

Щеглов Д.И., Громовик А.И.

ОСНОВЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Учебное пособие для вузов



**Воронеж
Издательский дом ВГУ
2017**

УДК 551.4

ББК 26.823

Щ33

Р е ц е н з е н т

доктор биологических наук, профессор кафедры экологии
и земельных ресурсов ВГУ Л.А. Яблонских

Д.И. Щеглов

Основы геоморфологии: учебное пособие / Д.И. Щеглов, А.И. Громовик; Воронежский государственный университет. – Воронеж: Издательский дом ВГУ, 2017. – 178 с.

Рассмотрены вопросы эндогенного и экзогенного формирования рельефа земной поверхности. Приведены основные рельефообразующие процессы и связанные с ними формы рельефа, показана связь рельефа земной поверхности с почвенным покровом. Затронуты вопросы геоморфологического картографирования, а также приведен обзор геоморфологии Восточно-Европейской (Русской) равнины. С целью закрепления теоретического материала, в учебном пособии приводятся задания для выполнения лабораторных работ по геоморфологии.

Учебное пособие разработано для студентов, обучающихся по направлению почвоведение, кроме того оно будет полезно широкому кругу научных и практических работников в области экологии, картографии, ботаники, географии и др.

УДК 551.4

ББК26.823

© Щеглов Д.И., Громовик А.И., 2017

© Воронежский государственный университет, 2017

© Оформление. Издательский дом ВГУ, 2017

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
1. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ НАУКИ О РЕЛЬЕФЕ	7
1.1 История развития отечественной геоморфологии	7
1.2 История развития геоморфологии за рубежом	10
2. ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ...	12
2.1 Факторы рельефообразования	12
2.2 Формы рельефа	17
3. МОРФОГРАФИЯ И МОРФОМЕТРИЯ РЕЛЬЕФА.....	22
4. МЕГАРЕЛЬЕФ ПЛАНЕТАРНЫХ ФОРМ МАТЕРИКОВ, ОКЕАНА И ПЕРЕХОДНЫХ (ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ) ОБЛАСТЕЙ.....	27
4.1 Рельеф как компонент ландшафтов	27
4.2 Возраст рельефа и история его развития.....	31
4.3 Связь возраста рельефа с почвенным покровом.....	34
5. МЕГАРЕЛЬЕФ ПЛАНЕТАРНЫХ ФОРМ МАТЕРИКОВ, ОКЕАНА И ПЕРЕХОДНЫХ (ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ) ОБЛАСТЕЙ.....	37
5.1 Проявление в рельефе Земли сейсмических явлений	37
5.2 Рельефообразующая роль вулканических процессов	42
5.3 Строение земной коры и планетарные формы рельефа.....	46
6. МЕГАРЕЛЬЕФ ПЛАНЕТАРНЫХ ФОРМ МАТЕРИКОВ, ОКЕАНА И ПЕРЕХОДНЫХ (ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ) ОБЛАСТЕЙ.....	49
6.1 Подводные окраины материков.....	49
6.2 Ложе океана.....	53
6.3 Геосинклинальные области.....	54
7. ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФ.....	57
7.1 Выветривание и его роль в рельефообразовании	57
7.2 Склоновые процессы рельефообразования.....	63

7.3 Флювиальные процессы рельефообразования	79
7.4 Карстовые формы рельефа.....	94
7.5 Гляциальные и флювиогляциальные формы рельефа	99
7.6 Эоловые формы рельефа.....	109
7.7 Биогенное рельефообразование	116
8. ОСНОВЫ КАРТОГРАФИРОВАНИЯ.....	122
8.1 Полевые геоморфологические исследования	122
8.2 Геоморфологические карты.....	124
8.3 Топографические основы и изображение рельефа горизон- талями.....	125
9. ГЕОМОРФОЛОГИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ (РУССКОЙ) РАВНИНЫ.....	135
9.1 Общий геоморфологический обзор Восточно-Европейской равни- ны.....	135
9.2 Кольско-Карельская провинция	141
9.3 Общая характеристика Северорусской провинции.....	143
9.4 Общая характеристика Среднерусской провинции	147
9.5 Общая характеристика Южнорусской провинции.....	162
10. ПРАКТИЧЕСКИЕ ЗАДАНИЯ ДЛЯ ЛАБОРАТОРНЫХ РАБОТ ПО ГЕОМОРФОЛОГИИ.....	170
10.1 Тектоника и мегаформы рельефа России.....	170
10.2 Макроформы рельефа Русской равнины.....	171
10.3 Оледенения на территории Русской равнины.....	172
10.4 Физико-географическое районирование России	172
10.5 Анализ топографических карт.....	173
10.6 Построение гипсометрических профилей.....	174
10.7 Определение крутизны склонов	176
ЛИТЕРАТУРА.....	177

Введение

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 геосфер Земли: литосферы, атмосферы, гидросферы, биосферы и педосферы (почвенный покров Земли).

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, биологией, почвоведением и 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* (внутренние силы Земли) и *экзогенных* (внешние факторы: климат, живые организмы и др.) процессов. Геоморфология занимает промежуточное положение между геологией и географией. Так как рельеф является результатом взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, геоморфология сочетает в себе как географические, так и геологические методы исследований.

С физической географией геоморфологию сближает то, что объектом ее изучения служат предметы и явления, приуроченные к земной поверхности, а с геологией – то, что понимание развития рельефа немислимо без знания внутреннего строения земли (т.е. геологического анализа).

Тем не менее, геоморфология не является отраслью географии или геологии, а является отдельной наукой, имеющей свой объект и адекватные ему методы исследований. Так, от геологии геоморфология существенно отличается тем, что объектом ее изучения является *земная поверхность*, притом те формы ее, которые *существуют в настоящее время*, между тем как геология изучает *земные недра, действующие внутри Земли силы и прошлое развитие Земли (историю Земли)*. От физической географии геоморфологию отличает более узкий и строго ограниченный круг предметов

ее ведения: она изучает только ту часть ландшафта, которая представлена формами рельефа, а не всем географическим ландшафтом, как физическая география.

Таким образом, **Геоморфология – наука о рельефе земной поверхности, его строении (внешнем облике, морфологии), происхождении, истории развития и современной динамике.**

Объектом изучения геоморфологии является рельеф, то есть совокупность неровностей земной поверхности, разных по форме, размерам, происхождению, возрасту и истории развития. Под **рельефом земной поверхности** понимают совокупность геометрических форм этой поверхности, образующихся в результате сложного взаимодействия земной коры с водной, воздушной и биологической оболочками (геосферами) Земли.

Геоморфология занимается познанием законов развития рельефа и использованием выявленных закономерностей в практической деятельности человеческого общества.

Основными *целями геоморфологии* являются:

1. Познание элементов, форм и совокупностей форм, а также структуры (строения) земной поверхности или рельефа;
2. Установление происхождения рельефа, механизма его образования и истории развития;
3. Выявление связей рельефа с геодинамическими потоками и различными геоявлениями.

Вопросы для самоконтроля:

1. Геоморфология как наука. Предмет и задачи геоморфологии.
2. Связь геоморфологии с другими науками.
3. Понятие о рельефе земной поверхности.

Темы к устным сообщениям и докладам

1. История развития геоморфологической науки в России и за рубежом.
2. Значение геоморфологии в практической деятельности человека.
3. Разделение геоморфологии на отдельные отрасли.

1. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ НАУКИ О РЕЛЬЕФЕ

1.1 История развития отечественной геоморфологии

Рельеф земной поверхности - одно из важнейших условий обитания человека, его хозяйственной деятельности. Сведения о рельефе накапливались с ранних этапов возникновения и развития человеческого общества. Геоморфология является сравнительно молодой естественноисторической наукой, возникновение которой пришлось на конец XIX - начало XX веков. Предпосылками ее возникновения являлись потребности 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 1763 г. была написана работа М.В. Ломоносова «О слоях земных», в которой он впервые выдвинул идею развития рельефа в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных сил. Эта идея лежит в основе и современной геоморфологической науки.

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). 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 пенеплена¹.

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 классических работах «Русский чернозем», «Способы образования речных долин Европейской России», наряду с другими, рассматриваются вопросы влияния рельефа на почвообразо-

¹ **Пенеплен** (от лат. *paene* - почти и англ. *plain* - равнина) - практически ровная, местами земная слабо-всхолмленная поверхность, которая была сформирована на месте древних гор в результате длительной их денудации.

Денудация (от лат. *denudatio* – обнажение) – совокупность процессов сноса и переноса (водой, ветром, льдом, под действием силы тяжести) продуктов разрушения горных пород в пониженные участки земной поверхности, где происходит их накопление.

вательные процессы. Еще 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.

В 1877 вышла книга И.В. Мушкетова (1850-1902) по геоморфологии Туркестана, а несколько позже - фундаментальный труд «Физическая геология». И.В. Мушкетов, признавал доминирующую роль вертикальных движений земной коры в сравнении с другими видами тектонических колебаний.

А.П. Карпинский (1846-1936) - 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, абразии², 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 сфероида и геоида, 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. 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.

² *Абразия* (лат. *abrasio* - соскабливание, соскребание) - процесс механического разрушения и сноса горных пород в береговой зоне водоемов волнами и прибоем, а также воздействием переносимого водой обломочного материала.

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) выдвинул и разработал представление о геоморфологических уровнях.

И.П. Герасимов (1905-1985) является основоположником структурной геоморфологии. Совместно с Ю.А. Мещеряковым разрабатывает концепцию о «геоморфологическом» этапе развития Земли.

Теоретические и прикладные проблемы геоморфологии разрабатываются в трудах А.И. Спиридонова, С.С. Воскресенского, Г.И. Рычкова, А.Ф. Якушовой С.В. Лютцау, Ю.Г. Симонова и других.

В последние десятилетия XX и начала XXI веков в развитии геоморфологической науки большое внимание, с одной стороны, уделяется изучению связей между обликом рельефа и геологической структурой, так называемой структурной геоморфологии, с другой – исследованию экзогенных геоморфологических процессов – климатической и динамической геоморфологии.

Успешно развиваемое в нашей стране структурно-геоморфологическое направление находит применение при решении ряда геологических задач, в первую очередь при поисках месторождений нефти и газа. Большие успехи достигнуты и в других областях прикладной геоморфологии, в частности в изучении современных геоморфологических процессов.

1.2 История развития геоморфологии за рубежом

Научные представления, положившие начало геоморфологии, содержатся в работах многих ученых.

Ко второй половине XVIII в. относится возникновение двух противоположных друг другу учений об агентах, принимающих участие в образовании земной коры и вызывающих изменения ее поверхности, - непутизма и плутонизма. Основателем школы непутистов был немецкий ученый Г.А. Вернер, взгляды которого сложились на основе наблюдений территории Саксонии, где ему приходилось иметь дело преимущественно с осадочными породами. Согласно концепции Вернера, Мировому океану принадлежит исключительная роль как в образовании горных пород, слагающих земную поверхность, так и в выработке присущего ей рельефа. Эта концепция вынуждена была в конце концов уступить место концепции плутонистов, одним из авторов которой был шотландец Д. Геттон. Свои наблюдения и исследования, проведенные преимущественно в Шотландии, Геттон опубликовал в 1788 г. в книге «Теория Земли». Он ввел в науку понятие о геологическом цикле, рассматривал изменения рельефа как составную часть геологического развития нашей планеты.

В начале XIX в. в геологии господствовала концепция катастрофизма, у истоков которой стоял французский ученый Ж. Кювье. Согласно этой концепции, деформации земной коры, а также изменения органического мира происходят катастрофически быстро, в течение коротких промежутков геологического времени, разделенных длительными перио-

дами покоя. Возникла эта концепция для объяснения смены флор и фаун, наблюдаемых в пластах горных пород. В конце XIX в. она потеряла свое значение.

Основоположник научной геологии Ч. Лайель в книге «Основы геологии» (1830) уделил значительное внимание вопросам эволюции рельефа. Он выдвинул теорию медленного и непрерывного изменения земной поверхности под влиянием процессов, действующих и в настоящее время (в геологии это эволюционное учение получило название актуализма). Основные формы рельефа, по Ч. Лайелю, возникают как результат движения земной коры, а затем нивелируются, разрушаются под действием внешних сил. Совокупное разрушение гор под действием внешних сил получило наименование денудации. К. Науманн в 1852 г. впервые вводит в научную литературу понятие морфология земной поверхности.

Вторая половина XIX века известна появлением работ по геологии и рельефу Земли как общего, так и специального характера. В работах Д. Дана и Э. Зюсса разрабатываются основы тектоники и структурной геологии, освещается строение планетарных форм рельефа материков и океанов. П.А. Кропоткин обосновывает теорию материкового оледенения (1876). В работах Сюрреля, а позднее Рютимейера - рассматриваются проблемы образования и развития речных долин, Д. Пауэлла - процессы плоскостного смыва и т.д. К концу XIX века выходят в свет крупные обобщающие труды Ф. Рихтгофена и А. Пенка, в которых систематизируются представления о строении земной поверхности, происхождении рельефа и делаются попытки его классификации.

Выделение за рубежом геоморфологии в самостоятельную отрасль знания и появление первых научных общегеоморфологических концепций неразрывно связано с именами американского ученого В. Девиса (1899) и немецкого исследователя В. Пенка (1924).

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.

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.

2. ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

2.1. Факторы рельефообразования

Геоморфология имеет дело с очень сложной и необычайно динамичной сферой Земли, которая получила название географической или *ландшафтной оболочки*. Сложность этой оболочки определяется тем, что ее формирование и развитие происходит под совместным воздействием внутренних сил Земли и космических источников энергии. В ней существуют в глубокой взаимосвязи основные геосферы Земли (литосфера, атмосфера, гидросфера, криосфера, биосфера и педосфера³).

Как внутри Земных недр, так и на ее поверхности происходит постоянная трансформация и перераспределение вещества и энергии. В связи с этим, рельеф Земной поверхности является совокупным результатом глубинных процессов, протекающих внутри Земли – *эндогенных* и процессов внешних - *экзогенных*, проявляющихся через деятельность атмосферы, гидросферы, криосферы и биосферы.

Эндогенные процессы рельефообразования или внутренние силы Земли. К ним относятся, главным образом, тектоническая деятельность и магматизм. 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 (*п्लीкативные дислокации*), либо разрывами и перемещением (*дизъюнктивные дислокации*). Возникают интрузивные (*батолиты, штоки*) и эффузивные (*вулканы*) геологические образования.

Тектонические движения и деформации земной коры распределяют положительные и отрицательные формы на поверхности Земли. Под действием малоамплитудных движений отдельные участки платформ испытывают опускания или поднятия, иногда сменяющие друг друга во времени. Интенсивные движения действуют в более узких зонах, приводя к горообразованию.

³ ***Педосфера*** (от греч. *πέδον* - грунт и *σφαίρα* - шар) - почвенная оболочка Земли или почвенный покров Земли.

Тектонические движения вызываются не только внутренними факторами - тепловой и гравитационной энергией - но и внешними. Например, во время четвертичных оледенений под давлением мощных толщ ледниковых покровов земная кора прогибалась, а после таяния ледников и снятия нагрузки испытывала изостатический подъем, который обеспечивался перемещением (течением) глубинного вещества на уровне астеносферы и, возможно, более высоких слоев литосферы. Аналогичные процессы связаны с колебаниями уровней океанов и морей.

Многие ученые склоняются к мнению, что в развитии эндогенных процессов играет роль изменения ротационного режима Земли (скорости ее вращения). Это приводит к изменению фигуры и наклона земной оси, что является толчком для перераспределения напряжения и сил, действующих на разных глубинах в земных недрах, в том числе и на поверхности Земли.

Экзогенные факторы рельефообразования или факторы внешней среды. К этим факторам относят деятельность климата или атмосферные агенты (температура, осадки, солнечная активность, ветер и пр.), деятельность гидросферы, криосферы, живых организмов и человека (антропогенный фактор). 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).

Экзогенное рельефообразование сводится к разрушению одних форм рельефа и созданию других, перемещению продуктов разрушения и их накоплению (аккумуляции). Так экзогенные процессы участвуют в непрерывном образовании вещества, его переносе и переотложении, что приводит к образованию новых форм рельефа.

Совокупность процессов разрушения и переноса их продуктов называется денудацией. Денудация приводит к снижению абсолютных и относительных высот территории, а формы рельефа, образуемые денудацией, называют **денудационными или выработанными.** Как правило, денудация

приводит к эрозии⁴, в том числе и к эрозии почв. Примером денудационных форм рельефа могут быть овраги⁵ и балки⁶ (рис. 1, 2).



Рис. 1. Овраг



Рис. 2. Балка

Одновременно с денудацией происходит аккумуляция (накопление) продуктов денудации в понижениях рельефа или впадинах.

Аккумуляция по своим пространственным масштабам (охвату территорий) может быть региональной и локальной. В результате аккумуляции, наоборот происходит повышение абсолютных и относительных высот территории, а формы рельефа, образованные аккумуляцией, называются **аккумулятивными**. Примером аккумулятивных форм рельефа являются моренный холм⁷, бархан⁸ (рис. 3, 4) и т.д. Итогом совместной деятельности аккумулятивных и денудационных процессов является выравнивание рельефа.

Главным законом геоморфологии, определенным немецким исследователем В. Пенком еще в начале XX века, является постоянное взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов. Рельеф земной поверхности - от

⁴ **Эрозия** (от лат. *erosio* - разъедание) - процесс разрушения горных пород и почв поверхностными водными потоками и ветром, включающий в себя отрыв и вынос обломков материала и сопровождающийся их отложением.

⁵ **Овраг** - это форма рельефа в виде относительно глубоких и крутосклонных незадернованных ложбин, образованных временными водотоками в результате размывания почвенного покрова или рыхлых пород.

⁶ **Балка** (суходол, байрак, лог, яр) - сухая или с временным водотоком долина с задернованными склонами. Балки отличаются от оврагов более пологими склонами и наличием растительного покрова на поверхности склонов и дна.

⁷ **Моренный холм** - положительная форма рельефа, валообразная или холмистая гряда образованная из морены, отложенной при колебаниях края ледника в период его временного стационарного положения. **Морена** - ледниковые отложения, образовавшиеся в результате накопления обломочного (моренного) материала в теле ледника в процессе его движения, выпахивания ложа и последующего таяния. Представляет собой неоднородную смесь обломочного материала - от гигантских глыб, имеющих до нескольких сотен метров в поперечнике, до глинистого материала, образованного в результате перетирания обломков при движении ледника.

⁸ **Бархан** - положительная форма рельефа, подвижное скопление сыпучего песка, навешанное ветром и слабо закрепленное (либо не закреплённое) растительным покровом.

планетарных форм до микроформ во все этапы геологической жизни Земли представляет результат воздействия экзогенных процессов на неровности земной поверхности, созданные эндогенными процессами - тектоникой и магматизмом. Суммарное действие тех и других в масштабе геологического времени вполне соизмеримо. По роли в создании рельефа и скорости его преобразования они также сопоставимы. Например, горы, созданные тектоническими движениями, могут быть полностью разрушены экзогенными процессами до состояния равнины.



Рис. 3. Моренный холм



Рис. 4. Бархан

На Земле практически не существует чисто эндогенных форм рельефа, они всегда несут признаки более или менее глубокого преобразования экзогенными процессами.

В соответствии с этим разработана **генетическая классификация типов рельефа**, согласно которой выделяют две большие группы типов рельефа – *эндогенная* и *экзогенная* (табл. 1). Эта классификация основана на процессах, под действием которых формируется рельеф.

Каждый тип экзогенного рельефа подразделяется на два подтипа - рельеф *денудационный (выработанный)* 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.

Очень важно то, 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 земной поверхности

Группа типов рельефа	Типы рельефа	Подтипы (процессы, под действием которых формируется рельеф)
1. Эндогенная	Тектонический	вертикальные и горизонтальные тектонические движения земной коры
	Вулканический	взрывной, аккумулятивный – в результате магматизма
2. Экзогенная	Флювиальный	эрозия, аккумуляция
	Гляциальный, флювиогляциальный	экзарация, эрозия, аккумуляция
	Прибрежный	морская или речная абразия, аккумуляция
	Карстовый	выщелачивание, аккумуляция
	Эоловый	дефляция (ветровая эрозия), коррозия, эоловая (ветровая) аккумуляция материала
	Склоновый	гравитация, перенос, аккумуляция, денудация
	Биогенный	денудация, аккумуляция
	Антропогенный (техногенный)	денудация, аккумуляция

Таким образом, *генетическими типами рельефа – называют сочетания форм рельефа, обладающих сходным обликом, строением, происхождением и закономерно повторяющихся на определенной территории.*

Вопросы для самоконтроля:

1. Что понимают под эндогенными процессами рельефообразования?
2. Перечислите основные источники эндогенных сил.
3. Как ротационный режим земли влияет на эндогенные процессы?

4. Что понимают под экзогенными процессами рельефообразования?
5. Перечислите основные источники экзогенных сил.
6. Что понимают под денудацией и денудационными формами рельефа?
7. Приведите примеры денудационных форм рельефа.
8. Что понимают под аккумуляцией и аккумулятивными формами рельефа?
9. Приведите примеры аккумулятивных форм рельефа.
10. Почему эндогенные и экзогенные процессы рельефообразования находятся в постоянном взаимодействии и взаимообусловлены?
11. Какой принцип лежит в основе генетической классификации типов рельефа?
12. Приведите основные генетические типы и подтипы эндогенного рельефа.
13. Что понимают под генетическими типами рельефа?

Темы к устным сообщениям и докладам

1. Вулканизм, как фактор эндогенного рельефообразования.
2. Тектоника, как фактор эндогенного рельефообразования.
3. Влияние деятельности человека на рельефообразование.

2.2 Формы рельефа

Рельеф любого участка земной поверхности состоит из сочетаний *элементов, форм и типов рельефа*, расположенных в определенной закономерности в зависимости от их происхождения, возраста, геологических структур, климата и деятельности человека.

Существует множество типов: холмисто-западинный рельеф ледникового происхождения, долинно-балочный эрозионно-денудационного происхождения и др.

По *геометрическим признакам* выделяются следующие элементы рельефа:

1. **Грани, или поверхности** - по величине наклона их целесообразно разделить на *субгоризонтальные* поверхности (с углами наклона до 2°) и *склоны* (углы наклона 2° и более).

2. **Ребра** (пересечение двух граней)

3. **Гранные углы** (пересечение трех или более граней).

Формы рельефа могут быть замкнутыми (моренный холм, моренная западина) или открытыми (овраг, балка) (рис. 5, 6), простыми или сложными, положительными или отрицательными (рис. 7).

Простые формы обычно невелики по размерам, имеют более или менее правильные геометрические очертания, состоят из элементов рельефа. **Сложные формы** - это комбинация простых форм.

Выделение *положительных* и *отрицательных форм рельефа* связано с различием абсолютных высот одних форм рельефа относительно других. Так, балки являются отрицательными формами по отношению к разделяющим их межбалочным пространствам.



Рис. 5. Котловина, как пример замкнутой формы рельефа

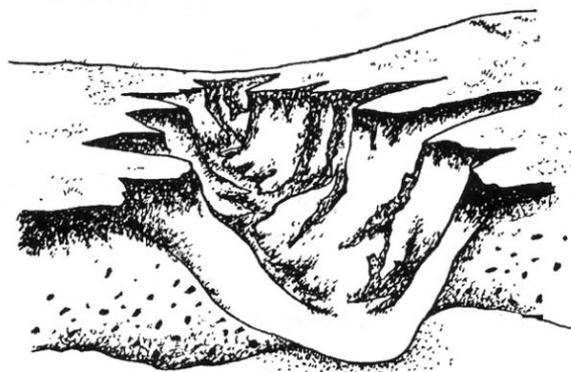


Рис. 6. Овраг, как пример открытой формы рельефа

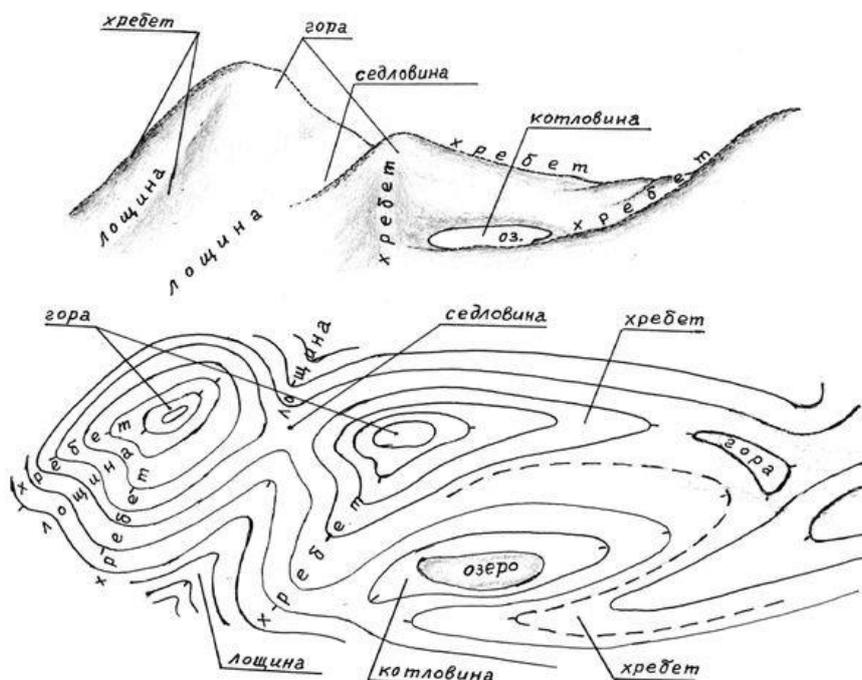


Рис. 7. Примеры положительных и отрицательных форм рельефа
 Пояснения к рисунку: **Положительные** формы рельефа: гора, хребет
Отрицательные формы рельефа: лощина, седловина, котловина

Это справедливо, например, для Среднерусской возвышенности и расположенной к востоку от нее Окско-Донской низменной равнины. Но если взять всю Среднерусскую возвышенность как форму рельефа в целом, то она вместе с расчленяющими ее отрицательными формами (балками, оврагами, долинами рек) будет выступать как положительная форма рельефа по отношению к Окско-Донской низменной равнине. Понятие *положительные и отрицательные формы рельефа* еще более усложняется при пе-

переходе к сопоставлению форм рельефа более высокого таксономического ранга.

