песков в них образуются поперечные барханы и барханские цепи, разделенные котловинами выдувания. Последние в плане нередко приобретают формы полумесяца, напоминая перевернутый бархан (фульджи). Своеобразие форм одиночных барханов и дюн, как и котловин выдувания, связано с интенсивностью вертикального движения воздушных масс в сочетании с их горизонтальным перемещением. Песчаные пустыни характеризуются близким к поверхности положением грунтовых вод и относительно быстро покрываются ксерофитной растительностью, при условии отсутствия хозяйственной деятельности человека. В районах размещения артезианских бассейнов и богатых грунтовых вод песчаные пустыни осваивались человеком с древних веков. Однако наступание песков нередко служило причиной его ухода с освоенных пустынных территорий и приводило к засыпанию песком городов и ирригационных сооружений.

Глинистые пустыни занимают разные гипсометрические уровни. Высокие их варианты отличаются сухостью, так как уровень грунтовых вод в них опущен глубоко (Красноводское плато, Устюрт). На платообразной поверхности выделяются глубокие бессточные впадины, дно которых покрыто коркой соли. Происхождение таких впадин нередко связано с геологическими структурами, а также с карстовыми процессами. Склоны глубоких впадин и повышенные поверхности эродированы временными потоками и имеют типичные черты бедленда. Характерной особенностью высоких глинистых пустынь следует считать их обрывистые, отвесные склоны к соседним низинам или морям. В Средней Азии они получили название чинков. Последние ограничивают островные горы с плоскими вершинами, так называемые аридно-денудационные пластовые равнины или турткули (Казахстан). Классическим примером турткулей, ограниченных крутыми уступами (чинками) может служить плато Устюрт.

Глинистые пустыни могут быть представлены низменными участками — такырами. В сухое время их поверхность покрывается многочисленными трещинами,

образующими многоугольниками — такыры. Во влажные периоды на поверхности такыров скапливается вода, которая вместе с близко расположенными грунтовыми водами служит источником орошения. Нередко низкие глинистые пустыни — это сухие дельты рек (Теджен, Мургаб, Зеравшан), они представляют удобные территории для поливного земледелия.

Глинисто-солончаковые пустыни особенно трудны для освоения, так как при искусственном растворении солей возникает бесструктурная порода, легко поддающаяся дефляции. Глинисто-солончаковые пустыни разбросаны сравнительно небольшими участками среди глинистых пустынь, занимая плоские понижения поверхности.

ГЛАВА 17. Преобразование гор экзогенными процессами

Горные страны — место проявления целого ряда рельефообразующих процессов, которые на первых этапах горообразования действуют как факторы расчленения, а затем способствуют общей денудации (планации). Верхние части высоких гор располагаются в относительно разреженных слоях атмосферы и, в сравнении с равнинами, получают повышенное количество солнечной радиации на этих же широтах. Это обуславливает интенсивное дневное нагревание и ночное охлаждение обнаженных горных пород. Значительные суточные амплитуды температур усиливают проявление физического выветривания при участии морозных (нивальных) процессов и геоморфологических явлений, свойственных субарктической зоне.

Широкое распространение крутых и очень крутых склонов способствует быстрому выносу к подножию и в долины обломочного материала, создающего пролювиальные шлейфы, каменные моря, конусы выноса, курумы. Удаление продуктов выветривания происходит благодаря непосредственному действию силы тяжести и носит характер медленного сползания, осыпания, а также быстрого движения типа камнепадов, обвалов в зависимости от угла наклона склонов, состава горных пород и интенсивности солнечной радиации. Важнейшим фактором, обуславливающим движение продуктов выветривания, являются дождевые и талые воды, проникающие на границу обломочных и скальных пород. В результате движения рыхлых продуктов верхние части склонов обнажаются, таким образом процессы выветривания распространяются на большую глубину. Передвижение обломочного материала в горах совершается и с помощью селевых потоков, образующих глубокие сухие долины и обширные конусы выноса.