В зависимости от *размеров* выделяют различные формы рельефа: планетарные, мегаформы, макроформы, мезоформы, микроформы и наноформы (табл. 2).

Таблица 2. Классификация форм рельефа в зависимости от их размера

Форма рельефа	Площадь, км²	Рельефообразующие процессы	Примеры
Планетарная	Сотни тысяч и миллионы	Эндогенные	К планетарным формам рельефа относятся: 1) материки; 2) геосинклинальные пояса (переходные зоны); 3) ложе океана; 4) срединно-океанические хребты.
Мегаформа	Сотни или десятки тысяч	Эндогенные	К этим формам относят: 1) горные пояса и равнинные страны в пределах материков (горные системы Альп и Кавказа, Западно-Сибирская равнина и Среднесибирское плоскогорье); 2) крупные впадины и поднятия в пределах ложа океана (Впадины Мексиканского залива и Карибского моря); 3) разломы планетарного масштаба, выраженные в рельефе, и др.
Макроформа	Сотни или тысячи (реже десятки тысяч)	Эндогенные	Отдельные хребты и впадины какой-либо горной страны: например, Главный Кавказский хребет, Курильская низменность, Среднерусская возвышенность.
Мезоформа	От нескольких до десятков	Экзогенные (очень редко - эндогенные)	Овраги, балки, долины рек, крупные аккумулятивные формы типа барханных цепей или моренных гряд.
Микроформа		Экзогенные	Неровности, являющиеся деталями более крупных форм рельефа (например, карстовые воронки, эрозионные рытвины, береговые валы и др.).
Наноформа (от греч., <i>nanos</i> - карлик)		Экзогенные	Очень мелкие неровности, осложняющие поверхность макро-, мезо- и микроформ (например, луговые кочки, сурчины, мелкие эрозионные бороздки, знаки ряби на морском дне и на поверхности эоловых форм рельефа).

Планетарные формы рельефа занимают площади в сотни тысяч и миллионы квадратных километров. Вся площадь земного шара составляет около 510 млн. км², следовательно, количество планетарных форм невелико. К планетарным формам рельефа относятся:

1. **Материки (континенты)** - крупнейшие положительные формы рельефа Земли. Большая часть их представляет собой сушу, хотя часть материков находится под водами Мирового океана (шельф, материковый склон). Важнейшая особенность материков - сложение земной корой материкового типа.

2. **Ложе океана** - основная часть дна Мирового океана, лежащая, как правило, на глубинах более 3000 м и характеризующаяся распространением земной коры океанического типа.

3. **Современные геосинклинальные пояса (переходные зоны)** – чаще всего располагаются на границе между материками и океанами (например, окраины Атлантического, Индийского и Северного ледовитого океанов).

4. **Срединно-океанические хребты** - представляют собой крупнейшую горную систему, проходящую через все океаны и существенно отличающуюся от ложа океана строением земной коры.

Планетарные формы рельефа состоят из мегаформ, структурными единицами мегаформ являются макроформы и т.д. Следовательно, на более высоком уровне организации выступают планетарные формы рельефа, а на самом низком – наноформы рельефа. Например:

Планетарная форма рельефа – материк Евразия

Мегаформа рельефа – Восточно-Европейская равнина

Макроформа рельефа – Окско-Донская низменная равнина

Мезоформа рельефа – Склон южной экспозиции крутизной 3° на водоразделе рек Дон и Воронеж

Микроформа – эрозионные рытвины

Нанорельеф – кочки

Наиболее крупные формы рельефа (планетарные, мега-, макроформы и редко мезоформы) имеют эндогенное происхождение, хотя и испытывают на себе влияние экзогенных факторов. Остальные, более мелкие формы рельефа, имеют экзогенный генезис.

Вопросы для самоконтроля:

1. Разделение элементов рельефа по геометрическим признакам.
2. Чем отличаются замкнутые формы рельефа от открытых?

3. Приведите примеры положительных и отрицательных форм рельефа, в чем заключается их различие?
4. Чем отличаются простые формы рельефа от сложных?
5. Как классифицируются формы рельефа в зависимости от размера?
6. Приведите примеры планетарных форм рельефа.
7. Какие формы рельефа имеют эндогенное и экзогенное происхождение?

3. МОРФОГРАФИЯ И МОРФОМЕТРИЯ РЕЛЬЕФА

Одной из самых главных характеристик рельефа местности является расположение (приподнятость) его относительно уровня моря (абсолютная высота) которая называется *гипсометрией*. К подводным формам рельефа относится *batimетрия*, показывающая глубину моря или океана.

Рассмотреть наглядно общую характеристику рельефа земной поверхности в целом позволяет *гипсографическая кривая* (рис. 8).



Рис. 8. Гипсографическая кривая Земли

На *гипсографической кривой* выделяются два основных гипсометрических уровня земной поверхности:

1. Материковый, располагающийся между +2000 и -200 м и занимающий 30% земной поверхности.

2. Океанический - на глубинах от -3000 до -6000 м, на долю которого приходится 50% поверхности Земли.

Оставшиеся 20% занимают средневысотные и высокие горы, глубоководные желоба. На кривой видно, что для Земли в целом более характерны отрицательные гипсометрические характеристики. Гипсографические кривые строят также отдельно для материков, и отдельно для океанов и морей - *batimетрические кривые*.

Средние высоты материков и средние глубины океанов Земли следующие:

Материки	Средняя высота (гипсометрия), м	Океаны	Средняя глубина (батиметрия), м
Евразия	840	Тихий	4280
Африка	750	Атлантический	3940
Северная Америка	720	Индийский	3960
Южная Америка	600	Северный	
Австралия	320	ледовитый	1200
Антарктида	2100		

Наивысшая экстремальная точка Земли - вершина горы *Джомолунгма*, или *Эверест* (в Гималаях), имеет отметку 8848 м, самая большая глубина - в *Марианском глубоководном желобе* (Тихий океан) достигает 11034 м. Следовательно, максимальный размах высот (или амплитуда высот) на поверхности земного шара составляет около 20 км.

По степени приподнятости поверхности суши над уровнем океана выделяют:

1. **Низменный рельеф** – с абсолютными высотами от 0 до 200 м
2. **Возвышенный рельеф** – с абсолютными высотами от 200 до 500 м.

Возвышенный рельеф, в зависимости от абсолютной высоты, геологического строения и характера расчлененности подразделяется на:

– **Возвышенности** - к возвышенностям и возвышенным равнинам относят участки земной поверхности с абсолютными высотами 200-500 м. Их поверхности могут быть горизонтальными, наклонными, вогнутыми или выпуклыми (*Примечание*: на суше встречаются равнины, лежащие ниже уровня моря, например, Прикаспийская низменность). По морфологии среди обоих типов равнин различают плоские, холмистые, волнистые, грядовые.

– **Плато** (от лат. *plat* - плоский) - это возвышенная равнина, сложенная горизонтально лежащими или слабо деформированными породами с ровной или слабо расчлененной (волнистой) поверхностью, ограниченная отчетливыми уступами от соседних более низких равнинных пространств (рис 9). Различают следующие виды плато: *структурные, вулканические и денудационные* (рис. 10).

– **Плоскогорья** - обширные участки суши, приподнятые над окружающей территорией, имеют значительное эрозионное расчленение при относительно слабом расчленении водораздельных поверхностей. Плоского-

рья отличаются от плато большими абсолютными высотами (до 1000 м и более) (рис. 11).

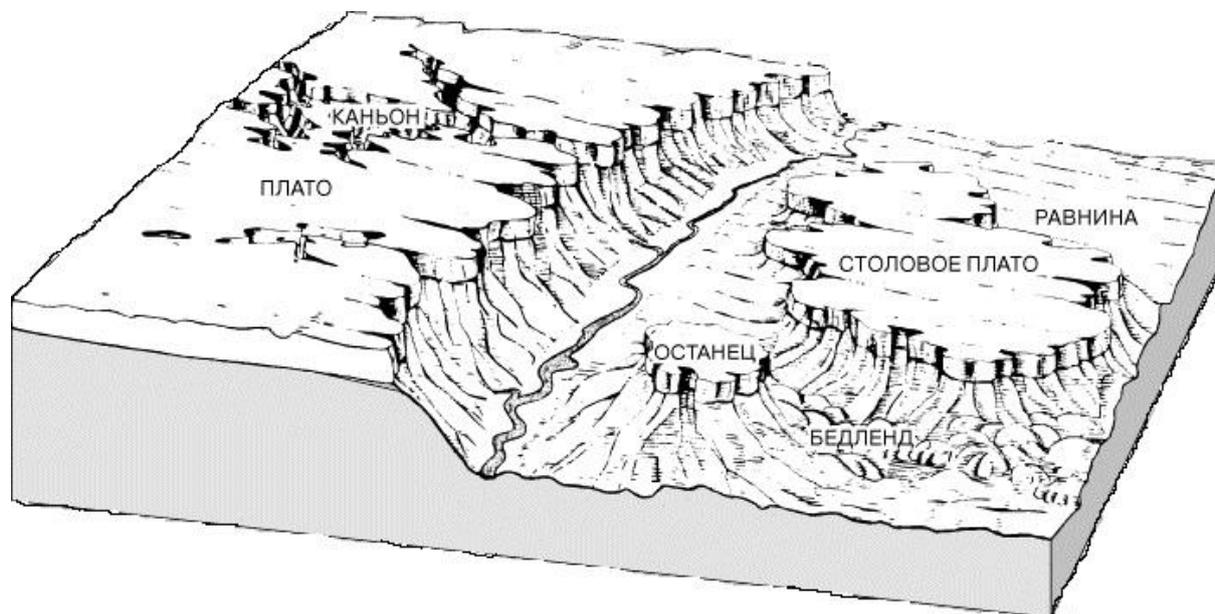


Рис. 9. Плато

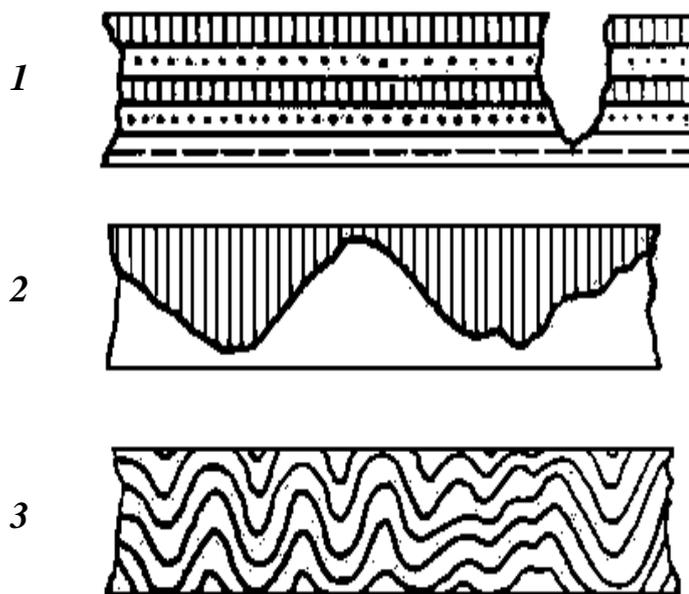


Рис. 10. Виды плато

Пояснения к рисунку: 1 – Структурное плато - сложенные горизонтально залегающими пластами горных пород; 2 – Вулканические плато - неровности прежнего рельефа заплombированы (бронированы) излившейся лавой; 3 – Денудационное плато - поднятые денудационные равнины (пенеплены и абразионные равнины).



Рис. 11. Плоскогорье (Среднесибирское плоскогорье, Россия)

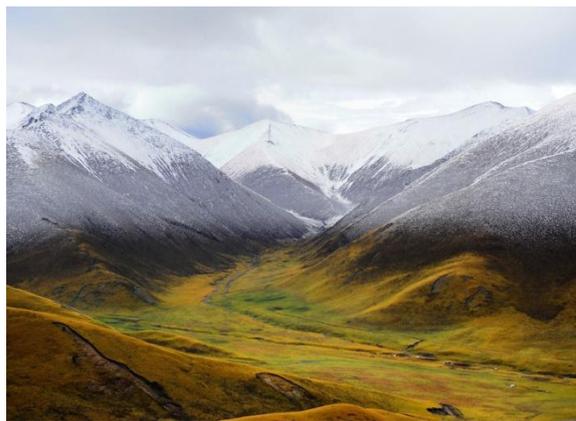


Рис. 12. Нагорье (Тибетское нагорье, Китай)

– *Нагорья* представлены обширными участками земной поверхности. Имеют сложные сочетания горных хребтов и массивов, плато, плоскогорий и котловин, лежащих на общем, высоко поднятом массивном цоколе (рис. 12).

– *Горы* - это обширные территории со складчатой, глыбовой или складчато-глыбовой структурой земной коры, приподнятые на различную высоту (до 8000 м и более) и характеризующиеся значительными, обычно резкими колебаниями высот на коротком расстоянии (рис. 13).



Рис. 13. Кавказские горы
(в центре фото гора Эльбрус 5642 м)

По гипсометрии горы подразделяют на:

1. Низкие - до 1000 м (рельеф Новой Земли)

2. Средневысотные - от 1000 до 2500 м (Западные и Восточные Гаты, Карпаты, Северный Урал, горы северо-востока России и др.).

3. Высокие - от 2500 до 5000 м (Кавказские горы)

4. Высочайшие - более 5000 м (Альпийские горные системы)

Горы отличаются высотной поясностью ландшафтов и ярусностью рельефа, обусловленные вертикальной дифференциацией климата, почвенного покрова и рельефообразующих процессов. Это четко проявляется в высоких горах. Рельеф гор зависит от абсолютной высоты, геологического строения и, что важно подчеркнуть, географического положения.

Таким образом, под **морфографией рельефа** мы понимаем *часть геоморфологии, занимающаяся описанием и классификацией форм рельефа и их систематизацией по внешним признакам*. Под **морфометрией рельефа** понимают *числовые характеристики форм рельефа*: линейные, площадные, объемные; абсолютные и относительные высоты определённых геоморфологических районов, глубина и густота расчленения, а также отвлечённые показатели (коэффициент извилистости русла реки, береговой линии и др.). Морфометрические данные получают чаще всего путем обработки топографических карт, возможно также использование аэрофотоматериалов. На основании проведённых измерений и вычислений составляются специальные морфометрические карты. Морфометрические данные необходимы при проектировании сооружений, дорог, разработке мер борьбы с почвенной эрозией и т. д.

Вопросы для самоконтроля:

1. Что понимают под гипсометрией?
2. Что понимают под батиметрией?
3. Дайте гипсографическую характеристику Земли.
4. Что понимают под экстремальными точками Земли?
5. Чем отличается низменный рельеф от возвышенного?
6. Что понимают под возвышенностями и плато?
7. Чем отличаются плоскогорья от нагорий?
8. Что понимают под термином горы и как они классифицируются?
9. Чем отличается морфография от морфометрии рельефа?

4. РЕЛЬЕФ КАК КОМПОНЕНТ ЛАНДШАФТОВ И ЕГО ВОЗРАСТ

4.1 Рельеф как компонент ландшафтов

Рельеф земной поверхности отличается большой многообразностью. В пространстве рельеф изменяется в зависимости от изменения набора эндогенных и экзогенных процессов, воздействующих на земную поверхность.

Характер рельефообразующих процессов, их интенсивность и направленность на каждом участке земной поверхности зависит от физико-географических условий, к числу которых можно отнести геологическое строение местности, сложившийся на ней рельеф и климат. Климат также определяет наличие и характер целого ряда условий рельефообразования: почвенного покрова, мерзлоты и растительности.

Вышеперечисленный комплекс явлений на земной поверхности обуславливает ее дифференциацию на многочисленные природные территориальные комплексы или *ландшафты*, под которыми понимаются *закономерные сочетания всех природных компонентов земной поверхности, а именно горных пород, рельефа, климата, почвенного покрова, растительности, поверхностных и подземных вод и животного мира*.

Все эти компоненты природной среды находятся в тесной связи друг с другом и с рельефом земной поверхности. Они влияют на рельеф и в то же самое время сами испытывают его воздействие. Климат влияет на растительность, растительность на почвы; геологическое строение оказывает влияние не только на рельеф, но и на почвы а через них и на растительный покров. Иными словами все *компоненты ландшафта взаимосвязаны и взаимообусловлены*, определяют развитие друг друга как напрямую, так и косвенно, через другие компоненты.

Компоненты природной среды весьма разнообразны по многим характеристикам. Ландшафты еще более многообразны и исчисляются многими тысячами. Среди них есть ландшафты, неоднократно повторяющиеся на земной поверхности в сходных условиях, являющиеся типичными для тех или иных ее участков.

Рельеф представляет собой весьма сложный и важный компонент географического ландшафта, тесно связанный с почвенным покровом и с остальными компонентами природной среды.

Роль рельефа в формировании ландшафтов очень велика. Крупные черты рельефа в значительной мере обуславливают характер климата, а

также зависящих от него почвенного и растительного покровов. Климат изменяется в зависимости от гипсометрического уровня, поэтому в горных странах часто наблюдается вертикальная климатическая поясность почвенного и растительного покровов. Кроме того, средние и высокие горы представляют собой более или менее значительные препятствия для движения воздушных масс, из-за чего наблюдается резкое различие в климатических условиях, а также в почвах и растительности наветренных и подветренных склонов гор. Наветренные склоны имеют влажный климат, а подветренные - сухой. Данное явление наблюдается, конечно, лишь в том случае, когда горные хребты ориентированы перпендикулярно направлению господствующих влажных ветров.

Небольшие неровности земной поверхности (микрорельеф и нанорельеф) часто являются причиной ее неравномерной увлажненности. В микропонижениях скапливаются дождевые и талые воды и близко к поверхности лежит уровень грунтовых вод. Это является причиной образования здесь пышного сомкнутого растительного покрова, представленного влаголюбивыми видами, под которым формируются различные типы интразональных почв (болотные, луговые в лесной зоне, солоди в зоне степей). На повышениях рельефа увлажнение менее значительно, растительный покров не столь пышный и представлен иными видами (мезофитами или ксерофитами). Здесь образуются различные типы зональных почв.

Особенно велико влияние рельефа на биогенные компоненты ландшафтов аридных и семигумидных районов. Резкие различия в растительном и почвенном покровах здесь нередко бывают связаны с чередованием мельчайших неровностей земной поверхности (нано-форм), обуславливая появление так называемого комплексного почвенно-растительного покрова.

В условиях недостаточного увлажнения микрорельеф оказывает существенное влияние на распределение солей в почвенном покрове. В семигумидном климате промывной режим может существовать только в отрицательных формах рельефа, получающих необходимое для этого количество влаги не только за счет атмосферных осадков, но и вследствие стока по склонам с окружающей их территории. Поэтому в западинах (особенно замкнутых) происходит вынос солей на глубину и формируются солоди. Вынос минеральных частиц из западин с нисходящим током воды приводит к постепенному проседанию их дна и к углублению форм. За пределами западин на положительных формах совершается обратный процесс. Здесь происходит капиллярное подтягивание соленосных растворов к земной по-

верхности из-за сильного прогрева солнечными лучами относительно повышенных безлесных участков, лишенных сомкнутого травяного покрова. Поэтому между западинами формируются солонцы и солончаки.

Перераспределение энергии солнечной радиации на земной поверхности обязано ее рельефу. Ландшафты, представленные склонами разных экспозиций, обуславливают особенности распределения энергии солнца. Особенно наглядно это можно проследить при сравнении склонов северной и южной экспозиций.

Склоны северной экспозиции получают меньше тепла и поэтому лучше сохраняют влагу, чем склоны южной экспозиции и отличаются друг от друга по своему почвенному и растительному покрову. Особенно резко проступают эти различия в условиях засушливого (аридного или семигумидного) климата, а также в зоне тундр и в областях распространения многолетней мерзлоты.

В семигумидном климате (климате степей) склоны северной экспозиции нередко представляют собой лесные ландшафты, которые резко противостоят степным ландшафтам южных склонов.

В аридном климате на склонах северной экспозиции отмечаются участки степной растительности, а на южных склонах господствует пустынная флора или же здесь наблюдаются участки, совершенно лишенные растений и развитого почвенного покрова.

В зоне тундр картина противоположная. Здесь оголены или покрыты скудной изреженной растительностью склоны северной экспозиции, получающие наименьшее количество тепла, а южные склоны несут сомкнутый (мохово-травянисто-кустарниковый растительный покров).

В таежно-лесной зоне леса одинаково хорошо произрастают на склонах любой экспозиции, однако, в видовом составе древесной и травяной растительности склонов северной и южной экспозиции нередко замечаются существенные различия. Иногда на крутых склонах южной экспозиции в таежно-лесной зоне обнаруживается степная растительность и соответствующие ей почвы, характерные для более южных районов (серые лесные, черноземы оподзоленные).

Рельеф влияет не только на все остальные компоненты природного ландшафта, но и сам испытывает их воздействие. Существенное влияние на рельеф оказывают климат, геологическое строение территории, поверхностные и подземные воды. В меньшей мере влияют на рельеф почвы и рас-

тельность и совсем незначительна в формировании рельефа роль животных.

Влияние на рельеф почвенного покрова сказывается главным образом в различной подверженности разных типов почв процессам водной и ветровой эрозии, оползанию, пучению и просадкам. Поэтому неровности земной поверхности, связанные с этими процессами, несколько различны в пределах распространения разных типов почв. Однако это влияние, ввиду незначительной мощности почвенного покрова, сказывается лишь на мельчайших неровностях земной поверхности (наноформах), да и то не повсеместно. Более крупные денудационные формы, полностью прорезавшие почвенный покров, в большей мере связаны с литологией подстилающих горных пород.

Густая древесная и травяная растительность препятствует развитию процессов водной и ветровой эрозии и формированию дефляционных и эрозионных форм рельефа. В этом и состоит ее влияние на процессы формирования рельефа.

Иногда растительный покров способствует образованию аккумулятивных форм, создаваемых ветром или водными потоками, скорость которых в густых зарослях резко падает, что ведет к осаждению материала, принесенного потоком. В более редких случаях растения непосредственно формируют рельеф. Таковы ямы (искори) и холмики, образуемые деревьями при их падении с выворачиванием корней, болотные кочки и т. д.

Таким образом, рельеф, являясь компонентом ландшафта, обуславливает его многие характерные черты и в то же время в той или иной мере сам зависит почти от всех его компонентов. В связи с этим познание ландшафтов и их отдельных компонентов (почв, растительности, животного мира, вод и т. д.) невозможно без изучения рельефа, так же как глубокое исследование рельефа немислимо без выяснения особенностей того ландшафта, в пределах которого он сформировался. Для почвоведения особенно важно использования географического подхода к изучению рельефа, поскольку такой подход позволяет устанавливать тесные связи между почвенным покровом и рельефом и помогает изучению почвенного покрова во взаимосвязи его с другими компонентами ландшафта (климатом, растительностью, поверхностными и подземными водами), являющимися важнейшими факторами почвообразования.

4.2 Возраст рельефа и история его развития

Рельеф, как и другие компоненты природной среды, имеет свой возраст и историю развития. Наиболее древними формами рельефа, возраст которых исчисляется миллиардами лет, являются крупные неровности, представленные материками, срединно-океаническими хребтами, ложем океана и современными геосинклинальными областями, т.е. это планетарные формы рельефа. Более молодыми формами рельефа являются менее крупные формы (Система Кавказских гор, Среднесибирское плоскогорье, Восточно-Европейская равнина, Среднерусская возвышенность – мега- и макроформы рельефа). Их возраст составляет десятки миллионов или тысячи лет. Еще более мелкие формы рельефа, такие как овраги, промоины, дюны, оползни, конусы выноса, дельты, поймы рек и т.д. (мезоформы рельефа) просуществовали всего несколько тысяч или сотен лет и являются самыми молодыми.

Таки образом, малые формы рельефа представляют собой самые динамичные и недолговечные образования. Они быстро возникают и столь же быстро исчезают на земной поверхности. Поэтому в современном рельефе, как правило, отсутствуют микроформы более древних, чем плиоценовые и четвертичные. Крупные формы представляют собой более стабильные образования, сохранившиеся в современном рельефе от далеких геологических эпох. Очень древний рельеф не может сохранить до настоящего времени все свои первоначальные черты, поскольку он непрерывно развивается, подвергаясь воздействию внутренних и внешних сил, характер которых к тому же неоднократно менялся на протяжении истории развития Земли. Поэтому, когда говорят о древнем рельефе, обычно указывают степень его преобразования последующими процессами.

*Формы рельефа, хорошо сохранившие свои древние черты, находящиеся в резком несоответствии с современными условиями называют **реликтовыми**.* Эти формы рельефа встречаются довольно редко. Примером могут служить древние дюны в лесной зоне, сохранившиеся на борových надпойменных террасах многих рек в Европейской части России и Сибири. Они сформировались в условиях более засушливого климата, чем современный, на месте первичных флювиальных форм.

Не следует путать реликтовые формы рельефа с унаследованными. *Под **унаследованными формами рельефа** понимают молодые формы, возникшие сравнительно недавно на месте аналогичных древних форм и при-*

нявшие в какой-то степени их внешний вид, размеры и ориентировку в пространстве.

Примером унаследованных форм рельефа являются молодые донные овраги, которые нередко закладываются на днищах древних балок, наследуя их ориентировку и направление течения.