К важнейшим факторам рельефообразования в горных странах относится деятельность рек. Реки характеризуются большими уклонами и быстрым течением, что во много раз увеличивает их живую силу и способность производить работу. Деятельность рек проявляется, главным образом, в глубинной эрозии, которая возрастает при условии эпейрогенического поднятия гор или понижения базиса эрозии. Глубокие долины с невыработанным профилем равновесия служат основной причиной эрозионного расчленения горных стран. Склоны продольных речных долин нередко осложнены террасами, а сквозные участки отличаются поперечным профилем, типичным для ущелий.

Горные системы служат местом формирования ледников, деятельность которых проявляется, в процессах эрозии, денудации, аккумуляции. В эпоху оледенения верхние части гор преобразуются под влиянием ледниковой экзарации, а скопление характерных ледниковых форм — цирков, каров, трогов придает горам специфический облик альпийских систем с острыми вершинами, обнаженными карлингами, глубокими впадинами цирков и озер. Геоморфологическая деятельность горных ледников связана также со снежными лавинами, которые делятся на сухие, или пылевидные, и грунтовые, или мокрые. Первые слагаются из сухого распыленного снега, выпавшего при сильных морозах, и обрушиваются вниз зимой при перегрузке склона снегом. Грунтовые лавины состоят из плотного тяжелого связного снега с большим количеством воды. Срываясь весной со склонов, такие лавины несут вырванные с корнем деревья, массы рыхлого и каменного материала, валуны и обломки скал. При движении лавины вырабатывают

плосковогнутые лотки, которые становятся их постоянными путями. Для горных дорог, перевалов, населенных пунктов, альпинистов лавины представляют большую опасность, а их изучение и прогноз возникновения — предмет специальной лавинной службы.

В главе 14 отмечалось значение в качестве рельефообразующего фактора подземных вод, особенно в карстующихся породах. Наиболее интенсивно карстовые процессы в горах проявляются ниже снеговой линии при сравнительно небольших уклонах. Возникает система подземных пустот, шахт, колодцев, иногда пещер. На участках выклинивания подземных вод образуются многочисленные источники, нередко с высокой и разнообразной минерализацией воды.

В формировании рельефа гор значительную роль играют озера. Наиболее крупные и глубокие занимают котловины тектонического происхождения (озеро Женевское в Альпах). Широко распространены озера с котловинами карстового типа, которые отличаются значительными глубинами, но неравномерным уровнем. Озера, занимающие впадины древних цирков и каров, часто образуют цепочки водоемов округлых очертаний, фиксирующих прошлое положение снеговой линии. Для горных стран характерны также котловины подпрудных озер. Они образуются после мощных обвалов, когда в долину горной реки сбрасывается огромное количество обломочного материала, служащего подпрудой (Сарезское озеро на Памире). Озера в горных странах обычно отличаются высоким качеством воды.

Геолого-геоморфологические особенности горных стран и горных речных долин позволяют создавать крупные искусственные подпрудные водоемы для хозяйственных нужд.

Горизонтальное и вертикальное расчленение гор

Большие колебания относительных высот в горах, характер расчленения поверхности в значительной степени отражают направленность тектонических процессов. Это выражается в сопряженности горных хребтов (горстами), а межгорных впадин с грабенами. В молодых складчатых горах хребты часто соответствуют простиранию антиклинариев. Однако вторичный рельеф гор, созданный с участием процессов эрозии, в условиях эпейрогенического поднятия приобретает еще более сложные очертания по сравнению с первичным. В этом случае возможна инверсия, когда хребты представлены синклинариями. В результате образуется структурно-эрозионный горный рельеф, созданный взаимодействием эндогенных и экзогенных процессов.

Под влиянием вертикального расчленения речными долинами, горными проходами, перевалами, седловинами горные системы разделяются на морфологические части. Например, в Альпийской горной системе выделяются Бернские Альпы, Гран-Парадизо, Сен-Готардский массив. Границы горных массивов нередко совпадают с линиями разломов, крупными геологическими структурами. Показателями вертикального расчленения служат также межгорные впадины — грабены, синклинории, с мощной толщей озерных, аллювиальных, пролювиальных осадков (Ферганская долина).

В конечном счете, горная система слагается из системы хребтов, или цепей, разделенных продольными речными долинами. Гребневые линии горных хребтов расчленяются перевальными седловинами на отдельные вершины или их группы. Расположенные выше снеговой линии, эти вершины и гребни приобретают зубчатые очертания. Хребты, лежащие ниже снеговой линии, в процессе денудации становятся более округлыми, с куполообразными очертаниями. Относительные превышения на них уменьшаются даже при сохранении значительных абсолютных высот.

Показателями вертикального расчленения служат перевалы и горные проходы. Первые создают наиболее доступные места пересечения водораздельной части хребта. Горными проходами называются широкие плоские понижения, прерывающие горные хребты на небольших высотах. Они имеют тектоническое происхождение со следами более молодой речной деятельности. Примерами могут служить "Ворота Тамерлана" в

Памиро-Алае, "Джунгарские Ворота" в Джунгарском Алатау, служившие путями миграции народов Азии.

По характеру продольного (в направлении подступа к перевалу) и поперечного (вдоль оси хребта) профиля перевалы могут быть острыми, узкими и пологими, широкими. Продольный профиль, кроме того, может быть симметричным, асимметричным и ступенчатым (рис. 67). По происхождению выделяют перевалы первично-тектонические, возникающие в согласии со структурным планом горной страны, эрозионные (долинные), созданные интенсивной регрессивной эрозией и боковым перехватом. Причиной образования перевалов может быть деятельность ледника при разрушении задних стенок цирков, растущих навстречу друг другу.

Горизонтальное расчленение гор представлено рисунком расположения их орографических элементов. И.С. Щукин выделяет пять типов горизонтального расчленения

1. Радиальное, или лучеобразное. В этом случае горные хребты расходятся от одного горного массива, образуя водоразделы междуречными долинами. Горы такого типа (Хан-Тенгри и Пик Победы в Тянь-Шане, Гарц в горах герцинской Европы) труднодоступны во всех направлениях.

2. Перистое (поперечное) расчленение встречается в тех случаях, когда от главного хребта в стороны расходятся короткие высокие хребты. Последующее эрозионное расчленение, образование сквозных долин обособляет от главной цепи короткие боковые отроги. Постепенно главный хребет распадается на массивы с почти радиальным расчленением. Например, Высокий Тауэри в Альпах. Горы этого типа также труднодоступны для прохождения.

3. Решетчатое расчленение (горная решетка) носит характер сочетания прямолинейно расположенных горных хребтов и разделяющих их продольных долин. Они соединяются короткими поперечными отрогами, созданными системой поперечных долин. Такие горные системы сравнительно легко проходимы в направлении простирания цепей и труднодоступны в перпендикулярном направлении. Примером могут служить Южный Урал, юг Аппалачей, Восточный Тянь-Шань.

4. Виргация представляет тип расчленения горных хребтов в виде ветвей, отходящих от магистрального хребта в одном направлении веерообразно. Наиболее типичную виргацию образуют хребты Памиро-Алая, где наблюдается неоднократное ветвление цепей. От Алтайского хребта на запад отходят три цепи: Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский хребты. Далее на запад Туркестанский делится на хребты Мальгузар и Нуратау.

5. Кулисообразное расчленение имеют горы, в которых хребты расположены относительно друг друга наподобие театральных кулис. Типична в этом отношении система хребтов Западного Закавказья, где от Главного хребта в сторону Черного моря отходят Гагринский, Бзыбский, Кодорский, Сванецкий, Лечхумский, Рачинский хребты.