Чтобы познать историю становления рельефа, недостаточно упрощенного деления всех форм на молодые и древние. Для этого необходимо знать их абсолютный возраст, исчисляемый в сотнях, тысячах и миллионах лет. Для определения абсолютного возраста рельефа необходимо знать абсолютный возраст слагающих его горных пород. Последний определяется по распаду радиоактивных элементов, входящих в состав минералов, слагающих горные породы (применяется для определения возраста изверженных пород), по скорости накопления осадков (для осадочных пород), по археологическим источникам и по некоторым другим признакам. Данные методы имеют очень большую погрешность, поэтому на практике чаще всего определяют относительный, или геологический, возраст горных пород и соответствующий ему **относительный (геологический) возраст рельефа** под которым понимается время (момент) его заложения по отношению к времени образования других (соседних) форм рельефа.

Относительный возраст рельефа может быть определен тремя способами:

- путем изучения соотношений между соседними формами рельефа;
- по внешнему облику форм рельефа и их размерам;
- по соотношению между формами рельефа и слагающими их горными породами, относительный возраст которых известен.

В первом случае относительный возраст рельефа определяется путем изучения взаимоотношений между данной формой и формами, наложенными на нее, вложенными или преданными в нее или погребенными под ней. В общем случае любая форма (всегда является более древней по отношению к тем формам, которые наложены на нее, вложены в нее или вырезаны (выработаны) в ней, и более молодой по сравнению с теми формами, которые погребены под ней.

Для определения относительного возраста используются также связи, существующие между смежными *коррелятными формами рельефа*. Однообразны, например, овраг и его конус выноса, дюна и соседняя с ней котловина выдувания и т. д. Очень легко устанавливается относительный возраст серийных форм, единых по генезису, сходных по внешнему виду и

расположенных относительно друг друга по порядку их образования. Таковы морские, озерные и речные террасы, образующие закономерные лестницы (ряды) на склонах долин или морских и озерных котловин, а также лестницы каров высокогорных стран, подвергшихся оледенению.

Относительный возраст рельефа очень приближенно может быть определен также по внешнему виду форм рельефа и их размерам. Молодые формы обычно невелики по размерам, имеют резкие очертания и обнаженные или слабо задернованные склоны со слаборазвитыми почвами. По сравнению с ними древние формы характеризуются более значительными размерами, мягкими очертаниями, задернованными или залесенными склонами с хорошо сформированными почвами.

Определение возраста рельефа по его морфологии страдает целым рядом существенных недостатков. Этот метод не только не дает нам точного представления о действительном возрасте рельефа, но нередко приводит к существенным ошибкам и даже к прямо противоположным заключениям при сравнении их с результатами определения возраста рельефа другими более обоснованными методами. Причина этого состоит в том, что внешний облик рельефа определяется не только его возрастом, но и генезисом неровностей земной поверхности, а также существенным образом зависит от свойств горных пород, слагающих поверхность литосферы.

Наибольшее научное значение имеет определение относительного геологического возраста рельефа по соотношению между формами рельефа и слагающими их горными породами, относительный возраст которых известен. Геологический возраст устанавливает принадлежность рельефа и его отдельных форм к той или иной геологической эпохе, периоду или эре. Выделяют, например, палеогеновый, неогеновый и четвертичный рельеф. Последний подразделяется, в свою очередь, на рельеф нижнечетвертичный, среднечетвертичный, верхнечетвертичный и голоценовый.

Для определения геологического возраста рельефа первоначально выясняют относительный геологический возраст горных пород, слагающих формы рельефа, используя палеонтологические методы. Установив геологический возраст горных пород, определяют затем и возраст рельефа. Наиболее просто устанавливается возраст аккумулятивных форм. Он соответствует возрасту тех пород, которыми они сложены.

Возраст денудационных (выработанных) форм рельефа определяется сложнее. В этом случае необходимо предварительно определить возраст отложений, в которых денудационная форма выработана, и возраст осадков,

залегающих внутри денудационной формы (выполняющих ее). Очевидно, что любая денудационная форма всегда будет моложе самого молодого пласта из числа тех, которые она прорезает, и древнее самого древнего пласта из числа тех, которые ее выполняют.

Определение возраста рельефа в целом и отдельных составляющих его форм дает ключ к познанию истории развития земной поверхности, ее рельефа и поверхностных отложений, что является важнейшей задачей геоморфологии.

4.3 Связь возраста рельефа с почвенным покровом

История развития рельефа представляет большой интерес для почвоведов, так как с ней связана история формирования современного почвенного покрова. Поскольку рельеф земной поверхности в разных своих частях имеет разный возраст, постольку и сформированный на ней почвенный покров также оказывается разновозрастным. На территории, имеющей молодой рельеф, почвенный покров будет молодым. Для него характерны слабо-развитые почвы, мало чем отличающиеся от первичной материнской породы, на которой они сформировались. В пределах распространения, древнего рельефа и почвенный покров будет более древним. Для него характерны хорошо сформированные почвы с четко выраженными генетическими горизонтами.

Для молодого рельефа, обычно возникающего на месте осушенных участков прежнего морского или озерного дна, а также в поймах рек или на территориях, сравнительно недавно освободившихся из-под ледникового покрова, особенно характерны интразональные почвы (торфяные, торфянистые, глеевые, луговые, иловато-болотные и т. д.). По мере старения рельефа постепенно преобразуется и почвенный покров. При этом интразональные почвы мало-помалу преобразуются в зональные типы почв (подзолистые, черноземные, каштановые и т. д.).

Для молодого аккумулятивного рельефа очень характерны гидроморфные, погребенные и намытые почвы, тогда как для молодого денудационного рельефа более характерны почвы, сформированные в условиях глубокого залегания уровня грунтовых вод, а также почвы с разной степенью смывости.

Как уже указывалось, почвенный покров является несравненно более динамичным образованием, чем рельеф земной поверхности. Поэтому связь почвенного покрова с историей развития рельефа обнаруживается лишь у

самых динамичных форм, обычно имеющих экзогенное происхождение. В зависимости от возраста в почвенном покрове этих форм наблюдается различная степень оподзоленности, засоленности и глееватости, неодинаковое содержание гумуса и полуторных оксидов, а иногда и различный гранулометрический состав.

Древние почвы нередко сохраняют в своей морфологии черты прежних стадий почвообразования (реликтовые). Таковы слабо оподзоленные лугово-дерновые почвы, которые иногда встречаются под лесом на низких надпойменных террасах, лишь недавно завершивших пойменную стадию своего развития. По мнению В.А. Ковды значительная часть черноземов, сероземов и каштановых почв в прошлом пережила гидроморфную стадию развития, связанную с геоморфологическими условиями далекого прошлого. В практической работе чрезвычайно трудно отделить реликтовые особенности и свойства почв от тех из них, которые связаны с современными условиями почвообразования. Отсюда вытекает сложность проблемы познания истории почвенного покрова, для решения которой необходимы знания об истории развития рельефа.

Особенно отчетливо прослеживается связь почвенного покрова с историей развития рельефа при регрессии⁹ морских и озерных бассейнов, формировании дельт, речных террас и последующем перевевании их аллювиальных отложений. При снижении (регрессии) уровня моря или озера последовательно освобождаются от вод все новые участки прежнего морского или озерного дна, которые одновременно и в той же последовательности захватываются процессами рельефообразования и почвообразования. В результате образуются разновозрастные участки земной поверхности, почвенный покров которых также будет иметь разный возраст. Ближе к современному уровню моря или озера будут располагаться молодые, а поодаль от него древние участки. На молодых участках хорошо будут выражены первичные неровности рельефа прежнего морского (или озерного) дна, а также формы, свойственные прибрежной зоне (береговые валы, лагуны). На более древних участках будут появляться вторичные формы, связанные с воздействием эоловых и флювиальных процессов на первичную морскую равнину. Здесь сначала появляются дюны в результате перевевания морских песков, а затем формируются овраги и балки под воздействием эрозионных процессов. Чем древнее участок прежнего морского дна, тем больше здесь вторич-

⁹ **Регрессия моря** - медленное (вековое) отступление моря от берегов, происходящее вследствие поднятия суши, опускания океанического дна или уменьшения объема воды в океаническом бассейне.

ных форм рельефа и тем хуже выражены первичные (морские и береговые) формы. Если снижение уровня моря происходит очень быстро, то разновозрастные участки земной поверхности будут отличаться друг от друга не только своим рельефом, но и почвенным покровом, так как в таком случае почвообразующие процессы не смогут преобразовать их в равной степени. В таком случае вблизи береговой линии на самых молодых формах рельефа будут наблюдаться совершенно не измененные почвообразованием морские или озерные отложения. На некотором удалении от берега моря на более древних формах можно обнаружить недоразвитый почвенный покров, который еще далее вглубь материка сменяется хорошо развитыми зональными почвами, покрывающими самые древние участки прежнего морского дна. Такую картину можно наблюдать, например, на берегах Каспийского моря, уровень которого снизился на несколько десятков метров в течение верхнечетвертичного времени и продолжает снижаться по сей день. Во многих отношениях аналогичная картина наблюдается также при формировании почвенного покрова современных пойм.

Вопросы для самоконтроля:

1. Что понимают под ландшафтом?
2. Дайте характеристику рельефу как компоненту ландшафта
3. С какими компонентами ландшафта рельеф имеет тесную связь? Как она проявляется?
4. Какова роль рельефа в формировании ландшафтов?
5. Как проявляется влияние рельефа на ландшафт в разных климатических зонах?
6. Какие компоненты ландшафта оказывают влияние на рельеф и в чем оно проявляется?
7. Что понимают под возрастом рельефа, Какой рельеф является наиболее древним?
8. Какой рельеф относится к молодым формам?
9. Что понимают под реликтовыми и унаследованными формами рельефа?
10. Охарактеризуйте понятие относительный возраст рельефа. Какими методами он определяется?
11. Как рельеф влияет на почвенный покров земной поверхности?

5. ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФ

5.1 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 до сотен километров. 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 (радиальные)* смещения блоков земной коры с амплитудой до нескольких десятков метров.

Под *вертикальными, или колебательными, движениями земной коры* понимают постоянные, повсеместные, обратимые тектонические движения разных масштабов, площадного распространения, различных скоростей, амплитуд и знака, не создающие складчатых структур.

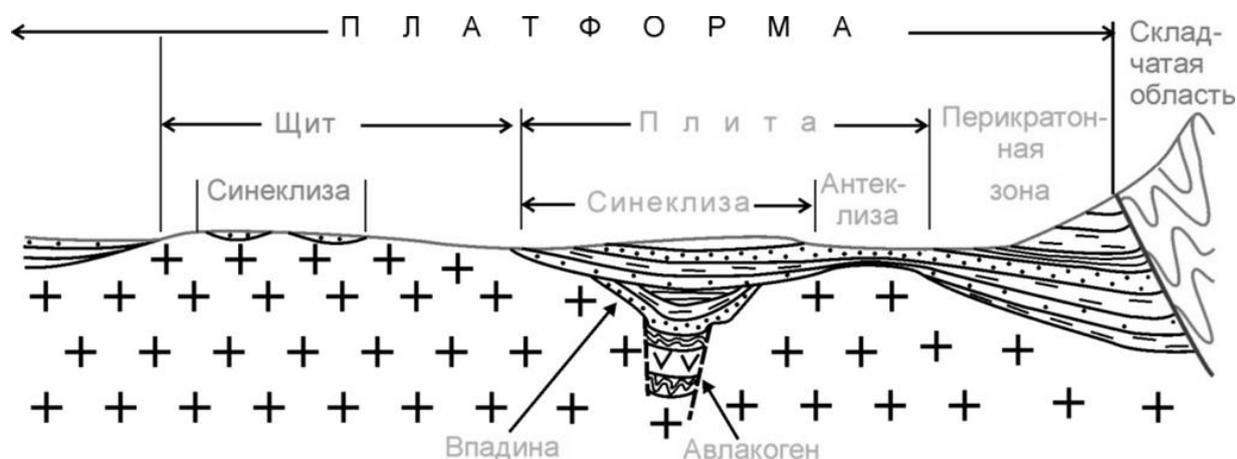


Рис. 14. Пример вертикальных движений земной коры в пределах платформ (образование антеклиз и синеклиз)

Такие движения называют еще *эпейрогеническими* и *осцилляционными*. Вертикальные движения более низкого порядка образуют *антеклизы* (повышенные формы рельефа) и *синеклизы* (пониженные элементы рельефа) в пределах платформ, поднятия и прогибы. Так формируются мега- и макроформы рельефа.

Горизонтальные (тангенциальные) перемещения литосферных плит навстречу друг другу приводят к их столкновению (**коллизия**), поддвижению одних плит под другие (**субдукция**) или надвиганию одной плиты на другую (**абдукция**).

Процесс раздвигания литосферных плит в области рифтов срединно-океанических хребтов с постоянным воспроизводством земной коры океанического типа за счет материала, поднимающегося из верхней мантии, разогретой конвекционными потоками называют **спрединг** (англ. *spreading*) (рис. 17, 18).

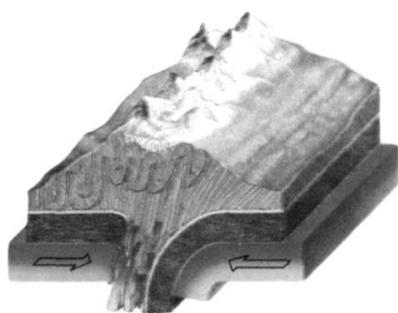


Рис. 15. Схема коллизии с образованием складок (горы)

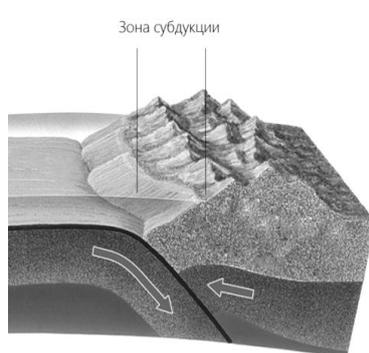


Рис. 16. Схема субдукции

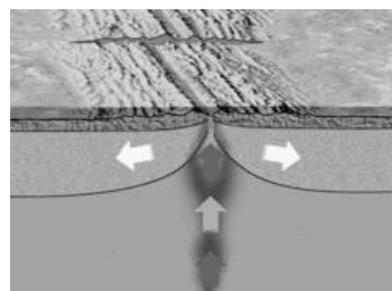


Рис. 17. Схема спрединга

Таким образом, как вертикальные, так и горизонтальные смещения блоков земной коры приводят к **разрывным нарушениям в рельефе** под которыми понимают **различные тектонические нарушения сплошности горных пород, часто сопровождающиеся перемещением разорванных частей геологических тел относительно друг друга**. Разрывные нарушения, распространяющиеся на большую глубину (вплоть до верхней мантии), имеющие значительную длину и ширину называют **глубинными разломами**.

Все эти процессы сопровождаются образованием глубоководных желобов и окаймляющих их островных дуг (Японский желоб, Японские острова), грандиозных горных сооружений (Гималаи, Анды). Различные типы тектонических движений и обусловленные ими деформации земной коры находят прямое или опосредованное отражение в рельефе. Простейшим видом разрывов являются единичные более или менее глубокие трещины. Нередко наблюдаются явления надвигов, горизонтальных сдвигов, иногда складчатых деформаций (рис. 19). Молодые сбросы или надвиги морфоло-

гически нередко выражены уступом топографической поверхности, высота которого может до известной степени характеризовать величину вертикального смещения блоков (рис. 20).

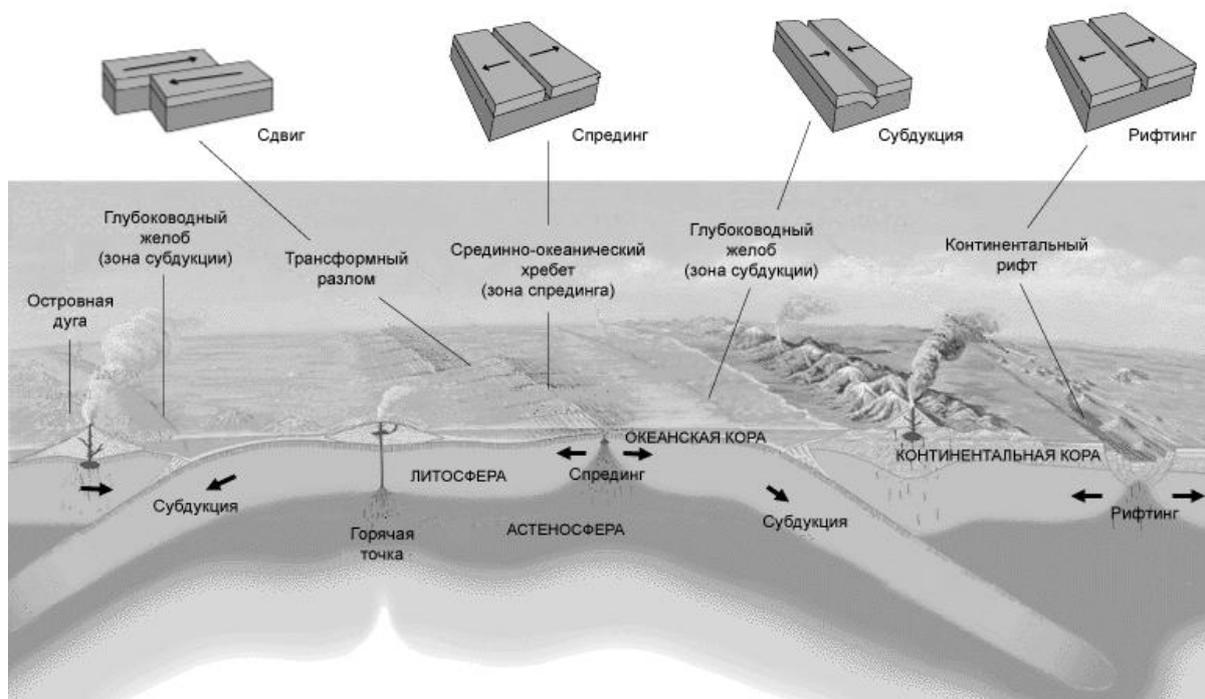


Рис. 18. Общая схема движения литосферных плит

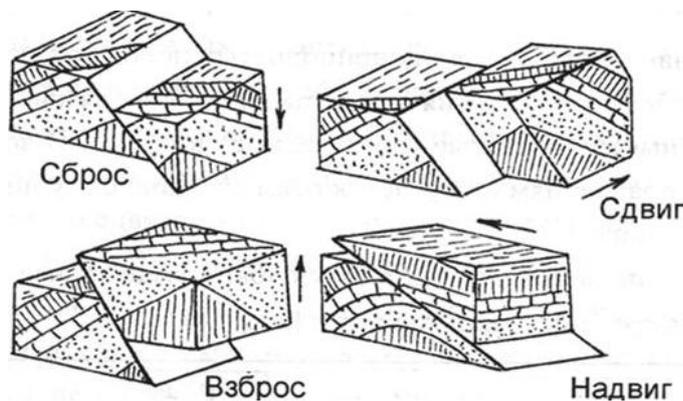


Рис. 19. Схема смещений блоков земной коры по типу сброса, взброса, сдвига и надвига

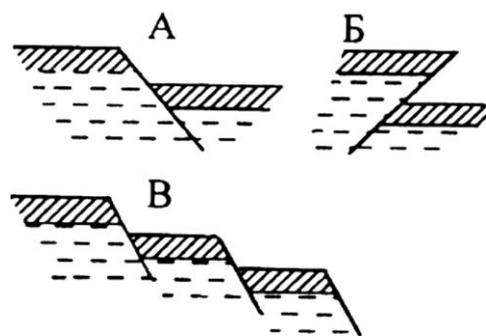


Рис. 20. Схема образования уступов рельефа (в результате разрывных нарушений) А – сброс, Б – надвиг, В – ступенчатый сброс

Другим видом деформации земной коры в результате тектонической деятельности является складкообразование (рис. 21).

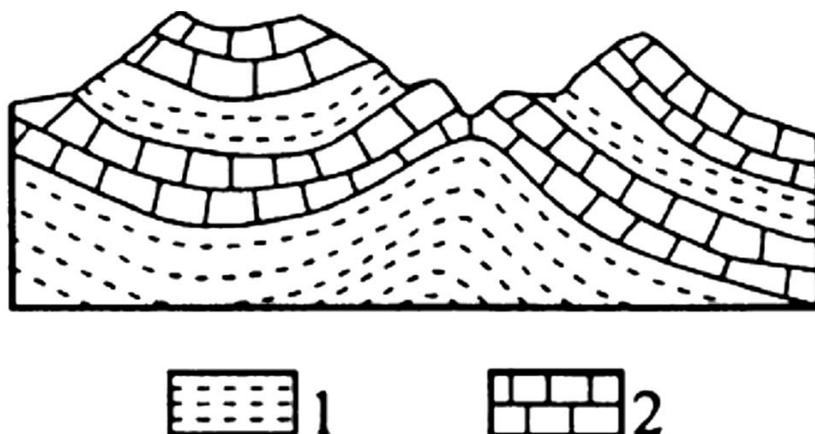


Рис. 21. Складчатая структура рельефа
Пояснения к рисунку: 1 – податливые породы (легко разрушаются под действием внешних факторов); 2 – устойчивые породы (тяжело и медленно изменяются при внешнем воздействии)

Элементарными видами складок, независимо от происхождения, являются *антиклинали* и *синклинали* (рис. 22). В наиболее простом случае они находят прямое выражение в рельефе или на их месте формируется четко выраженный инверсионный рельеф¹⁰.

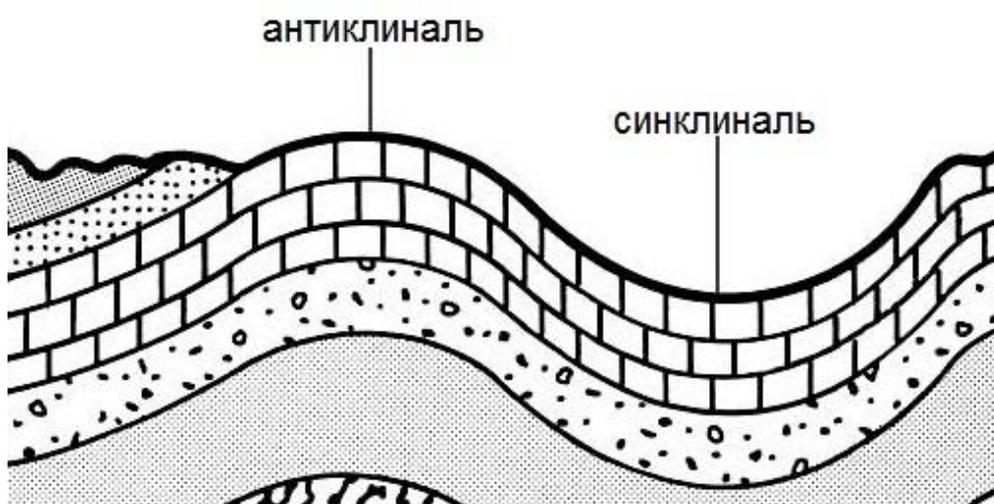


Рис. 22. Схема элементарных видов складок

¹⁰ *Инверсионный рельеф* - эрозионно-денудационный рельеф, формы которого обратны по отношению к геологическим структурам (горные хребты расположены на месте синклиналей, а речные долины – на месте антиклиналей).

Более крупные и сложные по внутреннему строению складчатые структуры - *антиклинории* и *синклинории* - представлены в рельефе крупными горными хребтами и разделяющими их понижениями (антиклинории Главного и Бокового хребтов Большого Кавказа, Копетдагский антиклинории, Магнитогорский синклинории на Урале и др.). Еще более крупные поднятия, состоящие из нескольких антиклинориев и синклинориев, называют *мегантиклинориями* (рис. 23). Они обычно образуют мегаформы рельефа (горные сооружения Большого и Малого Кавказа, соответствующие мегантиклинориям того же названия).

Чаще всего характер взаимоотношения складчатых структур и рельефа более сложный. Это обусловлено тем, что рельеф складчатых областей зависит не только от типов складок и их формы в профиле и плане.



Рис. 23. Пример мегантиклинории (Большой Кавказ)

Рельеф складчатых форм во многом определяется составом и степенью однородности пород, смятых в складки, характером, интенсивностью и длительностью воздействия внешних сил, тектоническим режимом территории. Складкообразование, наиболее полно проявляется в подвижных поясах земной коры. Сопровождается оно разрывными нарушениями, интрузивным и эффузивным магматизмом. Все эти процессы усложняют структуру складчатых областей и проявление складчатых структур в рельефе. Небольшие и относительно простые по строению складки выражаются в

рельефе обычно невысокими компактными хребтами (Терский и Сунженский хребты северного склона Большого Кавказа и др.).

Вопросы для самоконтроля:

1. Что понимают под вертикальными колебаниями земной коры?
2. Чем отличаются антеклизы от синеклизы?
3. Что понимают под горизонтальным движением литосферных плит?
4. Дайте характеристику понятиям коллизия, субдукция и абдукция.
5. Что понимают под спредингом?
6. Что понимают под разрывными нарушениями в рельефе?
7. Что понимают под глубинными разломами?
8. Как происходит смещение блоков земной коры?
9. Как происходит образование уступов в рельефе?
10. Чем отличаются антиклинали от синклиналей?
11. Что представляют собой мегантиклинории?

5.2 Рельефообразующая роль вулканических процессов

Вулканизм Земли (интрузивный¹¹ и эффузивный¹²) относится к числу распространенных и интенсивных факторов, формирующих и преобразующих рельеф ее поверхности. Возникающие в результате интрузивного магматизма формы оказывают непосредственное влияние 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:

1. **Батолиты** - 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. (рис. 24).

2. **Лакколиты** - распространены чаще в одиночку или группами, имеют характер округлых или слегка вытянутых поднятий или одиночных гор. Всеобщую известность получили Пятигорские лакколиты 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 лакколитом в Крымских горах является Аю-Даг (Медведь гора) близ Ялты.

¹¹ **Интрузивный магматизм** (лат. «интрузио» - проникаю, внедрять) - магматизм, при котором крупные объемы магмы застывают на различной глубине в земной коре, не дойдя до поверхности.

¹² **Эффузивный магматизм** (лат. «эффузио» - излияние) - магматизм, при котором магматические расплавы изливаются на поверхность Земли в результате извержения вулканов.