Классификация гор

При изучении горных систем, в первую очередь, бросается в глаза их высота и внешний облик. Поэтому издавна было принято деление гор на высокие, средневысотные (средние) и низкие (низкогорные). Однако абсолютные высоты, служащие границами каждого типа, не были установлены и указанное разделение гор приобрело морфологический смысл.

Высокие горы, называемые часто альпийскими, характеризуются глубоким эрозионным расчленением и деятельностью ледников. Они отличаются сложным строением поперечного профиля, вызванным мощным плейстоценовым оледенением. Интенсивное нивальное выветривание, экзарация выше снеговой линии придают горам этого типа разнообразные очертания вершин в виде зубцов, башен, острых гребней, разделяющих их каров и цирков, которые заполнены льдом. Ниже снеговой линии

расчленяющую роль играют глубокие отвесные долины, трюги, всякие ледниковые долины, осложненные водопадами, ригелями, бараньими лбами.

В отличие от них, средневысотные горы имеют округлые, иногда плоские вершинные поверхности, небольшие колебания высот, мощные покровы грубообломочной коры выветривания, широкие речные долины. Острые гребни встречаются как эрозионные останцы, отпрепарированные физическим выветриванием выходы твердых пород. Широкие нагорные террасы на склонах являются остатками древнего пенепплена

Выше снеговой линии горы носят черты альпийских. Ниже они приобретают среднегорный характер. Морфологическое значение имеет также граница распространения лесной растительности, оказывающей защитное действие против эрозии и выветривания. Следует учитывать, что положение снеговой и лесной границ в горах — функция климата, следовательно, в ряде случаев горы с небольшими абсолютными высотами, но низким положением снеговой линии имеют альпийские морфологические черты. Высокие горные системы, но с небольшим оледенением, обладают чертами средневысотных гор (Восточный Памир).

Современная классификация гор построена на генетическом принципе. По происхождению горы делятся на тектонические, эрозионные, вулканические (аккумулятивные). Это деление тоже в значительной степени условно, так как образование вулканических и эрозионных гор связано с проявлением тектонических процессов и эпейрогеническими движениями.

Тектонические горы образуются пликативными и дизъюнктивными горообразовательными движениями. В зависимости от характера тектонических дислокаций выделяются складчатые и сбросовые (или глыбовые) горы. В строении первых преобладающее значение имеют различного вида складки, образованные в орогенную стадию развития геосинклиналей в пластичных, способных сминаться в складки горных породах.

Складчатые горные сооружения, включающие различного вида складки (прямые, опрокинутые, сундучные, изоклинальные, чешуйчатые и др.) и образующие ветвления (виргации), окучивания, осложненные сбросами, сдвигами, надвигами, относятся к складчато-сбросовым горам. Такие участки отличаются особенно сложным геологическим строением с включениями магматических интрузий, проявлением трещинного вулканизма. В качестве примера можно привести Западные Альпы, Кавказ, Апеннины. В других случаях весь горный массив слагается осадочными породами; складки составляют сочетания антиклинорий и синклинорий, а рельеф представлен таким же размещением хребтов и межгорных впадин. Примером простых складчатых гор могут служить Французско-Швейцарская Юра, Центральный Копетдаг, Камберленд (Аппалачи).

Наиболее сложны по строению (но не по морфологии) складчатые горы покровного типа: Швейцарские Альпы, Дибрар на Кавказе, Каледониды в Шотландии. Такие горы представлены гигантскими лежащими складками, надвинутыми на многие километры на более древние породы. Они получили название чешуйчатых надвигов или шарьяжей. Нередко надвинутые породы оказываются не только более древними, но и твердыми в сравнении с нижележащими. В результате процессов денудации они образуют островные массивы, экзотические, разнообразных очертаний останцы.

Сбросовые (глыбовые) горы создаются, главным образом, дизъюнктивными дислокациями при вторичном процессе горообразования на древней пенеппенизированной поверхности. Жесткий, потерявший пластичность участок территории разламывается на глыбы, которые смещаются относительно друг друга в горизонтальном и вертикальном направлениях. Поднятые горстовые глыбы образуют горные массивы (Гарц, Вогезы, Шварцвальд, Баргузинский хребет), а опущенные грабены — межгорные депрессии (долины рек Рейн, Баргузин). По трещинам и разломам поднимаются магматические породы, формируются батолиты и лакколиты. Последующее воздействие экзогенных

процессов приводит к расчленению глыбовых структур, препарированию магматических интрузивов. Новый сложно построенный горный комплекс внешне схож с молодыми складчатыми горами. Отличительной чертой в этом случае служат высокогорные плоские поверхности — остатки древнего пенеплена. Примером являются Тянь-Шань, Алтай (эпиплатформенные горы). В истории человечества горные системы представляли почти непреодолимое препятствия и способствовали разделению народов на узкие этнические группы. Вместе с тем, горы издавна включаются в хозяйственную деятельность в зависимости от их климатических особенностей, вертикальной зональности, наличия полезных ископаемых. Во многих странах Южной и Юго-Восточной Азии, а также Южной Америки нижние части склонов гор освоены под террасовое земледелие. В Индии, Вьетнаме, например, многие сельскохозяйственные культуры издавна произрастают на почвах, принесенных на горные искусственные террасы; в зоне альпийских лугов широко развито пастбищное скотоводство, высокогорные части служат местом рекреации, горного спорта, альпинизма и т.д.

Глава 18. Геоморфологические процессы и типы равнин

Общие понятия

Равнины представлены обширными ровными пространствами с малыми относительными превышениями поверхности. Обычно равнина имеет уклон в одну сторону, в которую текут основные реки. Встречаются равнины с вогнутой или выпуклой поверхностью. В зависимости от абсолютных высот равнины делятся на низменности (низины) до высоты 200 метров над уровнем моря, высокие равнины до 500 метров и плато.

Низинные равнины являются областями аккумуляции рыхлых отложений разного происхождения: элювиального, речного, озерного, водно-ледникового, а вблизи гор пролювиального, делювиального. Рыхлые продукты не успевают удаляться, скапливаться на ровных поверхностях и формируют мощную кору выветривания, нивелирующую поверхность коренных пород и укрывающую структурные черты рельефа

Высокие равнины отличаются не только процессами аккумуляции, но и эрозии. Последняя активно проявляется вблизи речных долин значительной глубины. В условиях длительного понижения базиса эрозии речная сеть способна глубоко расчлнить поверхность плато, придав ему облик эрозионных гор, образованных в недислоцированных породах. Классическим примером может служить плато Колорадо. Глубокий врез реки Колорадо и ее притоков — результат сводового поднятия территории, сложенной различными, но горизонтально залегающими осадочными породами. Иначе выглядит Среднесибирское плоскогорье: глубинная эрозия проявляется вблизи речных долин, водоразделы же имеют вид широких плоских равнинных территорий.

Генетические типы равнин

Равнина (анг. *plain*)— понятие морфологическое, отражающее ее внешние черты. С этой точки зрения различают ровные (с однообразными уклонами), вогнутые и волнистые равнины. По генетическому признаку равнины в зависимости от происхождения и проявления геоморфологических процессов делятся на ряд типов. К первому относятся насыпные, или аккумулятивные, равнины, включающие первичные (или морские), аллювиальные (флювиальные), водно-ледниковые (зандровые), озерные, моренные, лессовые, вулканические. Во второй тип входят остаточные денудационные (пенеплены) и абразионные равнины.