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

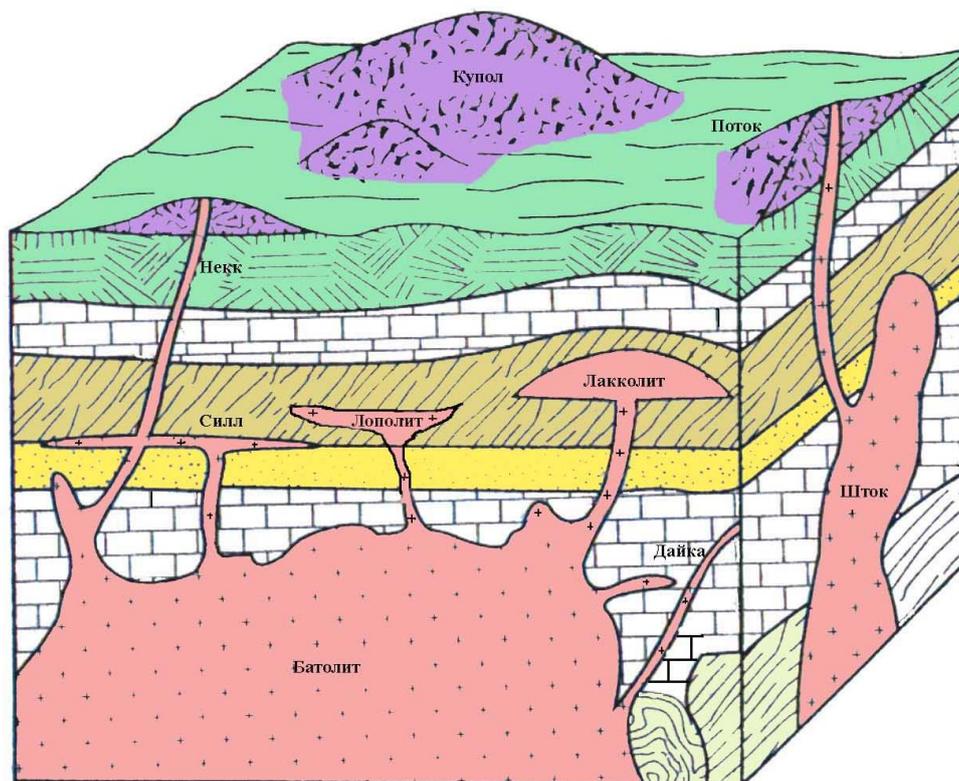


Рис. 24. Интрузивные формы магматизма

По способу выхода магмы на поверхность при эффузивном магматизме выделяют извержения:

1. *Площадные* - 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. (Восточно-Сибирское плоскогорье, где их площадь достигает 1,5 миллиона квадратных километров; Армянское вулканическое нагорье).

2. *Линейные* - 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).

3. **Центральные** - 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 (рис. 25).

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.

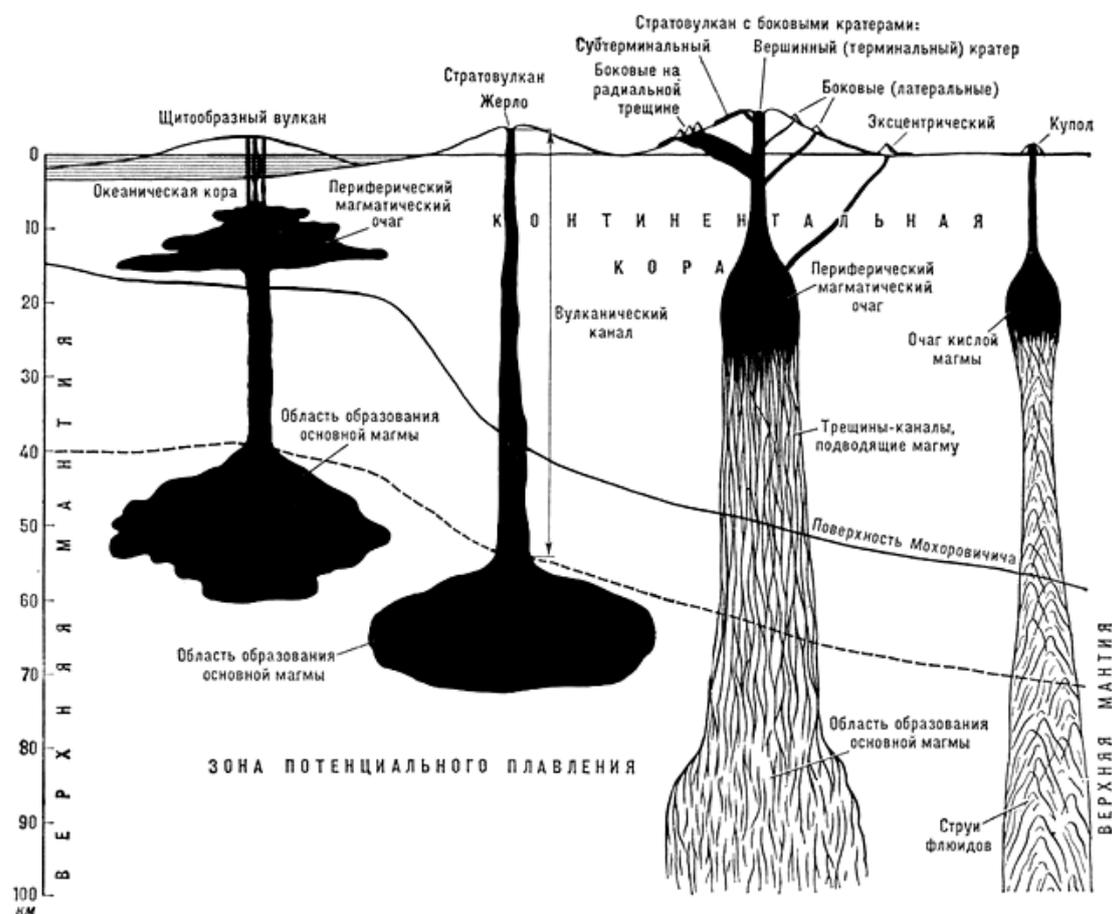


Рис. 25. Строение вулканов

В зависимости от стадии деятельности вулкана, а также характера накопления продуктов извержения выделяют несколько морфогенетических типов вулканов (табл. 3).

Таблица 3. Морфогенетические типы вулканов

Название вулкана	Размеры	Генезис	Примеры
Маар	Поперечный размер от 200 м до 3,5 км при глубине от 60 до 400 м	Отрицательная форма рельефа, обычно воронкообразная или цилиндрическая, образующаяся в результате вулканического взрыва. По краям такого углубления почти нет никаких вулканических накоплений	Встречаются в Южной Африке, Бразилии, Якутии. Все известные маары - не действующие, реликтовые образования
Экструзивные купола	Диаметр несколько км, высота не более 500 м	Лава этих вулканов нагромождается непосредственно над жерлом и, быстро покрываясь шлаковой коркой, принимает форму купола с характерной концентрической структурой	Вулканы с кислым составом лав
Щитовые вулканы	Доходят до нескольких км в диаметре и нескольких тыс. м в высоту	Образуются при извержении центрального типа. Извергающаяся жидкая и подвижная базальтовая лава, способная растекаться на большие расстояния от центра извержения. Накладываясь друг на друга, потоки лавы формируют вулкан с относительно пологими склонами (6-8°)	Вулканический ландшафт Исландии. Гавайские вулканы (Мауна-Кеа, Мауна-Лоа и Килауэа). Мауна-Лоа - самый большой вулкан на земном шаре, поднимается над уровнем моря на 4170 м
Шлаковые вулканы	Несколько сот метров	Извергают только твердый обломочный материал (пепел, песок, вулканические бомбы, лапилли). Они образуются при условии, если лава перенасыщена газами и ее выделение сопровождается взрывами, во время которых лава распыляется, ее брызги быстро отвердевают. В отличие от лавовых конусов крутизна склонов шлаковых вулканов достигает 45°	Очень часто встречаются в Армении
Стратовулканы	Среди этих образований нередко горы высотой 3-4 км, некоторые вулканы достигают 6 км	В строении участвуют слои лав и слои пирокластического материала. Многие имеют почти правильную коническую форму. Многие стратовулканы на вершинах покрыты вечными снегами и ледниками	Фудзияма (Япония), Ключевская и Кроноцкая сопки на Камчатке (Россия).

Излияния лавы при извержении не только образуют специфические формы рельефа, но могут существенным образом влиять на уже существующий рельеф. Так, лавовые потоки могут вызвать перестройку речной сети. Перегораживая речные долины, они способствуют катастрофическим наводнениям или иссушению местности, потере ею водотоков. Проникая к берегу моря и застывая здесь, лавовые потоки изменяют очертания береговой линии, образуют особый морфологический тип морских побережий.

В отдельных случаях началу извержения предшествует заметное поднятие местности. При вулканических извержениях могут происходить внезапные и очень быстро протекающие изменения рельефа и общего состояния окружающей местности. Вулканический рельеф подвергается в дальнейшем воздействию экзогенных процессов, приводящему к формированию своеобразных вулканических ландшафтов. Для многих вулканических областей характерны выходы напорных горячих вод - *гейзеров*. Горячие глубинные воды содержат много растворенных веществ, выпадающих в осадок при их охлаждении. Поэтому места выходов горячих источников бывают окружены натечными террасами зачастую причудливой формы. Широко известны гейзеры на Камчатке (Долина гейзеров), в Новой Зеландии, Исландии.

Исследования последних десятилетий показали, что в океанах вулканических форм не меньше, чем на материках. Только в Тихом океане насчитывается не менее 3000 подводных вулканов.

Вопросы для самоконтроля:

1. Что понимают под вулканизмом?
2. Каковы особенности и основные отличия эффузивного и интрузивного магматизмов?
3. Что такое батолиты и лакколлиты?
4. Чем отличаются площадные, линейные и центральные типы извержения вулканов?
5. Из каких стадий (процессов) состоит извержение вулканов?
6. Перечислите основные морфогенетические типы вулканов и дайте им краткую характеристику
7. Что такое гейзеры?

5.3 Строение земной коры и планетарные 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 залегают *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 (рис. 26).

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.

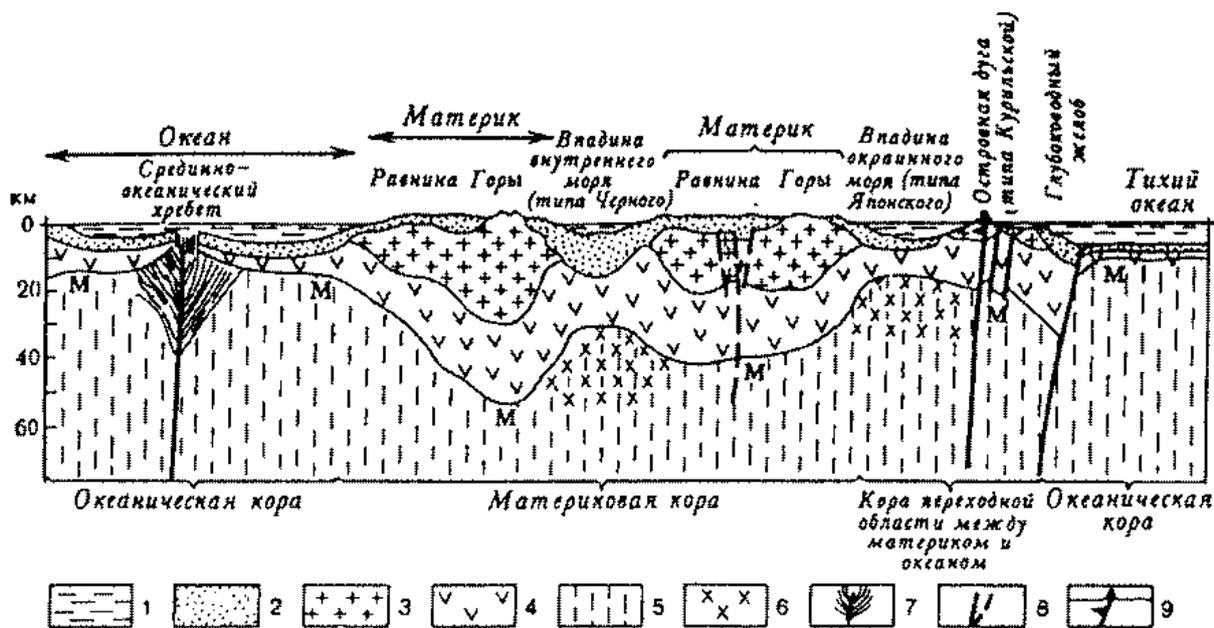


Рис. 26. Строение земной коры материков и океанов

1 – вода; 2 – осадочные породы; 3 – гранитный слой; 4 – базальтовый слой; 5 – мантия Земли; 6 – участки мантии, сложенные породами повышенной плотности; 7 – участки мантии, сложенные породами пониженной плотности; 8 – глубинные разломы; 9 – вулканический конус и магматический канал

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.

Каждая планетарная форма рельефа характеризуется своеобразием присущих ей форм мега- и макрорельефа, в подавляющем большинстве случаев, также обусловленных различиями в структуре земной коры.

Вопросы для самоконтроля:

1. Чем отличаются кора материкового типа от коры континентального типа?
2. Что такое геосинклинальная область?
3. Что понимают под рифтогенным типом земной коры?

6. МЕГАРЕЛЬЕФ ПЛАНЕТАРНЫХ ФОРМ МАТЕРИКОВ, ОКЕАНА И ПЕРЕХОДНЫХ (ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ) ОБЛАСТЕЙ

6.1 Подводные окраины материков

Границы материков не совпадают с береговой линией океанов и морей. Часть материка всегда затоплена водами Мирового океана. Поэтому особую геолого-геоморфологическую категорию представляет *рельеф подводных окраин материков*, на долю которых приходится около 35% площади материков. Чем больше океан, тем меньшую долю от его площади занимает подводная окраина. Подводная окраина материков делится на шельф, материковый склон и материковое подножие (рис. 27, 28).

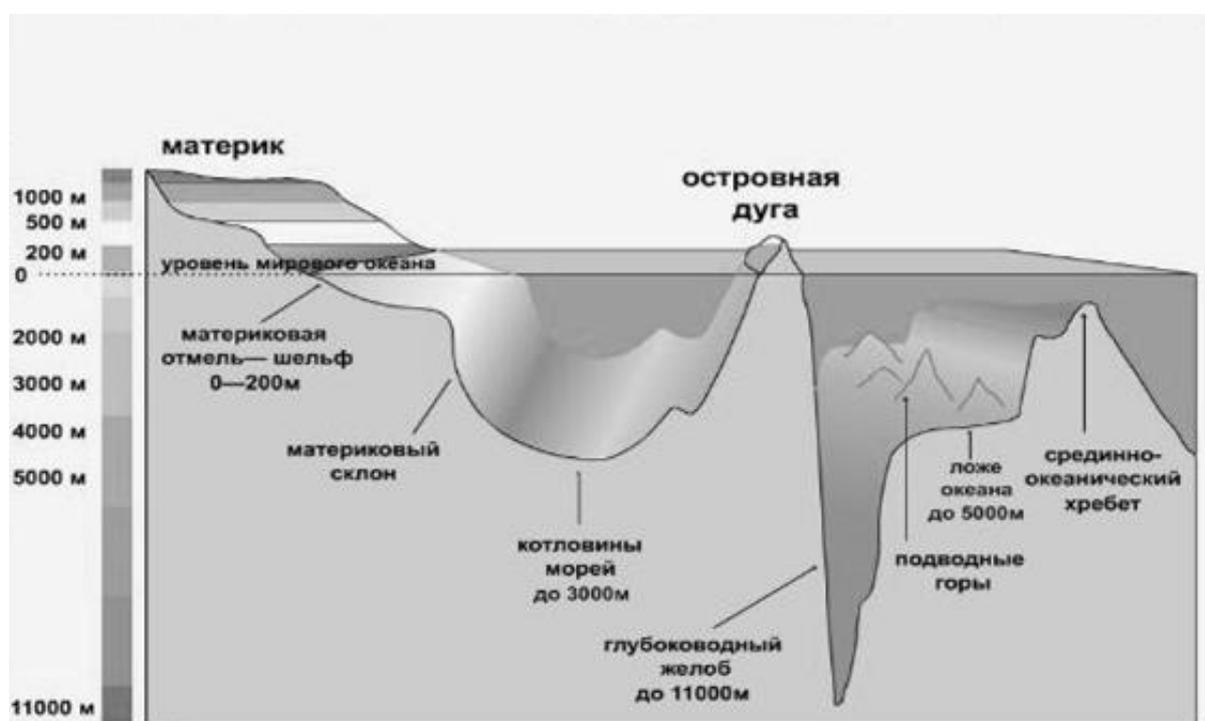


Рис. 27. Обобщенный профиль планетарных форм рельефа окраин материков и ложа океана

Шельф (от англ. - *shelf* - полка)- прибрежная часть океанического дна с относительно равнинной или слабо покатой поверхностью, характерной для рельефа материковых платформ. По-другому шельфом можно назвать материковую отмель, непосредственное продолжение прилежащих равнин, затопленных морем. Его площадь обширна, составляет 18-20% площади суши или 8% площади океанов.

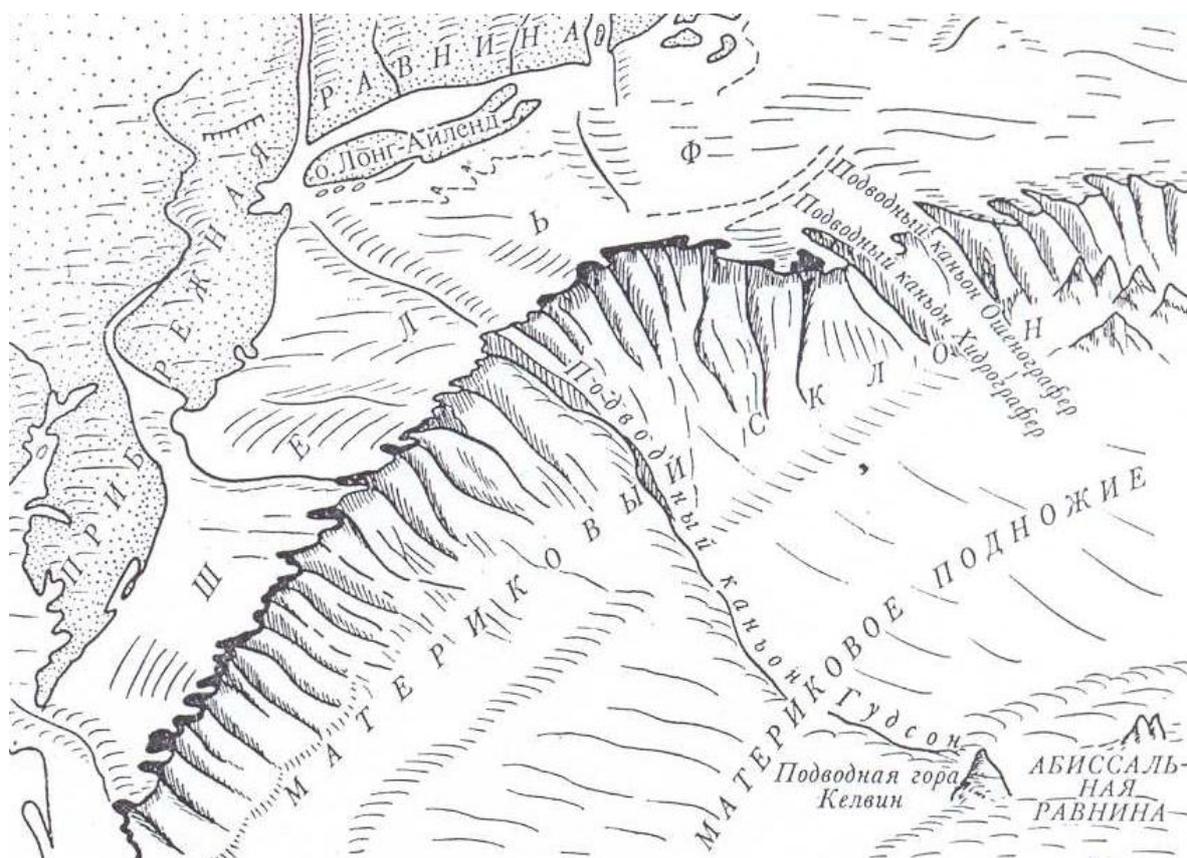


Рис. 28. Атлантическая подводная окраина Северной Америки (показаны: шельф, материковый склон с каньонами, материковое подножие)

Условно шельф заканчивается на глубине 200 метров, однако местами он может быть погружен и до 600 и даже более метров. Средняя ширина шельфа составляет около 72 км. В Баренцевом и Беринговом морях шельф занимает около половины их площади (достигает 800-1100 км в ширину). Средние уклоны поверхности шельфа $0,7-1^\circ$ (2 м на 1 км). Шельф подстилается континентальной корой, мощность которой уменьшается с 40 до 20 км к его бровке и континентальному склону. В этом же направлении увеличивается раздробленность коры, с образованием *горстов*¹³ и *грабенов*¹⁴. Мощность осадков, перекрывающих эти структуры, достигает нескольких километров, что свидетельствует о значительном прогибании и

¹³ *Горст* - приподнятый по разломам, обычно вытянутый участок земной коры, ограниченный круто наклоненными разрывами – сбросами или (реже) взбросами. Образуется в результате интенсивных ее поднятий. Достигает в поперечнике многих десятков километров.

¹⁴ *Грабен* - опущенный участок земной коры, ограниченный круто наклоненными разрывами – сбросами, редко взбросами – от смежных относительно приподнятых участков. Грабены обычно осложняют крупные сводовые поднятия; имеют преимущественно вытянутую форму, протяженность в несколько сотен километров и значительную ширину (десятки километров). Могут образовываться как вследствие активного опускания блока, так и в результате поднятия смежных участков.

существовании морских условий в дочетвертичное время. И в четвертичное время шельфы многих морей продолжают прогибаться. Так, отдельные участки шельфа Баренцева моря после последнего оледенения прогибаются со средней скоростью 1,4-3 см/год. Большая часть шельфа в четвертичное время неоднократно осушалась и затоплялась морем.

Последнее затопление произошло в позднеплейстоцен-голоценовое время, когда растаяли ледники последнего (вюрмского или валдайского) оледенения, и уровень морей и океанов поднялся почти на 100 м. Шельфовые моря называются *эпиконтинентальными*, т. е. *надматериковыми*, так как они образовались в результате затопления окраинных частей материка при повышении уровня океана.

Далее шельф переходит в материковый склон. По современным данным граница между шельфом и материковым склоном выделяют геоморфологически по *бровке шельфа*, которая представляет собой хорошо выраженный перегиб профиля дна, ниже которого его уклоны значительно возрастают. Бровка может лежать на разных глубинах от 50 до 1000 и более метров, поэтому глубина 200 м является условной и не всегда совпадает с бровкой шельфа.

Материковый склон начинается у бровки шельфа и углубляется под углом около 10° , а нередко $30 - 35^\circ$. Материковый склон расположен в интервале глубин от 200-1500 до 3000-3500 м. Реже он опускается еще глубже. Например, у Австралии его глубина достигает почти 5000 м. Ширина склона - не более 200 км. Он связывает два главных гипсометрических уровня Земли - поверхность континентов и дно океанов. По нему идет массовое перемещение осадочного материала в океанические глубины. Его верхняя граница обычно четкая - это бровка шельфа, нижняя граница с ложем океана менее отчетливая из-за мощного шлейфа осадков в основании склона.

Материковый склон сложен породами материкового типа. Располагаясь между зоной поднятия - платформой и зоной погружения - ложем океана, на материковом склоне часто формируются молодые сбросы, и проявляется ступенчатость в строении. Иногда ступени бывают очень широки (десятки километров) и называются *краевыми плато материкового склона*. Примером может служить подводное плато Блейк к востоку от Флориды.

Выделяют аккумулятивный, денудационный типы склона и промежуточный между ними денудационно-аккумулятивный. Аккумулятивный

склон в большинстве случаев слагается терригенными осадками, представленными илами с примесью песков. Эти осадки поступают с шельфа течениями, сбрасываются за его пределы, наращивая его в виде последовательно наслаивающихся друг на друга клиноформ.

Денудационный склон сложен коренными породами или совпадает со склонами барьерных рифов, соляных куполов или вулканов. Из-за неравномерного погружения отдельных блоков земной коры, на склоне образуются ступени (Северная Америка), грабены или горсты (Австралия).

Основные формы рельефа материковых склонов имеют эрозионный генезис. Они изрезаны многочисленными разной глубины, прямыми или извилистыми, короткими или длинными ложбинами, руслами, желобами, образованными суспензионными потоками, сносящими материал с шельфа. На крутых склонах развиты обвалы, а на пологих склонах и у их подножия - оползни, имеющие бугристый рельеф.

Геоморфологической особенностью материкового склона служат *подводные каньоны* - глубоко врезуемые поперечные ложбины, глубиной до 2000 метров, протяженностью в сотни километров. Каньоны буквально расчлениают крутые склоны материкового склона, образуя в его нижней части крупные *конусы выноса*. Происхождение этих удивительных образований до сих пор не ясно. Большинство каньонов заканчивается на глубинах около 3000 метров. 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.

Важнейший геоморфологический процесс на дне океана - аккумуляция (накопление) осадочного материала разного 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.

6.2 Ложе океана

Большинство океанских впадин образовалось в мезозойское и кайнозойское время в результате раздвигания континентов. Мегарельеф планетарных форм Мирового океана включает ложа океанов и срединно-океанические хребты.

В центральных частях океанического ложа, где количество терригенных осадков¹⁵ 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 (фораминиферовые, птероподовые, глобигериновые) илов. Образование карбонатных морских осадков - один из важнейших геологических процессов. Абиссальные осадки маломощные, они покрывают и слегка нивелируют неровности ложа, придавая ему волнистый характер.

¹⁵ **Терригенные осадки** (от лат. terra - Земля и *ген*, - *генный*) - преимущественно морские и океанические осадки, образующиеся в результате поступления в водоем веществ с водосборной площади (при ветровой и водной эрозии). Играют существенную экологическую роль в жизни данных биоценозов.

В структурном отношении *ложе океана* соответствует океаническим платформам (талассократонам), сложенным корой океанического типа (отсутствует гранитный слой). Они представлены гигантскими плоскими котловинами, разделенными высокими хребтами. Глубины океанических платформ превышают 3500-4000 м, 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 м, увенчанные вулканами щитового типа. Они образуют единую планетарную океаническую систему длиной более 60000 км. 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.

6.3 Геосинклинальные области

Термин *геосинклинальные области* был введен в науку Д.А. Архангельским. В последнее время в геоморфологической литературе широко применяется, как синоним этого понятия, термин *переходная зона*. Под *современными переходными или геосинклинальными областями понимаются области современного горообразования, протекающие на стыке материков и океанов*.

Молодые геосинклинальные области 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 морфо структур.

Наиболее ярко геосинклинальные области 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:

1. **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.

2. **Витязянский** 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.

3. **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.

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

5. **Средиземноморский** тип устроен 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 мо-

ре 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 геосинклинали типа к континентальной не закончен.

Вопросы для самоконтроля:

1. Понятие о границе материка.
2. Состав и строение подводных окраин материков.
3. Понятие о ложе океана и его строение.
4. Понятие о переходных (геосинклиналиных) зонах и их типах.

7. ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФ

Рельеф поверхности Земли является результатом взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Формы микро- и мезорельефа (а в ряде случаев и макрорельефа) в большинстве являются результатом деятельности экзогенных сил. Несмотря на ведущую рельефообразующую роль эндогенных процессов, экзогенные факторы играют не менее важную роль, а иногда и соизмеримую с внутренними силами Земли.

Под *морфоскульптурой* понимают все формы рельефа, независимо от их размеров, возникшие в результате перемещения вещества на земной поверхности под действием экзогенных агентов.

В зависимости от характера экзогенных сил различают *денудационные* и *аккумулятивные* морфоскульптуры. Общим результатом экзогенных процессов согласно закону всемирного тяготения является перемещение вещества с повышенных мест в пониженные, то есть с более высоких гипсометрических уровней на более низкие.

Экзогенный рельеф классифицируется по разным признакам. В зависимости от деятельности различных рельефообразующих агентов - воды, льда, постоянной мерзлоты и др. и связанных с ними процессов выделяются соответствующие типы рельефа: флювиальный, ледниковый, криогенный и др. В то же время экзогенные процессы могут быть объединены в группы в зависимости от того, в образовании каких комплексов форм рельефа они участвуют. Это, например, склоновые, русловые, береговые (морских побережий, водохранилищ) процессы и формы рельефа. Иногда выделяются комплексы процессов и соответствующие им формы рельефа, характерные для определенных климатических обстановок (условий): нивальные, гумидные, аридные и др.

7.1 Выветривание и его роль в рельефообразовании

Как только горная порода выходит на дневную поверхность, она сразу же подвергается воздействию внешних условий среды (климат, живые организмы и т.д.). В процессе выхода горной породы на поверхность соприкосновения с атмосферой, изменяются термодинамические условия. Изменение этих условий нарушают устойчивость породы, и она становится податливой к разрушению и трансформациям в процессе выветривания.

Выветривание - это совокупность процессов качественного и количественного изменения состава и свойств горных пород и слагающих

их минералов под воздействием агентов атмосферы, гидросферы и биосферы, ведущих к трансформации и транслокации вещественного состава поверхностных слоев литосферы и превращению ее в кору выветривания.

Продуктом выветривания является *элювий* (от лат. *eluo* - вымываю).

В зависимости от факторов, воздействующих на горные породы, и результатов воздействия процессы выветривания подразделяются на два типа - *физическое* и *химическое* выветривание. Оба типа выветривания тесно связаны друг с другом, действуют совместно, и только интенсивность проявления каждого из них, определяемая рядом факторов (климатом, составом пород, рельефом и др.), в разных местах неодинакова.

Иногда выделяют еще один тип выветривания - *органогенное* или *биологическое*, связанное с воздействием на горные породы растительных и животных организмов. Однако выделять органогенное выветривание в самостоятельный тип, по-видимому, нет необходимости, так как воздействие организмов на горные породы всегда можно свести к процессам физического или химического выветривания.

Кора выветривания - *сохранившаяся от древних эпох совокупность остаточных (несмещенных) продуктов выветривания (элювия).*

Мощность современных элювиальных *кор выветривания* варьирует от миллиметров на первичных стадиях до многих метров - древние остаточные коры выветривания могут достигать нескольких десятков метров, а ископаемые остаточные и переотложенные коры могут составлять многие сотни метров.

Существует несколько классификаций *кор выветривания*. Большинство авторов выделяют следующие типы *кор*:

1) *обломочная*, состоящая из химически неизменных или слабо измененных обломков исходной породы;

2) *гидрослюдистая кора*, характеризующаяся слабыми химическими изменениями коренной породы, но уже содержащая глинистые минералы - гидрослюды, образующиеся за счет изменения полевых шпатов и слюд;

3) *монтмориллонитовая кора*, отличающаяся глубокими химическими изменениями первичных минералов; главный глинистый минерал в ней монтмориллонит;

4) *каолинитовая кора*;

5) *красноземная*;

6) *латеритная*.

Последние два типа коры представляют собой результат длительного и интенсивного выветривания с полным изменением первичного состава исходных пород.

Каждый из выделенных типов кор выветривания формируется в определенной природной обстановке, т.е. имеет зональный характер. Обломочные коры преобладают в полярных и высокогорных областях, а также в каменистых пустынях низких широт.

Гидрослюдистые коры характерны для холодных и умеренных областей с вечной мерзлотой. Монтмориллонитовая кора образуется в степных и полупустынных областях, каолинитовая и красноземная наиболее характерны для субтропиков и, наконец, латеритная кора формируется при наиболее активном химическом выветривании в условиях жаркого и влажного экваториального климата. Характер кор выветривания зависит также от состава горных пород, на которых они образуются, от возраста кор выветривания и стадии их развития.

По своей сути выветривание является начальным этапом любого экзогенного процесса. В связи с этим главная роль выветривания сводится к тому, что, оно готовит материал, который становится доступным для перемещения другими экзогенными агентами. Выветривание горных пород - начальный этап *большого геологического круговорота веществ (БГК)* на земной поверхности.

Рассмотрим основные типы выветривания более подробно.

Физическое (механическое) выветривание. Протекает под влиянием изменений температуры (тепловое расширение и сжатие минералов), замерзания (расширение) и таяния (сжатие) попадающей в трещины породы воды, механической деятельности ветра, воды, льда, истирания в гравитационном или водном потоке, разрыхляющей деятельности корней растений. В результате монолитная порода с плотностью 2,5-2,6 г/см³ измельчается, дробится и превращается в рыхляк с плотностью 1,2-1,5 г/см³ и пористостью 40-50%. При этом возрастает общая степень дисперсности материала и резко растет его удельная поверхность, подвергающаяся воздействию химических реагентов. Таким образом, физическое выветривание приводит к изменению только агрегатного состояния породы, но не изменяет ее химического состава.

В зависимости от главного действующего фактора и характера разрушения горных пород физическое выветривание делят на температурное и механическое.

Температурное выветривание происходит без участия внешнего механического воздействия и вызывается изменением температуры. Интенсивность температурного выветривания зависит от состава породы, ее строения (текстуры и структуры), а также от окраски, трещиноватости и других факторов. Большое значение при температурном выветривании имеют амплитуда и особенно скорость изменения температуры. Поэтому при выветривании ее суточные колебания играют большую роль, чем сезонные.

Температурное выветривание наблюдается во всех климатических зонах, но наиболее интенсивно оно протекает в областях, характеризующихся резкими контрастами температур, сухостью воздуха, отсутствием или слабым развитием растительного покрова. Такими областями, прежде всего, являются тропические и внетропические пустыни. Интенсивно температурное выветривание протекает также на крутых склонах высоких гор, особенно на склонах южной экспозиции.

Механическое выветривание происходит под воздействием таких факторов, как замерзание воды в трещинах и порах горных пород, кристаллизация солей при испарении воды, т.е. оно тесно связано с температурным выветриванием. Особенно сильный и быстрый механический разрушитель горных пород - вода. При ее замерзании в трещинах и порах горных пород возникает огромное давление, в результате которого порода распадается на обломки. Это явление часто называют морозным выветриванием.

Предпосылками морозного выветривания служат трещиноватость горных пород, наличие воды и соответствующие температурные условия. Следует отметить, что интенсивность морозного выветривания определяется не амплитудой, а частотой колебания температуры около точки замерзания воды, т.е. около 0°C. Вследствие этого наиболее интенсивно морозное выветривание протекает в полярных странах, а также в горных районах, преимущественно выше снеговой границы.

Раздробляющее действие кристаллизующихся солей ярче проявляется в условиях жаркого, сухого климата, где днем при сильном нагревании солнцем влага, находящаяся в капиллярных трещинах, подтягивается к поверхности и соли, содержащиеся в ней, кристаллизуются. Под давлением растущих кристаллов трещины расширяются. В конечном счете, это приводит к нарушению монолитности горных пород, к их разрушению. Разрушению горных пород способствуют намокание и высыхание (этот фактор осо-

бенно важен для глин, суглинков, мергелей), а также физическое воздействие организмов (корней растений и землероев).

В результате физического выветривания компактные породы распадаются на остроугольные обломки различной формы и разных размеров, т. е. образуется материал, из которого формируются осадочные обломочные породы - глыбы, щебень, дресва, песок.

По мере дробления горных пород интенсивность физического выветривания ослабевает, и создаются все более благоприятные условия для химического выветривания.

Таким образом, **физическим выветриванием** называется *дезинтеграция¹⁶ горной породы, не сопровождающаяся химическими изменениями ее состава.*

Химическое выветривание. В отличие от физического выветривания, этот тип выветривания приводит к химическим превращениям минералов горных пород. Первостепенная роль в химических процессах выветривания принадлежит растворению в воде, возрастающему с увеличением степени дисперсности породы. Взаимодействие раздробленной породы с водой приводит к переходу в раствор значительных количеств катионов и анионов - на первых стадиях выветривания преимущественно силикатов, алюминатов и карбонатов щелочей и щелочноземельных металлов, что способствует высокой щелочности растворов на этих стадиях.

Постепенно щелочная реакция среды по мере выщелачивания катионов сменяется нейтральной и переходит на зрелых стадиях выветривания в кислую.

Смена этих стадий происходит быстрее на бедных основаниями кислых породах, чем на богатых или основных. В результате выветривания путем растворения и выщелачивания граниты могут потерять 30-35% своей массы, базальты - 75-90, а известняк - до 99%. При гидратации минералов происходит резкое увеличение их объема и растворимости.

Химическое выветривание протекает под действием следующих основных элементарных процессов:

а) *Гидролиз минералов*, реагирующих с водой, сопровождается их существенными преобразованиями. Образующиеся при гидролизе первичных минералов растворимые и коллоидные соединения кремния, алюми-

¹⁶ *Дезинтеграция горных пород* - распадение их на обломки разных размеров без изменения состава.

ния и катионы служат исходным материалом для новообразования вторичных глинистых минералов, аккумулирующихся в корах выветривания.

б) *Окислительные процессы* ведут к сильному подкислению среды и интенсивному выносу катионов в условиях достаточного увлажнения.

в) *Восстановление* играет существенную роль в выветривании минералов, содержащих элементы с переменной валентностью в окисленной форме.

г) *Десиликация* особенно проявляется на первых стадиях выветривания. При этом освобождающийся при гидролизе кремний образует растворимые или подвижные коллоидные комплексы, легко мигрирующие в щелочной среде.

д) *Ресиликация* – это процесс обогащения коры выветривания, кремнеземом за счет его привноса из зоны десиликации

е) *Гидратация* - это химический процесс присоединения молекул воды к минералам.

ж) *Карбонатизация* - это реакция между анионами карбонатов или бикарбонатов и щелочными и щелочноземельными катионами первичных минералов. В результате карбонатизации образуются бикарбонаты и карбонаты кальция, магния, калия, и натрия, которые могут накапливаться и подщелачивать зону выветривания.

з) *Декарбонатизация* - образовавшиеся карбонаты относительно хорошо растворимы и по мере их генерации усиленно вымываются нисходящими токами воды. В первую очередь выщелачиваются легко растворимые карбонаты натрия, калия и магния.

Проявление химического выветривания не заканчивается вышеотмеченными элементарными процессами, оно намного сложнее и разнообразнее.

Таким образом, *химическое выветривание* - это результат взаимодействия горных пород внешней части литосферы с химически активными элементами атмосферы, гидросферы и биосферы.

Органогенное или **биологическое выветривание**. Биологическое выветривание сводится в конечном результате к химическому выветриванию. В настоящее время считается неоспоримым фактом, что в разрушении горных пород и синтезе вторичных минералов принимают активное участие растения, животные и микроорганизмы, которые контролируют и корректируют направленность, кинетику и этапность выветривания. Все то, что

могут делать с горной породой физическое и химическое выветривание в состоянии и еще эффективнее способно сделать биогенное выветривание.

Таким образом, выветривание само по себе не приводит к образованию каких-либо форм рельефа, а лишь готовит субстрат для экзогенного рельефообразования, то есть является его начальным этапом. Скорость, направленность и интенсивность процессов выветривания зависит от химического состава минералов горных пород и местных условий (климат, биологический фактор и пр.).

Необходимо также отметить, что выветривание является не только начальным этапом экзогенного рельефообразования, но и начальным этапом первичного *почвообразования*¹⁷. Особую важную роль в почвообразовании играет биологическое выветривание. Значительные пространства поверхности суши в настоящее время покрыты разнообразными по составу и строению почвами, образующими в совокупности тонкую, но энергетически и геохимически очень активную оболочку, называемую *педосферой* (или почвенный покров Земли – особая геосфера). Знание свойств и происхождения почв является основой науки почвоведения, находящейся на стыке геологических и биологических наук, основателем которой был великий русский ученый В.В. Докучаев (1846-1903).

Вопросы для самоконтроля:

1. Общее понятие о морфоскульптуре рельефа.
2. Что называют выветриванием?
3. Что такое кора выветривания?
4. Какие коры выветривания вы знаете?
5. Чем отличается физическое выветривание от химического?
6. Температурное выветривание.
7. Механическое выветривание.
8. Основные элементарные процессы химического выветривания.
9. Органогенное или биологическое выветривание.
10. Каково значение выветривания в рельефообразовании?

7.2 Склоновые процессы рельефообразования

Разнообразие рельефа поверхности Земли представлено совокупностью его элементов, создающих сочетание поверхностей и линейных элементов.

¹⁷ *Почвообразовательный процесс, или почвообразование* - это сложный природный процесс образования почв из слагающих земную поверхность горных пород, их развития, функционирования и эволюции под воздействием комплекса факторов почвообразования в природных или антропогенных экосистемах Земли.

К **склонам** относят такие поверхности, на которых в перемещении вещества определяющую роль играет составляющая силы тяжести, ориентированная вниз по склону.

При углах наклона $1-2^\circ$ составляющая ускорения силы тяжести, стремящаяся сместить частицы вниз по склону, еще очень мала. Такие поверхности к склонам чаще всего не относят.

На долю склонов 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.

Морфология склонов. Морфология склонов включает в себя крутизну, форму и длину.

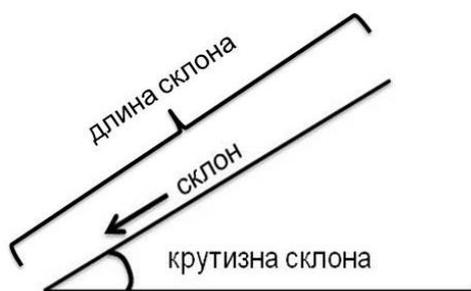


Рис. 29. Крутизна и длина склона

Под **крутизной склона** понимают угол, образуемый направлением склона с горизонтальной плоскостью в данной точке (рис. 29).

По крутизне склоны разделяют следующим образом:

- очень крутые $>35^\circ$
- крутые - $15-35^\circ$
- средней крутизны - $8-15^\circ$
- пологие - $4-8^\circ$
- очень пологие - $2-4^\circ$.

Такое деление имеет некоторый генетический смысл, дает возможность судить о характере и интенсивности процессов, происходящих на склонах, о возможных путях использования склонов в хозяйственной деятельности человека (например, в земледелии).

По форме выделяют склоны прямые, выпуклые, вогнутые, ступенчатые (рис. 29). Форма профиля склонов несет особенно большую информацию о процессах, происходящих на них, а иногда дает возможность судить о характере взаимодействия эндогенных и экзогенных сил.

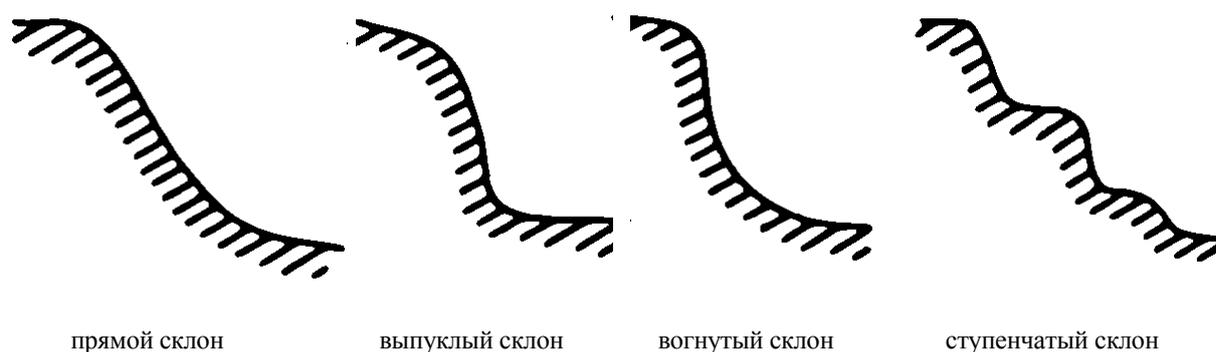


Рис. 30. Формы склонов

Выпуклые склоны свидетельствуют об активности процессов эрозии, особенно на поднятиях, а вогнутые склоны - об их вялости. Ступенчатые склоны характерны как для горных, так и для равнинных областей. Происхождение ступеней различно: эрозионное (например, террасированные склоны речных долин и морских побережий), денудационное, тектоническое (ступени тектонических блоков).

По длине склоны условно делят на длинные - более 500 м, средние - 500-50 м и короткие - менее 50 м.

Генезис склонов. В своем большинстве склоны являются полигенетическими формами рельефа. Они непрерывно преобразуются. Одни процессы - денудационные или аккумулятивные - сменяются другими в связи с изменениями климата или тектоническими движениями. Среди процессов, участвующих в формировании склонов, выделяются *первичные склонообразующие процессы* и собственно склоновые процессы, определяющие их дальнейшее преобразование. В зависимости от этого склоны подразделяются на первичные и преобразованные. Среди первичных склонов выделяются эндогенные и экзогенные.

К *эндогенным* относятся склоны тектонические (изгибных и разрывных деформаций земной поверхности, сейсмогенные), магматические (склонов лакколитов, даек и др.), вулканические (склоны вулканов, остывших лавовых потоков и др.).

Экзогенные склоны формируются различными процессами: эрозионными (склоны речных долин, оврагов, балок, террас и др.); ледниковыми (склоны ледниковых каров, цирков, трогов, моренных и флювиогляциальных холмов и др.), морскими и озерными (склоны абразионных уступов, береговых валов и др.), эоловыми (склоны барханов, котловин выдувания и др.), мерзлотными (склоны термокарстовых воронок, гидролакколитов и др.), подземноводными (склоны карстовых пещер, воронок и др.). В создании склонов принимают участие организмы (склоны коралловых построек) и человек (склоны шахтных терриконов, карьеров, дамб и др.). Большая часть склонов создана денудационными процессами (эрозией, абразией, экзарацией и др.), а меньшая - аккумулятивными (например, склоны моренных холмов, подводные склоны речных дельт и оползневых тел).

Первичные склоны любого генезиса в чистом виде практически не существуют. Они тут же преобразуются вторичными процессами перемещения обломочного материала под действием силы тяжести.

По характеру перемещения обломочного материала выделяются склоны:

- собственно гравитационные (обвальные, осыпные, оползневые);
- массового смещения обломочного материала (солифлюкционные);
- плоскостного смыва (делювиальные)

Кроме того, существуют склоны со сложным типом перемещения материала, т. е. совместного воздействия нескольких процессов. Таким образом, сила тяжести является главным фактором, постоянно преобразующим первичные (или исходные) склоны и формирующим новые их типы.

На всех склонах выделяются денудационная часть, наиболее крутая, с которой сносится материал, и аккумулятивная, более пологая, где он накапливается.

Возраст склонов. Определяется началом их образования. Склоны всегда имеют *базис денудации* - поверхность, на которую они опираются и к которой переносится и накапливается смещаемый с верхней части склонов обломочный материал. Таковыми базисами являются урезы рек, озер, морей, поверхности пойм, террас (речных, озерных, морских), поверхности ледников. Обычно возраст денудационных склонов соответствует возрасту по-

верхности, на которую они опираются. Так, например, если возраст террасы, на которую опирается склон речной долины, среднеплейстоценовый, то таким же будет и возраст этого склона.

Существуют обстановки, когда базис денудации, к которому формировался склон, срезан, и он стал опираться на более низкую и, следовательно, более молодую поверхность. В этом случае верхняя часть склона является более древней, а нижняя - более молодой, хотя граница между ними не всегда ясная.

Склоновые процессы и рельеф склонов. Собственно гравитационные склоны включают осыпные, обвальные, лавинные, оползневые типы. Условиями развития этих процессов являются: значительная крутизна склона (более $35-43^\circ$), превышение силы тяжести над силами сцепления в массиве горных пород и их смещение вниз по склону.

Осыпные склоны (рис. 31). Образование осыпей связано преимущественно с физическим выветриванием. Наиболее типичные осыпи наблюдаются на склонах, сложенных мергелями или глинистыми сланцами. У классически выраженной осыпи различают осыпной склон, осыпной лоток и конус осыпи. Осыпной склон сложен обнаженной породой, подвергающейся физическому выветриванию.

Продукты выветривания (щебень и дресва), перемещаясь вниз по склону, оказывают механическое воздействие на поверхность склона и вырабатывают в нем желоба - осыпные лотки глубиной 1-2 м при ширине в несколько метров. В нижних частях денудационных участков склонов желоба объединяются в более крупные ложбины, ширина которых может достигать десятков метров.



Рис. 31. Осыпной склон

Талые и дождевые воды еще более углубляют желоба, расчлениают денудационную часть склонов. Движение обломков на осыпных склонах продолжается до тех пор, пока уклон поверхности не станет меньше угла естественного откоса. С этого момента начинается аккумуляция обломков, формируется *конус осыпи*. Осыпные конусы могут сливаться друг с другом. К ним примешивается грубообломочный обвальный материал. В результате у подножия склона образуется сплошной шлейф из крупных и мелких обломков породы. Формируются отложения, называемые *коллювиальными*, или просто *коллювием* (*colluvio* - скопление, беспорядочная груда). Коллювий отличается плохой сортировкой материала. Одна из особенностей строения коллювиальных отложений заключается в том, что наиболее крупные обломки продвигаются дальше всего по аккумулятивной части осыпного склона и слагают подножие осыпей.

В образовании обвалов и осыпей принимает участие вода. Дождевые и талые воды разрабатывают трещины, по которым происходит срыв обвально-осыпных масс, способствуют разрушению породы при замерзании в трещинах. Разрушение усиливается и за счет изменения объема породы при увлажнении и высыхании. При сильных ливнях стекающие по склону осыпей потоки воды подхватывают и приводят в движение не только мелкие частицы, но и дресву, мелкий щебень. Возникает грязекаменная масса - *микросель*. При незначительном изменении уклона микросель отлагает несомый материал в виде небольшого «языка» с расширенной и утолщенной частью в основании. Такие как бы застывшие в своем движении потоки нередко можно видеть в нижних частях и у подножия осыпей сразу после ливня. В этом процессе примерно равное участие принимают гравитация и вода.

Обвальные склоны. *Обвалом* называется процесс отрыва от основной массы горной породы крупных глыб и последующего их перемещения вниз по склону (рис. 32).

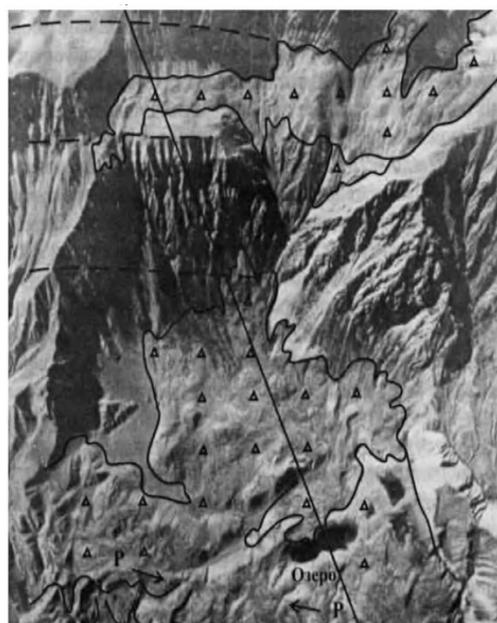
Образованию обвала предшествует возникновение трещины или системы трещин, по которым затем происходят отрыв и обрушение блока породы. Морфологическим результатом обвалов является образование стенок (плоскостей) срыва и ниш в верхних частях склонов и накопление продуктов обрушения у их подножий.

Стенки срыва - довольно ровные поверхности, часто совпадающие с плоскостями разломов и границами пластов. Они наблюдаются на склонах крутизной 35-40° и более. Ниши формируются на более крутых склонах.