Первичные (или морские) равнины образуются в результате понижения уровня моря и обнажения его мелководной зоны. Это низменные равнины относительно молодого возраста. В геотектоническом отношении они чаще всего представлены опущенными частями платформ, фундамент которых скрыт под мощными морскими осадками. Рельеф морских равнин однообразен, со слабым наклоном в одну сторону. В

зависимости от возраста и климата морские отложения могут быть покрыты более молодыми маломощными озерными, эоловыми, аллювиальными осадками. Что касается геоморфологических процессов, то они выражены аккумуляцией и боковой эрозией рек, создающих широкие террасированные долины с плоскими заболоченными поймами. В сухом климате и при наличии песчаных пород образуются дюны. В рисунке гидросети нередко проступают структурные особенности данного участка платформы. В нивальном климате плоская поверхность равнин разнообразится типичными формами структурных грунтов (бугристыми, медальонными), скоплениями торфяных бугров — гидролакколитов и др.

Классическим примером первичных равнин может служить Прикаспийская низменность — недавно освобожденная из-под моря северная часть Каспия. Ровная или песчано-бугристая поверхность ее разнообразится неглубокими плоскими долинами с цепочками соленых озер, а в прибрежной зоне — лиманами. Низменная равнина севера Восточно-Европейской равнины сравнительно недавно освободилась от бореальной трансгрессии и является типичным примером морской низменности. То же можно сказать о северной части Западно-Сибирской равнины, где признаком недавнего освобождения из-под уровня моря служат устья рек, образующие узкие эстуарии — губы.

Аллювиальные низменные равнины формируются в результате речной аккумуляции и слагаются слоистыми аллювиальными отложениями. В низовьях рек По, Ганг, Дунай и других мощность аллювия иногда достигает сотен метров. Особенно значительная толща речных отложений характерна для дельт, а также долин, расположенных в зонах тектонических погружений. С точки зрения рельефа, аллювиальные равнины представлены многочисленными руслами, поймами, террасами крупных и мелких рек. Они отличаются выработанным продольным профилем, тенденцией деления на рукава, меандрированием, образованием многочисленных стариц. Наиболее плоской поверхностью характеризуются дельты (рис. 68). На начальном этапе они возникают как подводные конусы выноса аллювия в низовьях рек, затем растут вдоль и вверх, удлиняя таким образом течение реки. Дельты нередко заполняют морские заливы. Так возникли флювиальные равнины Кубани, Рионская, Куро-Араксинская, Месопотамская. В тропических странах сильно заболоченные дельты являются очагами тяжелых заболеваний малярией, тропической лихорадкой; вместе с тем, многие аллювиальные низины, особенно преобразованные мелиоративными мероприятиями, известны в качестве центров древней земледельческой культуры. Это долина и дельта Нила, Месопотамская, Бенгальская, Ломбардская низменности.

Аллювиальные равнины отличаются своеобразными микроформами, которые представлены русловыми валами, увенчанными дюнами, впадинами, занятыми старицами и протоками, болотными кочками, торфяными буграми и т.д. На высоких сухих надпойменных террасах со степным типом почвенно-растительного покрова встречаются неглубокие суффозионные понижения — "степные блюдца", а на склонах — эрозионные промоины и рытвины. Кроме указанных аллювиальных низин, лежащих вблизи моря, примером могут служить внутриконтинентальные равнины, образованные в условиях тектонического погружения и накопления аллювия. С определенными оговорками это Венгерская низменность, созданная Дунаем, Центральная часть Припятского Полесья, Амманская низменность, центр Западно-Сибирской равнины.

Водно-ледниковые, или зандровые, равнины чаще всего относятся к числу низменных и сложены песчаными, песчано-галечниковыми, песчано-глинистыми осадками. Эти осадки накапливались к югу от края ледников в период таяния. Поверхность равнин волнистая, речные долины, их пересекающие, отличаются значительной шириной, а в местах скопления более грубых отложений сужаются и приобретают черты невыработанных. Из числа специфических форм на водно-ледниковых равнинах можно назвать серповидные параболические дюны, термокарстовые западины, иногда занятые озерами или заполненные слоистыми осадками, а в холодном

климате — формы медальонной, бугристой, пятнистой тундры. Примерами флювиогляциальных равнин могут служить значительные участки Полесий Восточно-Европейской равнины — Белорусское, Мещерское, Смоленское, Верхне-Волжское, Центральнорезинская равнина.

Предгорной разновидностью зандров являются наклонные равнины, представленные слившимися конусами флювиогляциальных потоков горных ледников. Такова Мюнхенская равнина у северных подножий Альп, Прикубанская, Чеченская — у подошвы Большого Кавказа.

Озерные низменные равнины являются днищем древних озер, спущенных реками или заполненных осадками. Отличительные черты — вогнутая форма, сложный характер отложений, представленных песками, опесчаненными и ленточными шоколадными глинами. Кроме речных долин, для озерных равнин характерны плоские и выпуклые болотные массивы, по окраинам древнего озера распространены абразионные уступы, береговые валы, террасы, свидетельствующие о колебаниях уровня водоема. Чаще всего озерные равнины связаны с временным подпруживанием талых ледниковых вод моренными возвышенностями. Известна в этом отношении равнина озера Агассиса в Северной Америке, Полоцкая низменная равнина на севере Беларуси, Ильменская низина на северо-западе Восточно-Европейской равнины.

Моренные равнины относятся к относительно высоким и характерны для областей древнего оледенения. Отложения основной морены, выстилающие равнины, отличаются неровным размещением, поэтому плоские участки перемежаются с мелко- и среднехолмистыми, сложенными мореной и камовыми песками. Поверхность разнообразится также котловинами ледниковых озер и торфяными массивами.

Лессовые равнины также сравнительно высокие. Сложены они более или менее мощными лессами и лессовидными породами, которые укрывают более древние породы и структуры, нивелируя поверхность. Склоны таких равнин расчленены глубокими речными долинами и овражно-балочными системами, а плоская поверхность покрыта суффозионными западинами. Лессовые равнины распространены в Китае, в степной зоне Восточно-Европейской равнины, в предгорьях герцинских сооружений средней Европы. Все они интенсивно используются в сельском хозяйстве.

Вулканические плато в древние эпохи жизни Земли возникали при площадном типе вулканических извержений, когда значительные пространства заливались жидкой лавой основного типа (трапповые эффузии) и погребали под собой более древние, разнообразные по составу породы. В геоморфологическом понятии это высокие платообразные, иногда пологовыпуклые поверхности с глубокими речными долинами, фиксирующими особенности лавовых структур. Эрозионные врезки нередко приспособлены к трещинами, которые формируются при остывании лавы. В результате длительной денудации рельеф вулканических равнин разнообразится останцами денудации и эрозии, поверхность покрывается специфической корой выветривания. Примерами высоких равнин могут служить Армянское вулканическое нагорье, Колумбийское лавовое плато, северо-западная часть Декана.

Абразионные низменные равнины, созданные деятельностью моря в прибрежной зоне, как правило, представляют сравнительно узкие береговые полосы, ширина которых увеличивается при опускании суши. Однако в этом случае абразионная поверхность постепенно покрывается рыхлыми морскими отложениями и оказывается погребенной под ними.

Денудационные предельные равнины (плато) формируются в результате длительного воздействия процессов денудации на древнюю горную страну. Они находятся в стадии нисходящего развития горной страны или продолжительного состояния относительного тектонического покоя. Отличительная черта предельных равнин — высокое положение над уровнем моря по сравнению с низменными равнинами, особенно при вторичном эпейрогеническом поднятии. Поверхность плато волнистая, на

ней обширные ровные пространства сменяются остаточными тектоническими поднятиями, сложенными коренными дислоцированными породами (ландшафт островных гор), которые режутся поверхностью денудации. Коренные породы часто покрыты мощной элювиальной корой выветривания. Пологие понижения плато в условиях гумидного климата могут заполняться мелководными озерами или озерными осадками. Речные долины носят черты выработанных, но при вторичном поднятии проявляют глубинную эрозию (рис. 69). Предельные равнины широко распространены в центре Африки, в Казахстане, Тибете.