Крутизна их стенок достигает 90° , иногда ниши ограничены нависающими карнизами.

Для аккумулятивной части обвального склона характерен беспорядочный холмистый рельеф с высотой холмов от нескольких метров до 30 м, реже больше. Высота холмов зависит от размера обломков.

Обвалы наблюдаются как в горах, так и на равнинах. Наиболее грандиозны обвалы в горах. Обвалы в горах часто приводят к перегораживанию речных долин и образованию озер.



А - аэрофото



Б - схематический профиль

Рис. 32. Крупные обвальные массы у подножия одного из хребтов Центрального Тянь-Шаня

Пояснения к рисунку: I - север; II - юг; 1 - обвальные массы; 2 - разрывы (взбросы); 3 - направление давления

Крупные обвальные массы распадаются на множество обломков разных размеров, движутся вниз по склону, откладываются у подножия склона или по инерции продолжают перемещаться по дну долины.

Обвалы небольших масс породы, состоящей из обломков размером не более 1 м^3 , называют камнепадами. Обвалы и камнепады вместе с осыпями и лавинами осуществляют едва ли не основную работу по денудации склонов гор.

Лавинные склоны. Скользящие и низвергающиеся вниз со склона снежные массы называют *лавинной* (рис. 33). Лавины - характерная особен-

ность горных склонов, на которых образуется устойчивый снежный покров. В зависимости от характера движения снега по склонам Г.К. Тушинский выделяет лавины *осовы* и *лотковые*.

Осовами называют соскользнувший широким фронтом снег (вне строго фиксированных русел). При осовах в движение вовлекается слой снега толщиной 30-40 см. Геоморфологическая роль такого типа лавин незначительна. Лишь иногда у подножия склонов формируются небольшие гряды, состоящие из материала, захваченного осовом со склона.



Рис. 33. Типичный лавиносбор (схема)

Лотковые лавины движутся по строго фиксированным руслам, заложеным часто временными водотоками. У лотковых лавин, как правило, хорошо выражены лавиносборные понижения, лотки, по которым движется снежная масса, и конусы выноса. Лавиносборными понижениями служат отмершие *ледниковые кары* или *эрозионно-денудационные водосборные воронки*.

Лавинные лотки - это крутостенные врезы с отшлифованными склонами, обычно лишенными растительности. В поперечном сечении у них часто бывает корытообразная форма. Продольный профиль лотков может быть ровным или с уклонами различной величины.

Конусы выноса лавин состоят из снега, перемешанного с обломочным материалом, вытаивающим из него и скапливающимся из года в год у основания лавинных лотков. Он образует своеобразную рыхлую толщу, которую часто называют лавинным мусором.

Лавинные конусы выноса состоят из несортированного обломочного материала и большого количества органических остатков - обломков деревьев, дерна и др. Поверхность лавинных конусов выноса из-за неравномерного содержания обломочного материала в снежной массе лавины неровная, бугристая.

Рельефообразующая роль лавин определяется их размером и частотой схода. Размер и частота схода, в свою очередь, зависят от размера лавиносборных понижений, длины и крутизны склонов, количества выпадающих осадков, а также погодных условий в момент схода лавин. Сухой и мокрый снег лавин по-разному воздействуют на подстилающее ложе.

Оползневые склоны. В отличие от рассмотренных выше процессов при оползании происходит перемещение монолитного блока породы. Процессы оползания всегда гидрогеологически обусловлены. Они возникают в случае, если водопроницаемые породы подстилаются горизонтом водупорных пород, чаще всего глин. Образованию оползней особенно благоприятствует такое залегание пород, при котором падение кровли водупорных пород совпадает с направлением уклона поверхности. Водупорный горизонт при этом служит поверхностью скольжения, по которой более или менее значительный блок породы соскальзывает вниз по склону (рис. 34). При оползании порода частично дробится, превращается в бесструктурную массу. Скопления оползневых масс у подножия склонов называют *делянсим*.

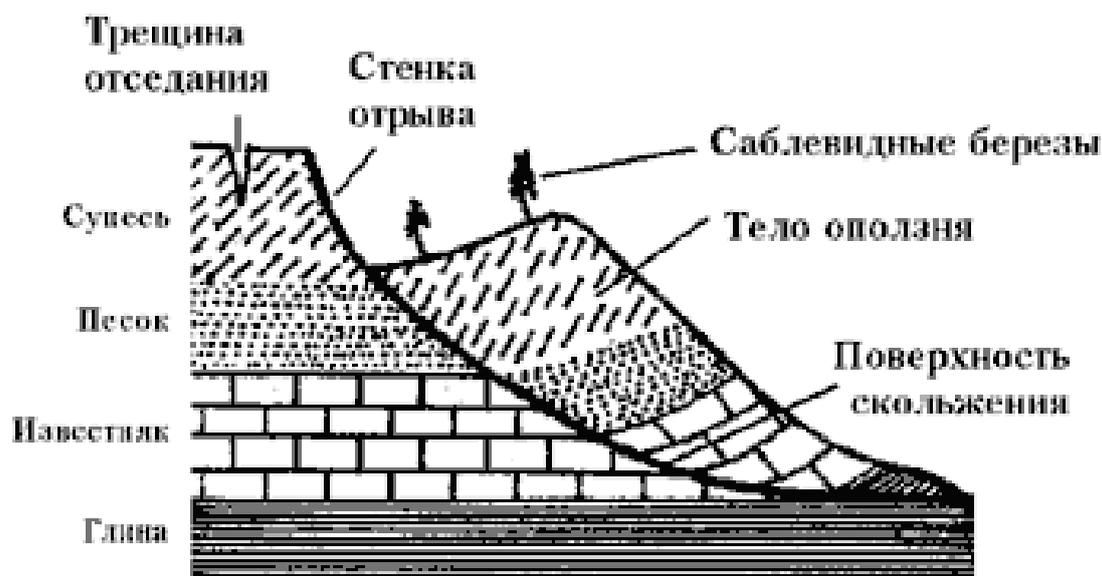


Рис. 34. Схема оползневой системы

Размеры оползней сильно варьируют. Встречаются громадные оползни, захватывающие сотни тысяч кубических метров породы, и малые, объем которых не превышает нескольких десятков кубометров (рис. 35).



Рис. 35. Сошедший гигантский оползень

Оползни образуются как в горах (в областях развития слабосцементированных пород), так и на равнинах, где они приурочены к берегам рек, морей, озер. Возникают оползни на крутых склонах, наклон которых равен или превышает 15° . При меньших углах оползни образуются редко.

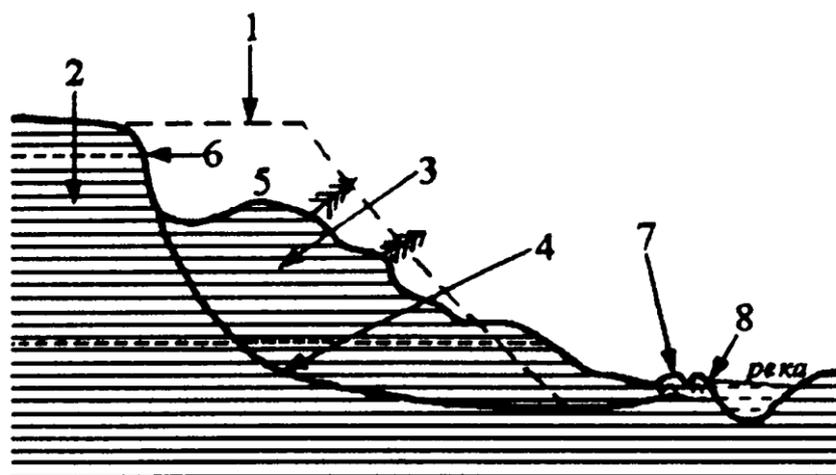


Рис. 36. Схема поперечного профиля оползневого склона

Пояснения к рисунку: 1 - первоначальное положение склона; 2 - ненарушенные слои; 3 - оползневой блок; 4 - поверхность скольжения; 5 - площадка оползневой террасы; 6 - стенка срыва оползневого тела; 7 - напорный оползневой вал; 8 - урез реки.



Рис. 37. Продольный разрез склона с телом оползня

При оползании формируется определенный комплекс форм рельефа: *оползневой цирк*, ограниченный *стенкой срыва оползня* (оползневым уступом), *оползневой блок*, характеризующийся в большинстве случаев запрокинутостью верхней площадки (оползневая терраса) в сторону оползневого склона и крутым уступом, обращенным в сторону реки, моря или озера по направлению движения оползня. В некоторых случаях в результате деформации поверхностных слоев породы движущимся оползневым блоком возникает напорный *оползневой вал*. Морфологические элементы оползня показаны на рис. 36 и 37.

Для выявления оползневых склонов важное значение имеет изучение морфологии склонов. Свидетелями развития на склоне оползневых процессов служат появление «беспорядочного» бугристо-волнистого рельефа на поверхности и в основании склона, наличие террасовидных площадок, запрокинутых в сторону берега, свежих стенок срыва, замкнутых западин и других форм, чуждых обычному склону реки или берегу моря.

Склоны отседания. Склоны отседания по условиям образования близки к блоковым оползням. Они развиваются на крутых склонах (не менее 15°) значительной высоты (рис. 38).

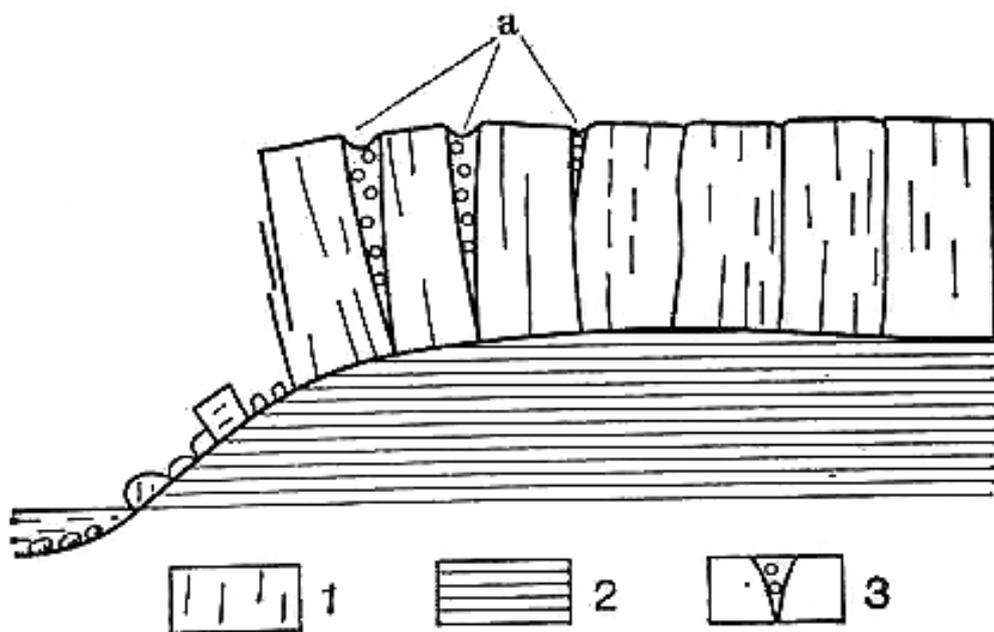


Рис. 38. Схема склона отседания (по С.С. Воскресенскому)

Пояснения к рисунку: а - рвы отседания; 1 - вертикально трещиноватые прочные породы (базальты, известняки, песчанки и др.); 2 - породы, способные к ластическим деформациям (глины, мергели и др.); 3 - щебнисто-суглинистые склоновые отложения

Этот процесс широко распространен на Среднесибирском плоскогорье, где отседание развивается особенно интенсивно при залегании траппов на осадочных породах, способных к пластическим деформациям (глины, мергели, алевроиты). Пластические деформации пород, подстилающих траппы, способствуют образованию в траппах (вблизи уступов речных, морских или озерных склонов) все более расширяющихся и углубляющихся трещин. Рост трещин приводит к отделению и последующему дроблению (в результате обвала) отделившихся блоков. Объемы блоков колеблются от десятков до тысяч кубических метров. С отседанием связано распространение «*рвов отседания*» - глубоких (до 20 м) и широких (до 100 м) трещин, параллельных склону. Длина рвов отседания исчисляется сотнями метров. В плане они имеют прямолинейные или ломаные очертания. В суглинках с четко выраженной вертикальной отдельностью блоки отседания, часто соскальзывая вниз, не опрокидываются, а прислоняются к материнскому склону. Такие формы отседания получили название *осовов*.

Солифлюкционные склоны. На равнинах и в горах с сезонным промерзанием поверхностного грунта и особенно в областях с вечной мерзлотой распространенным типом склоновых процессов является солифлюкция (от лат. *solum* - почва, земля и *fluctio* - истечение). Она протекает только в

так называемом деятельном слое - слое сезонного промерзания и оттаивания. Наличие на некоторой глубине водоупора (вечномерзлого или еще не оттаявшей части сезонно-мерзлого слоя) обуславливает сильное увлажнение протаявшего слоя или его нижней части за счет содержащегося в нем льда и фильтрации влаги сверху. В результате грунт приобретает жидкотекучую консистенцию (состояние), способность течь тонким слоем.

Солифлюкционное течение фунта происходит на склонах разной крутизны, начиная с углов наклона $2-3^\circ$. Скорость солифлюкционного движения измеряется миллиметрами и даже сантиметрами в секунду. Преобладающие скорости изменяются от 3 до 10 м/год. Мощность солифлюкционных потоков невелика и составляет 20-60 см. В нижней части склона, где движение солифлюкционного потока замедляется, мощность медленно текущей массы может увеличиваться до 1 м и более.

В результате образуются натечные солифлюкционные терраски, языки, гофры, фестоны. Ширина языков-террасок может достигать нескольких десятков метров. В высоких широтах солифлюкция - один из основных поставщиков материала в долины рек и временных водотоков (рис. 39).

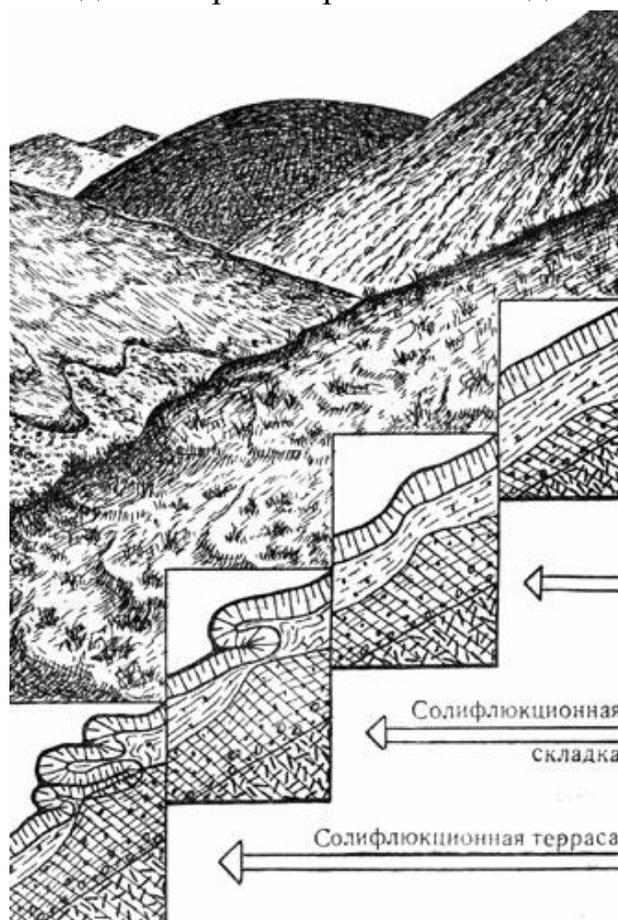


Рис. 39. Схема солифлюкции

Медленная солифлюкция - движение массы грунта, обладающего вязко-текучей консистенцией, т.е. способностью растекаться толстым слоем. Возникает медленная солифлюкция в случае, если рыхлые массы, насыщенные водой, не в состоянии длительное время сохранять уклон поверхности. К склонам медленной солифлюкции относится значительная часть склонов в арктических и субарктических районах.

В умеренных широтах с гумидным климатом медленная солифлюкция наиболее характерна для нижних, лучше увлажненных частей склонов. Таким образом, склоны медленной солифлюкции широко распространены. Процессы медленной солифлюкции могут происходить даже на пологих склонах, крутизна которых всего 3-4°.

Скорость движения грунта при медленной солифлюкции зависит от длины, крутизны и характера поверхности склонов, механического состава и мощности рыхлого чехла, наличия или отсутствия подстилающих водупорных пород. Преобладающие скорости - от нескольких сантиметров до десятков сантиметров в год.

С процессами солифлюкции связаны такие формы рельефа, как солифлюкционные валы и гряды, а также делли. *Делли* - неглубокие (0,25-0,5 м) понижения, расстояние между которыми колеблется от 20 до 60 м. В рельефе они выражены нечетко и часто бывают заметны только благодаря изменению характера растительного покрова. В большинстве случаев делли прямолинейны и в отличие от мелких эрозионных форм не ветвятся, а следуют параллельно друг другу. Возникают они на склонах крутизной от 10 до 25°.

Дефлюкционные склоны. Дефлюкция (от лат. *defluo* - истекаю) - пластичное движение в виде медленного выдавливания слабо увлажненных грунтовых масс под почвенно-растительным покровом. Наблюдается преимущественно в областях гумидного климата. Смещение пород протекает со скоростью от 0,2 до 1,0 см/год на склонах крутизной от 8-10°.

Дефлюкция тесно связана с другими склоновыми процессами, в частности с крипом (от англ. *creep* - ползти, сползать), который возникает под влиянием периодического изменения объема грунтовой массы, вызываемого колебанием температуры (*температурный крип*), попеременным промерзанием и оттаиванием (*мерзлотный*, или *криогенный, крип*), набуханием и усадкой глинистой составной части при увлажнении и высыхании (*гигрогенный крип*), развитием и отмиранием корней растений. Крип, подобно дефлюкции, вызывается действием силы тяжести.

Дефлюкционные склоны обычно характеризуются ровной поверхностью и специфических морфологических черт рельефа не имеют. Поэтому задернованные или занятые лесом ровные склоны с первого взгляда могут показаться «мертвыми», неразвивающимися.

Если скорость движения превышает указанные выше пределы (что может быть при высокой степени увлажнения поверхностных слоев грунта), дефлюкционное смещение может привести к разрыву дернового покрова. Тогда массы движутся уже не в виде медленно сползающего сплошного слоя, а в виде прерывистого сползания отдельных блоков поверхностного слоя, напоминающего в миниатюре оползневой процесс. Эта разновидность дефлюкции называется *децерацией*. О существовании децерационного движения можно судить по микроступенчатости на склоне.

Дерновый покров оказывается разорванным, и на вертикальных гранях ступенек обнажаются почва или залегающие под ней породы.

Делювиальные склоны. Склоны, на которых перемещение материала вниз по склону происходит в результате стока дождевых или талых вод в виде тонких переплетающихся струек, густой сетью покрывающих всю поверхность склонов, называют делювиальными. Энергия таких струек очень мала. Однако и они в состоянии проводить большую работу, смывая мелкие частицы продуктов выветривания и отлагая их у подножия склонов, где формируется особый тип континентальных отложений, называемых делювиальными, или просто *делювием* (от лат. *deluo* - смываю). Делювий чаще всего представлен суглинками или супесями. Однако состав его может меняться в широких пределах в зависимости от факторов, обуславливающих делювиальный смыв. Делювий характеризуется отсутствием слоистости или грубой слоистостью, параллельной склону, слабой сортированностью слагающих его частиц, крупность которых, как правило, уменьшается по мере удаления от подошвы склона. Часто делювиальные отложения бывают окрашены в различные оттенки серого цвета. В результате делювиального смыва уничтожается верхний, наиболее плодородный горизонт почвы, который и придает сероватую окраску отложениям. *Делювиальный смыв наносит большой вред почвенному покрову.*

Интенсивность делювиального смыва зависит от ряда факторов: крутизны, длины склона и состава слагающих его пород, режима атмосферных осадков, интенсивности весеннего снеготаяния, от микрорельефа и характера поверхности склонов (занят ли склон лугом, пашней или лесом). Следует отметить, что характер растительного покрова (наличие или отсутствие

дернины на склоне) более чем любой из перечисленных выше факторов влияет на интенсивность делювиального смыва. В лесу, с хорошо развитой лесной подстилкой, и на поверхностях с плотной травянистой дерниной делювиальный смыв гасится полностью, в том числе на крутых склонах. На пашнях же делювиальный смыв идет очень интенсивно даже при очень малых (2-3°) углах наклона.

Неправильная распашка склонов, вырубка леса, неумеренный выпас скота резко увеличивают интенсивность склоновой денудации.

Равномерный плоскостной смыв может быть лишь на ровных склонах. Таких идеальных условий в природе нет. На поверхности склонов всегда есть неровности, понижения различных размеров. Встречая на своем пути такие понижения, отдельные струйки сливаются, образуют более мощные струи. Эти струи, обладая большей силой, уже используют не только имеющиеся понижения, но и начинают прокладывать свой собственный путь, врезаясь в поверхность склона и образуя борозды. Так на склонах начинается процесс размыва - *эрозия*. Часть борозд с течением времени превращается в *промоины*, а некоторые из промоин - в *овраги*.

Заканчивая характеристику склоновых процессов, следует отметить, что несмотря на внешнюю неброскость делювиально-солифлюкционным процессам принадлежит главная роль в выполаживании склонов, в формировании таких широко распространенных форм рельефа, как придолинные и прибалочные склоны, делювиально-солифлюкционные шлейфы.

Вопросы для самоконтроля:

1. Что относят к склонам?
2. Что понимают под крутизной склона и как склоны делятся по крутизне?
3. Какой формы бывают склоны?
4. Чем отличаются эндогенные склоны от экзогенных?
5. Как классифицируются склоны по характеру перемещения обломочного материала?
6. Что понимают под возрастом склонов?
7. Дайте характеристику осыпным склонам.
8. Дайте характеристику обвальным склонам.
9. Дайте характеристику лавинным склонам.
10. Дайте характеристику оползневым склонам.
11. Дайте характеристику склонам отседания.
12. Дайте характеристику солифлюкционным склонам.
13. Дайте характеристику дефлюкционным склонам.
14. Дайте характеристику делювиальным склонам.
15. Какие склоновые процессы приводят к выполаживанию склонов?

7.3 Флювиальные процессы рельефообразования

Одним из главных факторов рельефообразования являются поверхностные текучие воды.

*Совокупность геоморфологических процессов, осуществляемых текучими водами, получила наименование **флювиальных**.*

Описанный в предыдущем разделе делювиальный процесс так же следует относить к флювиальным процессам.

Водотоки или *русловые потоки* производят разрушительную работу - эрозию, перенос материала и его аккумуляцию и создают выработанные (эрозионные) и аккумулятивные формы рельефа. Эти две формы рельефа теснейшим образом связаны друг с другом, поскольку они взаимообусловлены. В связи с этим невозможно встретить пространства, представленные исключительно эрозионными или аккумулятивными формами рельефа. Можно только различать области преобладающей эрозии и преобладающей аккумуляции. Однако на суше эрозионные формы рельефа пользуются большим развитием и распространением, чем аккумулятивные. Это обусловлено тем, что значительная часть обломочного материала, переносимого постоянными и временными водотоками, выносится в моря и океаны, откладывается на их дне, образуя толщи морских осадочных пород.

Эрозионная работа водотока осуществляется за счет «живой силы», или энергии потока, корразии и химического влияния воды на породы, слагающие дно и берега реки.

Наибольшее значение имеет энергия потока, которая может быть выражена формулой:

$$F = \frac{m \cdot V^2}{m}$$

где: m - масса воды, V - скорость течения.

Масса воды пропорциональна расходу потока, скорость течения выражается формулой Шези:

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

где: c - коэффициент, зависящий от шероховатости русла, R - гидравлический радиус (отношение площади живого сечения водотока к смоченному периметру русла), i - уклон.

Таким образом, чем многоводнее поток и круче уклон, тем больше энергия и, следовательно, эродирующая способность потока. Однако поток будет эродировать лишь в том случае, если не вся энергия текучей воды

расходуется на перенос твердого материала и на преодоление сопротивления. В противном случае в русле потока будет происходить аккумуляция.

В эрозионной работе водотоков различают *глубинную* (донную) *эрозию*, направленную на углубление эрозионной формы, и *боковую эрозию*, ведущую к ее расширению. В работе любого водотока почти всегда можно обнаружить признаки обоих видов эрозии.

Преобладание того или иного вида эрозии накладывает отпечаток на морфологию (форму) долин русловых потоков. Узкие, глубокие и относительно спрямленные долины свидетельствуют об интенсивной глубинной эрозии текущих по ним водотоков. Широкие, плоскодонные долины с прихотливо извивающимися руслами водотоков говорят о преобладании боковой эрозии.

Ширина долины водотока зависит от его величины, состава пород, прорезаемых водотоком, уклона местности и др. Углубление русла водотока также происходит не беспредельно. Оно ограничивается прежде всего уровнем водного бассейна (озера, моря), куда впадает водоток. Этот уровень называется *базисом эрозии*.

Общим базисом эрозии для русловых водотоков является уровень Мирового океана. Наряду с ним различают местные базисы эрозии, которые могут располагаться на любой высоте.

Выше базиса эрозии водоток стремится углубить свою долину до тех пор, пока не сформирует профиль, в каждой точке которого энергия потока окажется уравновешенной сопротивлением подстилающих пород размыву, а транспортирующая способность потока окажется выровненной по всей его длине. Такой профиль называется *выработанным*, или *предельным профилем равновесия*.

Невыработанный продольный профиль потока характеризуется наличием *водопадов, порогов, быстрин*. **Водопадом** называют место, где ложе потока образует уступ, с которого вода падает вниз.

Ряд уступов, образующих серию небольших водопадов, называют катарактами, а небольшие положительные неровности русла - порогам.

Участки русла с более крутым падением и более высокими скоростями течения называли *быстринами*. Генезис уступов в продольном профиле потоков может быть различным: либо они связаны с неровностями первичного рельефа, генезис которых также может быть различным; либо с препарировкой стойких пород (в результате глубинной эрозии потока или

роста тектонической структуры на его пути), либо с загромождением русла обвальными массами или выносом материала из боковых долин.

Среди общих закономерностей работы водотоков следует отметить регрессивную эрозию, в результате которой водотоки, заложившиеся на склонах гор или речных долин, имеют тенденцию продвигаться своими вершинами в глубь междуречий. Общая особенность эрозионной работы водотоков - ее избирательный, селективный характер. Вода при выработке русла как бы выявляет наиболее податливые для врезания участки, приспособляясь к выходам более легко размываемых пород или к тем участкам, где сопротивляемость пород ослаблена тектоническими причинами: к осевым зонам складок, к тектоническим трещинам, разломам, зонам дробления пород.

Материал, полученный в результате эрозионной работы постоянных водотоков, переносится вниз по течению. Транспортировка его осуществляется различными способами: 1) волочением обломков по дну, 2) сальтацией¹⁸, 3) переносом мелких частиц во взвешенном состоянии, 4) в растворенном виде, 5) в виде обломков, вмержших в лед.

Несмотря на слабую минерализацию вод, подавляющее число постоянных водотоков (рек) переносят миллионы и десятки миллионов тонн растворенных веществ. Так, Енисей ежегодно выносит в море 30 млн. т растворенных веществ, Волга - 46,5 млн. т и т.д. Взвешенный материал переносится реками также в огромном количестве. Тот же Енисей ежегодно выносит в море около 12 млн. т взвесей, Нил - 88 млн. т. По данным разных авторов, твердый сток с суши колеблется от 11 до 20 млн. т/год.

Работа временных водотоков

Исходная форма временно действующих водотоков - *эрозионная борозда* - возникает на делювиальных склонах (рис. 40). Глубина борозд обычно составляет от 3 до 30 см, ширина равна глубине или немного превосходит ее. Поперечный профиль эрозионных борозд, как правило, имеет V-образную форму. Стенки борозд крутые, часто отвесные. После прекращения стока склоны быстро выполаживаются. Обычно борозды, располагаясь в нескольких метрах друг от друга, образуют разветвленные системы.

На распаханых склонах и склонах с разреженным растительным покровом борозды с течением времени превращаются в *эрозионные рывины* (промоины), глубина которых может достигать 1,0-2,0 м, а ширина состав-

¹⁸ *Сальтация* (*saltatio* - скачок) - передвижение обломков вблизи дна скачками, т.е. чередуются состояние покоя и быстрого движения во взвешенном состоянии (в условиях турбулентного потока).

ляет 2,0-2,5 м. Склоны рытвин имеют большую крутизну, местами они отвесные, поперечный профиль их чаще всего V-образный (рис. 41).

Не всегда эрозионная борозда превращается в промоину. Для образования промоин нужен более мощный водоток и большая площадь водосбора. Поэтому рытвины встречаются на склонах значительно реже эрозионных борозд и обычно отстоят друг от друга на десятки метров.

Эрозионные борозды и рытвины в легко поддающихся размыву породах (песок, суглинок, лёсс и др.) могут образоваться в течение одного ливня или за несколько дней весеннего снеготаяния. В дальнейшем рытвины служат коллекторами для дождевых и талых вод.



Рис. 40. Склон с эрозионными бороздами



Рис. 41. Склон с эрозионными рытвинами

При достаточном водосборе часть рытвин, углубляясь и расширяясь, постепенно превращается в **овраги** (рис. 42).

Глубина оврагов составляет 10-20 м, а иногда и более, ширина (от бровки до бровки) 50 м и более. Склоны оврагов крутые, часто отвесные с обнажениями почв и пород (лишенные растительного покрова). Поперечный профиль оврагов V-образный. Иногда они характеризуются плоским дном, ширина которого не превышает нескольких метров. Овраг отличается от рытвины не только своими размерами, но и тем, что он имеет свой собственный продольный профиль, отличный от профиля склона, прорезаемого им. Продольный профиль рытвины, как правило, повторяет продольный профиль склона, хотя и в несколько сглаженном виде.

Овраг - активная эрозионная форма. Наиболее подвижной является его вершина, которая в результате регрессивной (пятящейся) эрозии может выйти за пределы склона, на котором возник овраг, и продвинуться далеко

в пределы междуречий. Поэтому многие овраги характеризуются значительной длиной, исчисляемой сотнями метров и даже километрами.

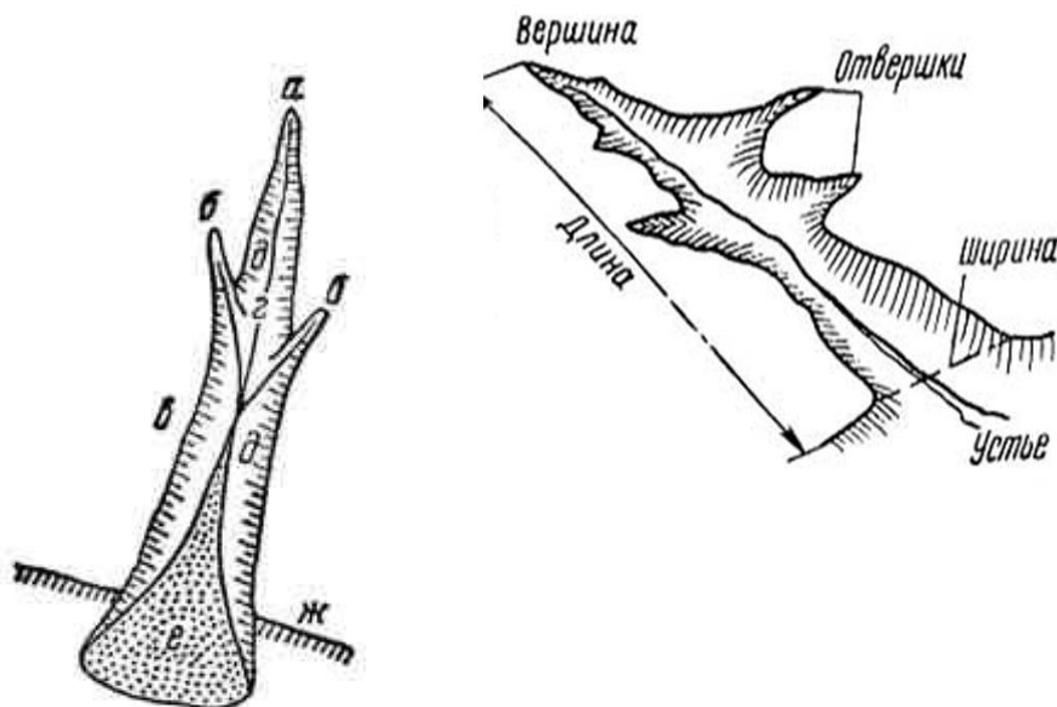


Рис. 42. Схема строения оврага

Пояснения к рисунку: а - вершина; б - отвешки; в - бровка; г - тальвег; д - откосы; е - конус выноса; ж - бровка балки (долины)

Иногда выше вершин оврагов располагаются неглубокие (1-3 м), линейно вытянутые понижения, с задернованными пологими склонами, которые без четко выраженных бровок переходят в поверхность междуречий. Такие формы рельефа получили название *ложбин*. Начинаются они едва заметными в рельефе безрусельными понижениями - *потяжинами*. На топографических картах, даже крупномасштабных, потяжины, как правило, не находят отображения, но хорошо видны на крупномасштабных аэрофотоснимках, особенно на пашнях и участках с разреженным растительным покровом. Ложбины, с привязанными к ним потяжинами в большинстве случаев являются не следствием развития оврагов, а причиной их возникновения. Овраги, заложенные по ранее существовавшим эрозионным формам, называются *донными*, вторичными или вложенными оврагами, а возникшие на склонах речных долин и развившиеся из более мелких эрозионных форм, - *береговыми* или *первичными*.

С ростом оврага в длину и выработкой продольного профиля эрозионная сила стекающей воды уменьшается. Склоны оврага выполаживаются,

на них появляется растительность. Расширяется дно оврага как за счет продолжающейся боковой эрозии, так и за счет отступления склонов в результате склоновых процессов. Овраг превращается в *балку*. Переход оврага в балку совершается не сразу на всем его протяжении. Процесс этот начинается с нижней, наиболее древней части оврага и постепенно распространяется вверх.

В дно балки в дальнейшем может снова врезаться овраг. При неоднократном врезании донных оврагов на склонах балок образуются площадки-ступени, сложенные балочным аллювием, - *балочные террасы*.

Выносимый из оврагов и балок материал, если он не уносится рекой, откладывается в устьях, образуя конусы выноса. *Материал, слагающий конусы выноса временных водотоков, называется пролювием* (от лат. *proluo* - уношу течением).

Овражная эрозия - природное бедствие, наносящее большой ущерб почвенному покрову и народному хозяйству в целом. Рост оврагов уменьшает площадь угодий, пригодных для земледелия.

Скорость овражной эрозии очень большая. Например, на Нижнем Дону скорость роста оврагов составляет в среднем 1-1,5 м/год, на Ставрополье (Северный Кавказ) - до 3 м/год.

Следующей в генетическом ряду эрозионных форм является *речная долина*, т.е. долина с постоянным водотоком. Все более углубляющаяся эрозионная форма может достигнуть уровня грунтовых вод, которые и дают начало реке.

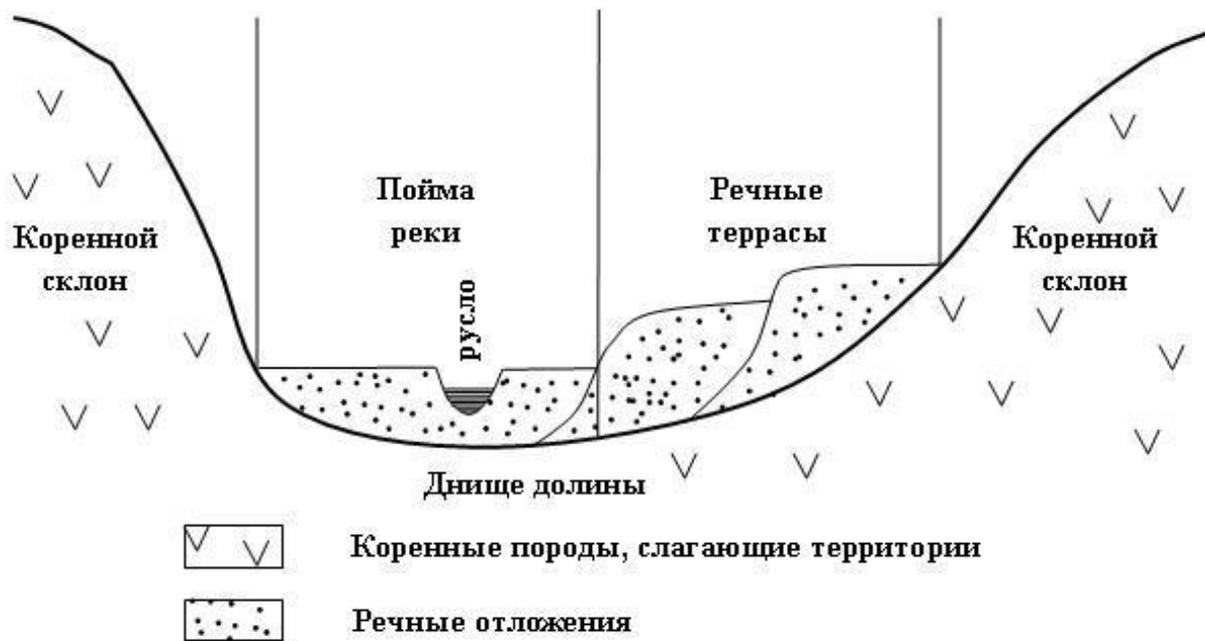
В описанном генетическом ряду: эрозионная борозда → рытвина → овраг → балка → речная долина вовсе не обязателен переход одних форм в другие или возникновение одних форм из других.

Работа постоянных водотоков

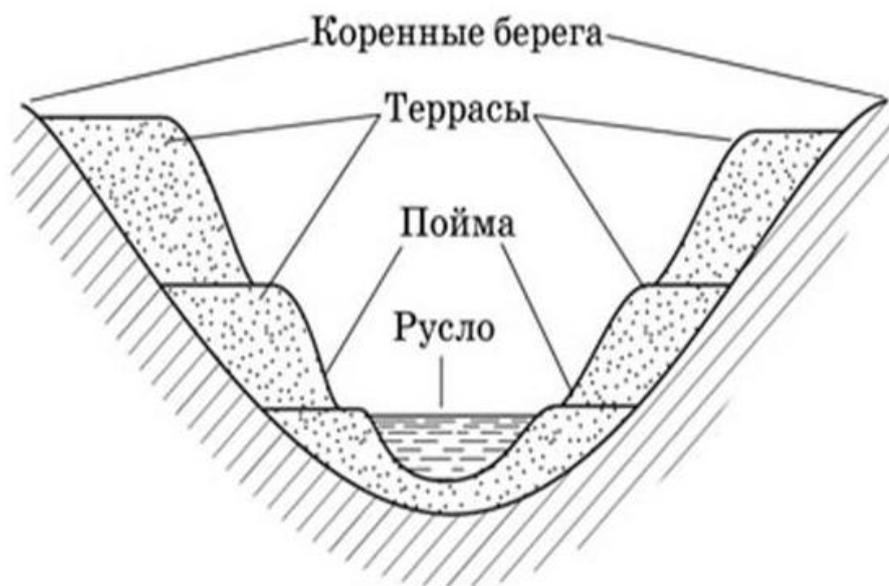
Постоянные водотоки - *реки* - вырабатывают линейные отрицательные формы рельефа - *речные долины*. Основные элементы речной долины - русло, пойма, речные террасы, склоны (рис. 43).

Русло реки - наиболее углубленная часть речной долины, по которой протекает река в межень.

Межень - фаза водного режима реки, характеризующаяся малой водностью, обусловлена сухой или морозной погодой, когда водность реки поддерживается главным образом грунтовым питанием.



А



Б

Рис. 43. Схема строения речной долины
А - продольный и Б - поперечный профили

Русла рек различаются по ширине и морфологии в плане. Однако в их строении имеются и общие черты. В русле каждой реки наблюдаются *перекаты* и *плёсы*, чередование которых вдоль течения реки нарушает равномерность уклона речного дна. Типичный для равнинной реки перекат - большая *песчаная гряда*, пересекающая русло под углом около 20-30° (рис. 44).

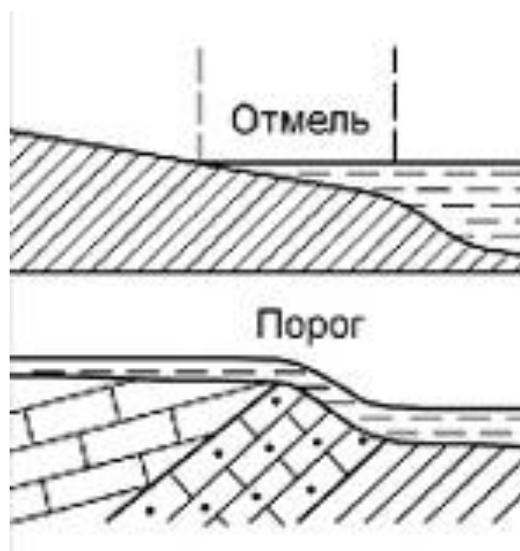


Рис. 44. Плёсы и перекаты (схема)

Гряда асимметрична: с пологим скатом, обращенным против течения, и крутым $15-30^\circ$ - по течению. Глубокая часть русла у противоположного берега называется *плёсовой ложиной*, или *плёсом*

Очень часто реки меандрируют. **Меандр** - *изгибы (излучины), образованные рекой*. Извилистость характерна для равнинных и полугорных рек. Лучше всего развиты излучины - меандры - у равнинных рек (рис. 45).

Полная излучина состоит из двух изгибов - **колен**. В пределах каждого колена различают **вершину** и **крылья изгиба**. Проекция излучины на продольную ось долины называется ее шагом L . Выделяют также радиус кривизны излучины r . Расстояние от вершины колена до продольной оси долины называется стрелой прогиба h , пространство суши внутри колена - шпорой.

В плане излучины могут иметь различную форму. Существуют первичные и вторичные излучины. Первичные излучины обусловлены рельефом земной поверхности, на которой заложился водоток. Вторичные излучины формируются в результате работы самого водотока. Первичные излучины отличаются от вторичных невыдержанностью размеров радиусов кривизны и неправильностью изгибов водотока.

У меандрирующих рек, или рек с излучинами, плёсы приурочены к вогнутым участкам берега, перекаты пересекают ось реки под острым углом от выпуклого участка берега одной излучины к выпуклому участку берега нижележащей по течению излучины.

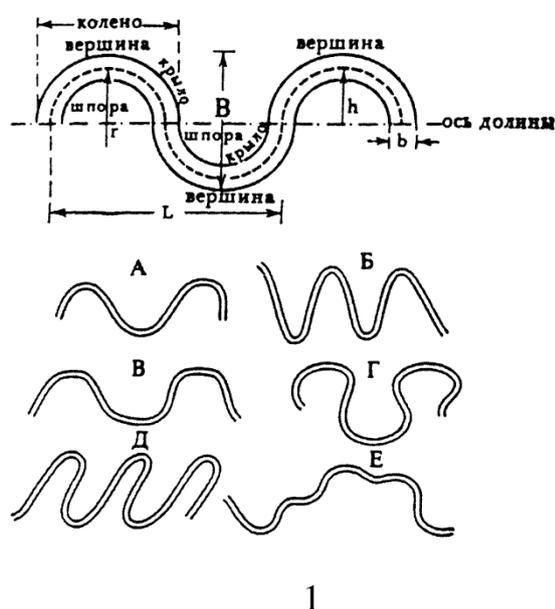


Рис. 45. Элементы меандр (излучин) рек (1 - схема, 2 - аэрофотоснимок)

Пояснения к рисунку: L - шаг излучины; B - ширина пояса меандрирования; b - ширина русла; А, Б, В, Г, Д и Е - формы излучин в плане.

Аллювий, слагающий перекаты, характеризуется довольно хорошей сортировкой и четкой косой слоистостью. Аллювий плёсов менее сортирован.

Другим элементом речной долины является **пойма**.

Пойма - это приподнятая над меженным уровнем воды в реке часть дна долины, покрытая растительностью и затопляемая во время половодья (рис. 46).

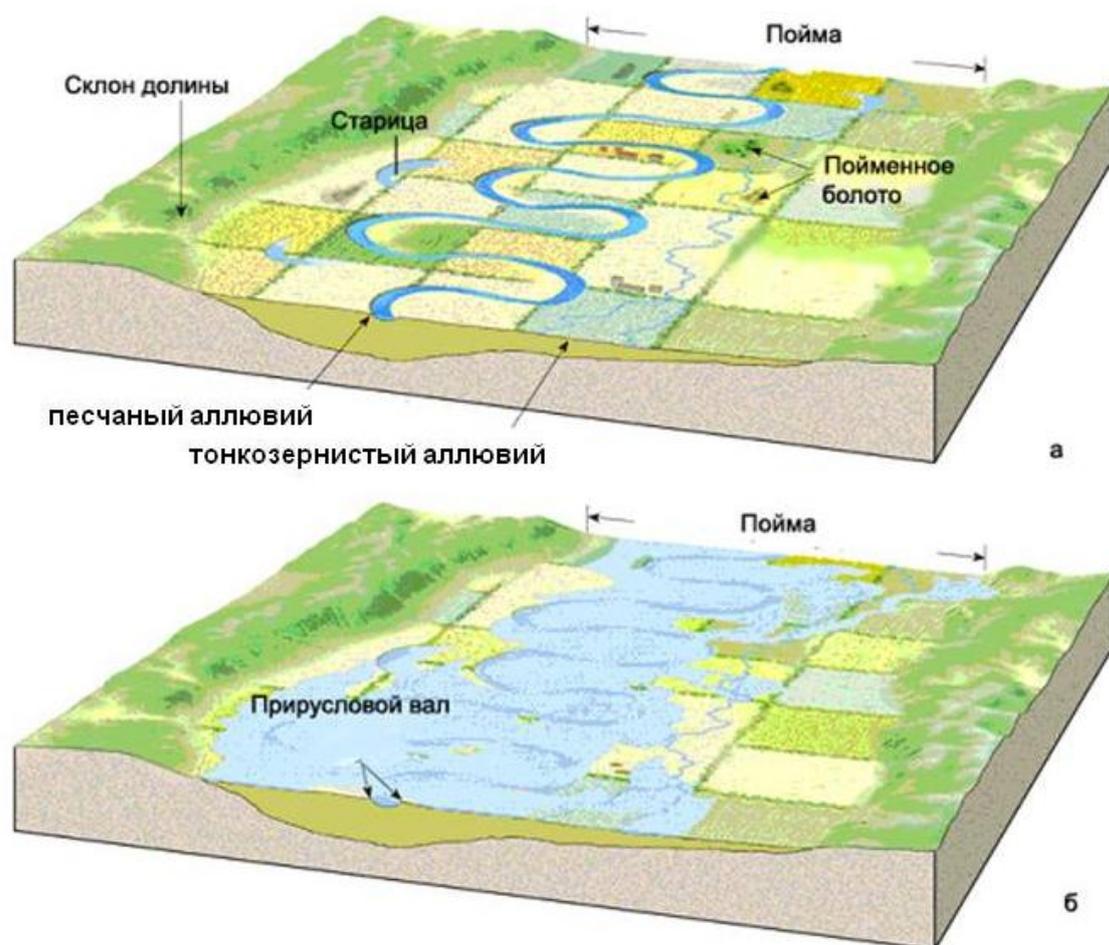


Рис. 46. Пойма (а), во время половодья (б)

Пойма образуется почти на всех реках (как горных, так и равнинных), имеющих переменный уровень воды и находящихся в стадии врезания, аккумуляции или стабильного состояния продольного профиля. Пойма может отсутствовать только на участках порожисто-водопадного русла и в узких ущельях. Высота пойм зависит от высоты половодья. У рек, впадающих в крупные приемные бассейны, высота половодья убывает к устью. В соответствии с этим убывает и высота поймы.

Высота половодий изменяется от года к году, поэтому наиболее высокие участки поймы затопляются редко, один раз в 10 или даже в 100 лет. В связи с этим не всегда легко установить границу между поймой и надпойменной террасой. В таких случаях приходится руководствоваться почвенно-ботаническими признаками: смена луговых почв почвами зонального типа и появление в растительном покрове видов, не выносящих затопления (например, ковыля), помогают установить границу разлива, то есть границу поймы.

Речная пойма подразделяется на три части: прирусловую, центральную и притеррасную (рис. 47).

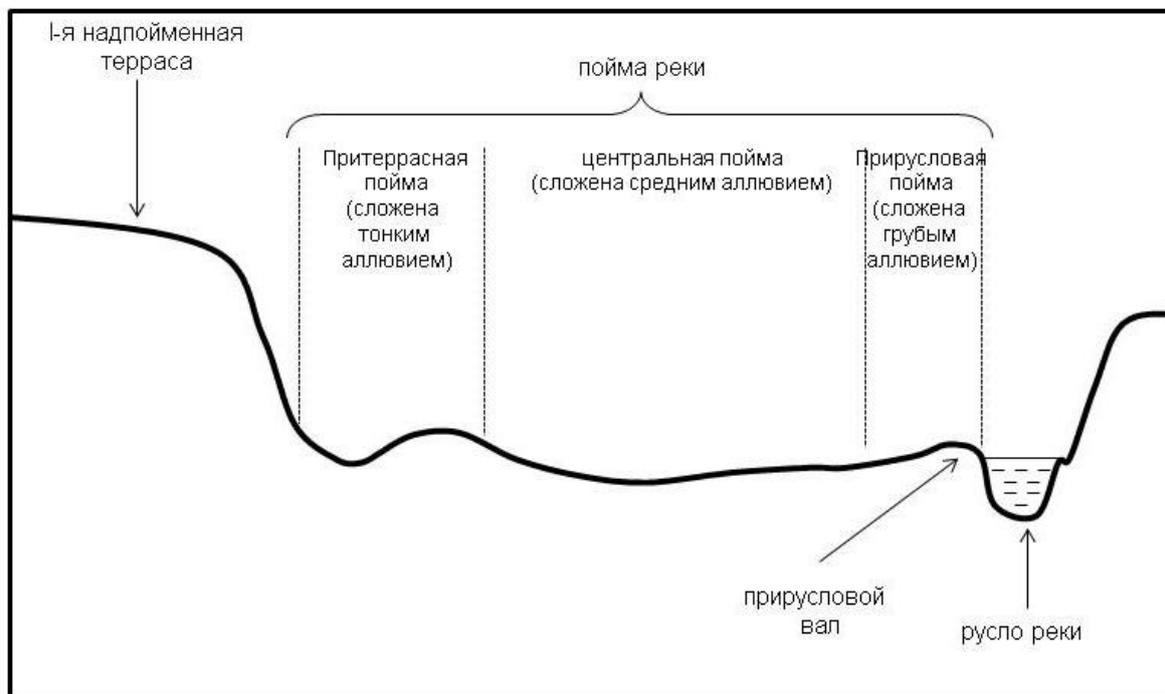


Рис. 47. Схема строения речной поймы

Прирусовая часть поймы расположена у русла реки и обычно несколько повышена (образует прирусовой вал) и имеет рыхлый, часто песчаный грунт (сложена грубым аллювием) поскольку песчаные частицы, как более тяжелые, будут оседать быстрее, чем илистые, а потому их отложения располагаются у самой реки, там, где течение более медленное, то есть в прирусовой части.

Центральная часть поймы располагается за прирусовым повышением (прирусовой поймой) она обычно плавно понижается, образуя неглубокую и широкую котловину. По этой котловине весной во время половодья устанавливается быстрое течение, образуется как бы второе русло, причем вода осаждает уже более мелкие илистые частицы (средний аллювий). Эта часть поймы самая широкая и наиболее важная с хозяйственной точки зрения. Далее, по направлению к коренному берегу, пойма снова понижается, переходя в притеррасную часть поймы.

Притеррасная часть поймы расположена у самого склона первой надпойменной террасы. Здесь нередко протекает маленькая речка или располагаются небольшие озера и заводи, или просто сильно заболоченные

луга. Повышенная влажность притеррасной части поймы обуславливается, с одной стороны, сохраняющейся здесь от половодья влагой, с другой - водами, стекающими сюда с водораздела по склонам и под землей (грунтовые воды). Эта часть поймы сложена наиболее мелкими илистыми и коллоидными частицами (тонкий аллювий).

Во всех частях поймы равнинных рек обычно формируются плодородные почвы. Ежегодные отложения ила обогащают почвы, и потому они способны давать богатые урожаи. В этом отношении наиболее ценной частью поймы является центральная, где осаждается много ила. Прирусловая часть уступает ей вследствие своей опесчаненности и меньшей влажности, притеррасная же полоса более бедна наносами и обычно сильно заболочена.

Поймы горных рек плохо изучены. Обычно они уже, чем в долинах равнинных рек. Пойменный аллювий имеет малую мощность и ограниченное распространение. Русловой аллювий часто представлен маломощной толщей крупно галечниковых наносов и валунами, залегающими на цоколе из коренных пород или на крупных глыбах, скатившихся с горных склонов.

Сформировавшиеся поймы не являются омертвевшими формами рельефа. Изменение поймы и ее рельефа протекает особенно интенсивно во время высоких половодий (на пойме и в русле устанавливается единое течение).

Следующим элементом речной долины являются ***речные террасы***.

На склонах многих речных долин выше уровня поймы можно наблюдать выровненные площадки различной ширины, отделенные друг от друга более или менее четко выраженными в рельефе уступами.

Ступенеобразные формы рельефа, протягивающиеся вдоль одного или обоих склонов речной долины на десятки и сотни километров, в строении которых принимают участие аллювиальные отложения, называют речными террасами.

Террасы свидетельствуют о том, что когда-то река текла на более высоком гипсометрическом уровне и что они являются ничем иным, как древними поймами, вышедшими из-под влияния реки в результате глубинной эрозии. Причин, ведущих к образованию террас много.

Живая сила водного потока зависит от массы воды. Если в бассейне реки климат изменяется в сторону увлажнения и река становится более полноводной, возрастает ее эрозионная способность. Происходит нарушение установившегося ранее равновесия между размывающей способностью

реки и сопротивлением пород размыву. Река начинает углублять свою долину, вырабатывать новый профиль равновесия, соответствующий новому режиму. Прежняя пойма выходит из-под влияния реки и превращается в надпойменную террасу. Так как транспортирующая и эрозионная способности потока растут в большей степени, чем расход воды, интенсивность глубинной эрозии увеличивается вниз по течению. В низовьях реки глубинная эрозия ограничивается положением базиса эрозии, поэтому максимум ее наблюдается в среднем течении реки.

Другой причиной образования террас является изменение положения базиса эрозии. Представим себе, что уровень бассейна, в который впадает река, понизился. В результате река, которая в низовьях отлагала материал, начнет врезаться в собственные отложения и вырабатывать новый профиль равновесия, соответствующий новому положению базиса эрозии. Врез от устья будет распространяться вверх по течению реки до того места, где прежний уклон продольного профиля настолько значителен, что его увеличение, вызванное регрессивной эрозией, практически не будет сказываться на эрозионной способности реки. В конечном счете, на месте прежней поймы образуется терраса, относительная высота которой вверх по реке убывает.

Образование террас может быть связано с эпейрогеническими движениями. Эпейрогеническое поднятие территории, по которой протекает река, приводит к увеличению уклонов, а, следовательно, и усилению эрозионной способности реки. Река начинает углублять свою долину, ее прежняя пойма постепенно превращается в надпойменную террасу.

Описанные процессы могут повторяться или накладываться друг на друга, поэтому количество террас в долинах разных рек и в разных частях долины одной и той же реки может быть различным.

Относительный возраст морфологически выраженных террас определяется их положением по отношению к меженному уровню воды в реке: чем выше терраса, тем она древнее. Счет террас ведется снизу - от молодых к более древним. Самую низкую террасу, возвышающуюся над поймой, называют первой надпойменной террасой. Выше располагается вторая надпойменная терраса и т.д. У каждой террасы различают площадку, уступ, бровку и тыловой шов.

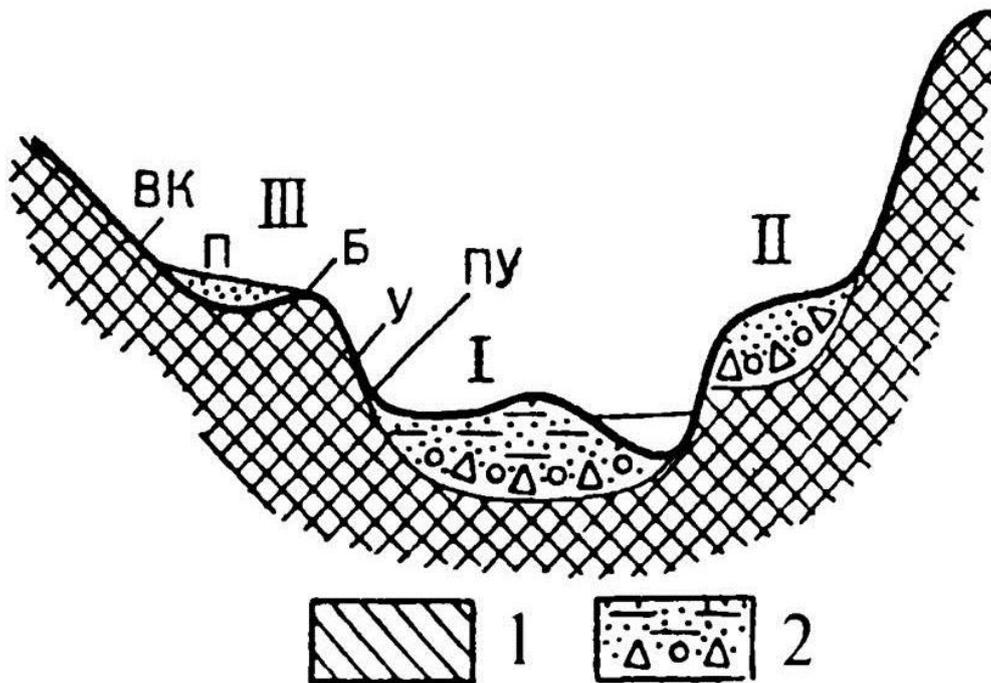


Рис. 48. Схема строения речной поймы

Пояснения к рисунку: 1 - коренные породы; 2 - аллювиальные отложения.

Элементы террасы: П - площадка террасы; Б - бровка; У - уступ; ВК - внутренний край (тыловой шов); ПУ - подножие уступа. I - пойма (аккумулятивная); II - первая надпойменная терраса (цокольная); III - вторая надпойменная терраса (эрозионная)

Асимметрия речных долин.

Поперечный профиль речных долин нередко бывает асимметричным. Причины асимметрии долин разные. Двигаясь вниз или вверх по долине, очень часто можно наблюдать увеличение крутизны то левого, то правого склона.

Это, как правило, зависит от того, к какому склону долины подходит русло реки, а также от быстрого изменения состава или условий залегания горных пород, слагающих склоны долины. Однако в природе имеют место и такие случаи, когда один склон долины постоянно круче другого на протяжении многих километров. Такую асимметрию С.С. Воскресенский называет устойчивой.

Причины, вызывающие асимметрию склонов долин, можно разделить на три группы: тектонические; планетарные, связанные с вращением Земли вокруг своей оси; причины, обусловленные деятельностью экзогенных и, в первую очередь, склоновых процессов.

Тектоническая основа асимметрии склонов встречается очень часто. В одних случаях она обусловлена особенностями геологического строения

субстрата, в других - непосредственным влиянием новейших тектонических движений.

Асимметрия склонов возникает неизбежно, если долина заложилась вдоль сброса, крылья которого сложены породами различной устойчивости, или по контакту магматических и осадочных пород.

К тектонической группе причин, обуславливающих асимметрию долин, можно отнести и так называемую топографическую теорию А.А. Борзова, А.В. Нечаева, по которой перекокс исходной ровной поверхности, вызванный неравномерным поднятием или деформацией, приводит к неравенству стока со склонов долин, перпендикулярных уклону. В результате склон долины, совпадающий с направлением уклона топографической поверхности, будет разрушаться и выколаживаться быстрее.

Однако имеется много примеров асимметрии долин, которые никак нельзя объяснить только геологическими причинами.

Известно, например, что большинство крупных рек северного полушария имеют крутой правый берег и пологий левый. Это объясняется силой Кориолиса, отклоняющей течение рек вправо (в южном полушарии - влево). Таковы на большом протяжении долины рек Волги, Днепра, Оби, Енисея, Лены, Амура, Параны и др.

Асимметрия речных долин может возникнуть и в результате деятельности склоновых процессов. Так, асимметрия склонов может образоваться из-за многочисленных оползней, возникающих на склоне, совпадающем с наклоном пластов. К этой же группе факторов относится влияние преобладающих ветров или преобладающих влажных (приносящих осадки) ветров.

Вопросы для самоконтроля:

1. Что понимают под флювиальными процессами?
2. Чем отличаются эрозионные формы рельефа от аккумулятивных?
3. Что понимают под энергией водного потока?
4. Чем отличается глубинная эрозия от боковой?
5. Что понимают под общим базисом эрозии?
6. Что такое предельный профиль равновесия?
7. Дайте определение понятиям: катаракта, водопад и порог.
8. Как переносится материал, образующийся в результате эрозионной работы постоянных водотоков?
9. Что понимают под эрозионной бороздой? Каковы ее размеры и строение?
10. Дайте определение понятию сальтация.
11. Что понимают под эрозионной рывиной? Каковы ее размеры и строение?
12. Что такое овраги и как они образуются?
13. Каково строение оврагов?
14. Чем отличаются ложбины от потяжин?

15. Чем отличаются донные и береговые (первичные) овраги?
16. Что такое балка и каковы ее геоморфологические особенности?
17. Что такое балочные террасы?
18. Что такое пролювий?
19. Что понимают под речной долиной?
20. Что такое реки?
21. Что понимают под руслом реки и меженью реки?
22. Дайте характеристику плесам и перекатам.
23. Что такое меандр? Охарактеризуйте элементы меандра.
24. Что такое пойма? Каково ее строение, и из какого материала она сложена?
25. Что такое паводок?
26. Что такое речные террасы и каковы их геоморфологические особенности?
27. С чем связана асимметрия речных долин?

7.4. Карстовые формы рельефа

Под термином *карст* понимают совокупность специфических форм рельефа и особенностей наземной и подземной гидрографии, свойственной некоторым областям, сложенным растворимыми горными породами, такими, как каменная соль, гипс, известняк, доломит и др. (рис. 49).

И хотя каменная соль и гипс обладают большей растворимостью, чем известняки и доломиты, гипсовый и соляной карст развит сравнительно мало из-за незначительного распространения этих пород, особенно выходов их на дневную поверхность.



Рис. 49. Проявление карстовых явлений на земной поверхности

Известняки и доломиты в обычных условиях характеризуются слабой растворимостью. Кроме того, в определенных физико-географических условиях химическая агрессивность воды в областях распространения карбонатных пород может существенно возрасти и, если это еще сочетается с благоприятными геологическими условиями, возникают наиболее вырази-

тельные и занимающие обширные пространства карстовые ландшафты, приуроченные именно к карбонатным породам. Поэтому, имея в виду преимущественную приуроченность карстовых образований к областям развития известняков, можно считать, что наиболее изучен и наиболее распространен именно *карбонатный (чаще известняковый) карст*.

Сущность карстовых процессов заключается в растворении породы атмосферными, талыми, подземными, а в некоторых случаях и морскими водами.

Главное условие растворимости известняка - достаточное количество растворенного CO_2 в воде. Тогда вода становится химически агрессивной и энергично воздействует на карбонатные породы.

Кроме углекислоты растворяющее действие на известняки могут оказывать и другие кислоты, например гуминовая, серная. Объясняется это тем, что CaCO_3 и MgCO_3 довольно трудно растворимы в воде, образуют с углекислотой легко растворимые бикарбонаты $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$.

К другим важнейшим условиям, определяющим развитие карста, относятся:

- рельеф - на горизонтальных и пологонаклонных поверхностях, как правило, карстовые образования возникают быстрее и представлены разнообразнее, чем на крутых склонах;

- чистота и мощность известняков - чем чище и мощнее толща известняков, тем интенсивнее они подвержены карстообразованию;

- структура породы - грубообломочные или ракушечные известняки карстуются гораздо меньше, чем однородные мелкозернистые известняки;

- климат, т.е. температурный режим, количество и характер выпадающих осадков, наличие многолетней мерзлоты, препятствующей проникновению воды в карстующиеся породы; климатом обуславливается также характер растительного покрова, способствующего повышению химической агрессивности воды (вследствие разложения растительных остатков вода обогащается CO_2 , гуминовыми кислотами, азотной кислотой и др.);

- трещиноватость карстующихся пород - при наличии трещиноватости возникает возможность проникновения агрессивных вод в толщу породы и образования различных форм подземного карста, а также оттока вод, насыщенных диоксидом углерода, с поверхности в глубь карстующихся пород.

Подземная циркуляция, т.е. гидрогеологические условия, имеют важнейшее значение для развития карстового процесса. В каждой карстовой

области можно выделить три этажа, или зоны, различающиеся по гидрогеологическому режиму (рис. 50). Верхняя зона охватывает толщу породы от ее выхода на поверхность до зеркала грунтовых вод. Это зона аэрации, или зона вертикальной циркуляции, в которой преобладает периодическое (во время дождей или таяния снега) свободное гравитационное движение влаги.

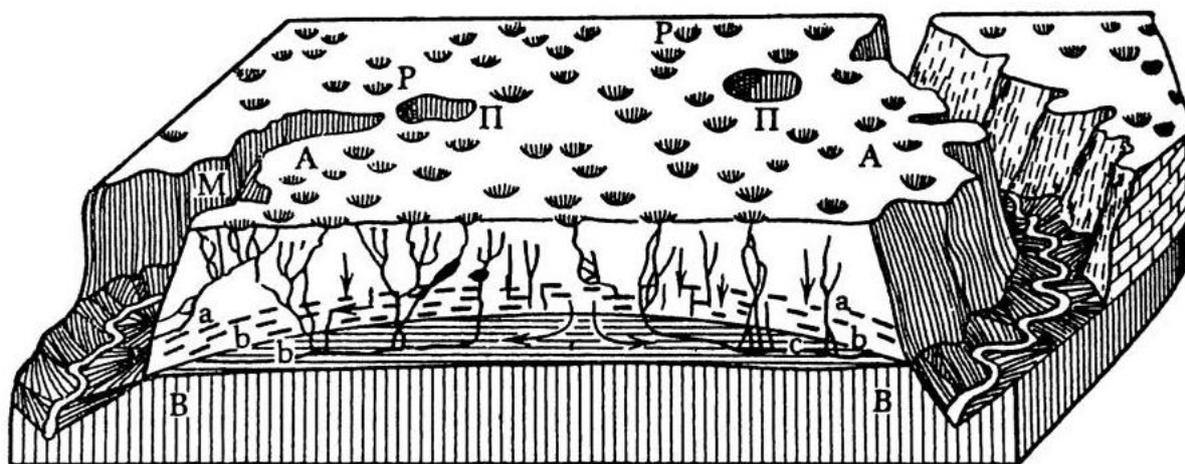


Рис. 50. Карстовый массив (по И.С. Щукину)

Пояснения к рисунку: А-А - мощная известняковая свита; В-В - водоупорная порода; Р - карстовые воронки; П - крупные провалы над подземными пустотами; а-а - зона аэрации и эфемерных источников; б-б - зона постоянного полного насыщения и постоянных источников (стрелками показано направление циркуляции подземных вод); М - мешкообразная долина

В зоне периодически полного насыщения совершаются резкие колебания уровня подземных вод, связанные, прежде всего с периодическим поступлением воды с поверхности. Циркуляция воды в этой зоне близка к горизонтальной, но может происходить и с большим уклоном водной поверхности у края карстовой области.

Зону периодически полного насыщения чаще всего рассматривают как наиболее активную в отношении глубинного карстообразования, в частности пещерообразования. Границы ее - наивысший и наинизший уровни зеркала грунтовых вод.

Нижняя зона - зона постоянного полного насыщения, верхняя граница которой является наинизшим уровнем зеркала грунтовых вод, нижняя - водоупорным горизонтом. Циркуляция в ней преимущественно горизонтальная. По окраинам карстовой области эта зона дает начало рекам, карстовым источникам, через которые происходит разгрузка подземных вод на земную поверхность.

Положение зон в карстующихся массивах зависит от ряда причин: мощности карстующихся пород и их трещиноватости; расчлененности рельефа карстовых областей и глубины вреза речных долин; наличия в составе карстующихся пород прослоек или линз нерастворимых глинистых пород, которые могут служить водоупорными горизонтами, способствующими образованию **верховодки** - *временному или сезонному скоплению подземных вод в зоне аэрации*.

В областях восточно-европейского типа карста выделяются два этажа развития полостей. Нижний этаж сложен карстующимися породами разного состава и возраста, в которых развиты различные карстовые формы - воронки, котловины, колодцы, трещины, - по форме и размерам аналогичные тем, которые развиваются в настоящее время в голом карсте.

Образование карстовых форм происходило в различные эпохи континентального развития территорий, когда карстующиеся породы находились на поверхности и подвергались разрушению. В различных областях эти эпохи приходятся на разные интервалы времени. Так, в центральной части Русской равнины эпоха карстообразования продолжалась от позднего карбона (а местами от позднего девона) до четвертичного времени, когда карстующиеся породы были перекрыты четвертичными отложениями. На востоке Восточно-Европейской платформы образование карстовых форм началось с конца ранней или начала поздней перми, а на юге местами с позднего мела.

Верхний этаж представлен покровной толщей, сложенной рыхлыми, преимущественно песчаными, а также глинистыми и лессовидными отложениями.

По генезису это флювиогляциальные, аллювиальные, эолово-делювиальные отложения, морены, имеющие четвертичный возраст.

Их мощность самая различная - от первых до нескольких десятков метров. Граница с нижележащими карстующимися породами может находиться выше или ниже уреза рек.

В образовании поверхностных форм участвуют **суффозия**¹⁹, развивающаяся в рыхлой толще, и **коррозия**, идущая в карстующихся породах.

¹⁹ **Суффозия** - (suffosio - подкапывание) - выщелачивание растворимых (хлоридных, хлоридно-сульфатных, карбонатных) солей почвы, нарушение микроагрегатной структуры грунтов и вымывание в глубину с нисходящими токами воды тончайших частиц горной породы, в дальнейшем также выносимых подземными водами. Это вызывает оседание всей вышележащей толщи с образованием на поверхности замкнутых понижений; либо мелких (микрозападин, блюдец, западин, воронок), либо более крупных (падин). Диаметр первых до 10, редко до 100-500 м при глубине от 10 до 150 см, вторых 0,6-1,5 км при глу-

Основная масса поверхностных форм образуется в процессе перемещения водой песчаных, суглинистых или глинистых частиц вниз и вымывания их в подземные карстовые полости. Поверхностная вода (дождевая, талая, паводковая), просачиваясь или фильтруясь сквозь рыхлую толщу, увлекает мелкие частицы. На поверхности образуется **блюдце** - *первичная суффозионная форма в виде неглубокого (0,5-1 м) округлого понижения, диаметром в первые метры, часто заросшего растительностью*. Вода движется по уклону до ближайшей трещины, поглощающей воду. Здесь увеличивается скорость движения воды, она увлекает все большее количество рыхлых частиц вниз в карстовые полости. В нижней части песчаной толщи возникает полость, которая растет вверх до поверхности, в результате чего образуется поверхностная форма - **воронка просасывания** или **карстово-суффозионная**. При этом не всегда поверхностная форма располагается над подземной.

По форме и размерам воронки практически аналогичны коррозионным. На их дне также существуют поноры. Из-за того, что воронки образуются в рыхлых отложениях, они быстрее выполаживаются и задерновываются. На склонах воронок в рыхлых отложениях часто образуются эрозионные борозды, промоины.

Благоприятными условиями развития карстово-суффозионных форм рельефа являются:

- высокая степень водопроницаемости рыхлых покровных отложений;
- достаточное количество поверхностной воды;
- уровень подземных вод должен быть ниже поверхности карстующихся пород, чтобы обеспечивать нисходящую фильтрацию поверхностной воды из покровных отложений в карстовые полости;
- наличие открытых трещин, понор, полостей в карстующихся породах.

Вопросы для самоконтроля:

1. Что понимают под карстом?
2. В чем заключается сущность карстовых процессов?
3. Какие условия необходимы для образования карста?
4. Опишите строение карстового массива
5. Что понимают под верховодкой?

бине 150-200 см. Суффозионные понижения особенно характерны для лёссов и лёссовидных грунтов. Очень хорошо (лучше, чем в натуре) выделяются на аэрофотоснимках.

6. Дайте определение понятию суффозия. Какие формы рельефа имеют суффозионное происхождение?
7. Какие условия необходимы для образования карстово-суффозионных форм рельефа?

7.5 Гляциальные и флювиогляциальные формы рельефа

Гляциальные рельефообразующие процессы обусловлены деятельностью льда. Обязательным условием для развития таких процессов является оледенение, т.е. длительное существование масс льда в пределах данного участка земной поверхности. Оледенение возможно лишь в том случае, если данный участок находится в пределах хиносферы. *Хиносфера* (от греч. *chion* - снег и *sphaira* - шар) - условное понятие, под которым подразумевается слой тропосферы с положительным балансом твердых атмосферных осадков независимо от того, достигает нижняя граница хиносферы поверхности Земли или нет.

С нижней границей хиносферы часто отождествляют снеговую границу, или снеговую линию, в горах, т.е. высотный уровень, выше которого снег и другие твердые осадки могут сохраняться на горизонтальных незатененных поверхностях хотя бы в виде отдельных небольших пятен в течение всего года, т.е. накопление твердых осадков преобладает над их таянием и испарением.

Высотное положение снеговой границы находится в прямой зависимости от климата. Так, в Андах, в районе Магелланова пролива она располагается на высоте 900 м, а на широте южного тропика - выше 6700 м. Наиболее высокое положение снеговой границы наблюдается в тропическом поясе. В экваториальном поясе она располагается несколько ниже из-за большого количества осадков и менее высоких среднегодовых температур (на горе Килиманджаро высота снеговой границы 5500 м). От экватора по направлению к северу и югу высота снеговой границы снижается: на Шпицбергене она наблюдается на высоте 600 м, на северных островах Земли Франца-Иосифа - на высоте 50 м, а вблизи полюсов опускается до уровня моря.

Верхняя граница хиносферы является функцией влажности воздуха и реально существует лишь в центральных частях Антарктиды и Гренландии. Различают два типа природного льда - *водный* и *снежный*. Водный лед образуется при замерзании вод суши или океана. Снежный лед образуется при метаморфизации снега. Снег в результате многократного замерзания и оттаивания, а также давления приобретает крупнозернистую структуру,

превращается в *фирн*, который в процессе дальнейшего преобразования превращается в глетчерный лед, т.е. лед ледников суши.

В течение геологической истории климат Земли неоднократно изменялся: в холодные эпохи нижняя граница хионосферы понижалась, и оледенение распространялось на большие территории, в эпохи потеплений граница хионосферы поднималась, что приводило к сокращению оледенения, смене ледниковой эпохи межледниковьем.

Оледенения происходили в различные периоды геологической истории Земли, свидетельством чему являются древние ископаемые ледниковые отложения (*тиллиты*), встречаемые на разных континентах среди отложений нижнего протерозоя, венда, верхнего ордовика, карбона и перми. Но особенно мощные оледенения, оставившие отложения и различные формы рельефа, происходили в четвертичный период. На протяжении четвертичного периода было пять-семь ледниковых эпох. Во время теплых межледниковых эпох льды полностью стаявали или площадь, занятая ими, значительно сокращалась.

Причиной развития оледенений так же, как и климата Земли, является неравномерное во времени распределение солнечного тепла на поверхности Земли. Это зависит от периодически изменяющихся параметров земной орбиты: ее эксцентриситета, наклона земной оси к плоскости ее движения вокруг Солнца (эклиптики) и др. Югославский ученый М. Миланкович рассчитал количество солнечного тепла, поступающего на Землю в Северном полушарии на 65° с.ш., в зависимости от изменения всех параметров за последние 600000 лет. Минимальное количество тепла приходится на время основных оледенений Северного полушария.

Каждое оледенение состоит из последовательно сменяющихся друг друга стадий развития, совокупность которых американский гляциолог В. Г. Хоббс в начале XX века назвал *ледниковым циклом*. На разных стадиях оледенений, от зарождения ледников до их максимального развития и последующего отмирания, меняется форма ледников и тип оледенения.

В начальную стадию на равнинах в области зарождения ледников возникают *ледниковые шапки*, которые, увеличиваясь в размерах и объединяясь, образуют *ледниковый щит*. Последний, разрастаясь, под действием давления льда начинает растекаться в разные стороны. Образуются отдельные потоки льда,двигающиеся прежде всего и далее всего по понижениям рельефа. В стадию максимального развития ледники, объединяясь и сливаясь, образуют ледниковый покров. В стадию деградации (таяния) лед-

никовый покров сокращается в размерах (отступает), распадается на отдельные потоки и может полностью исчезнуть. Сокращение покрова идет от краев к центру из-за того, что таяние на краях покрова происходит интенсивнее, чем приток льда из области питания. Или ледниковый покров тает одновременно - и в центре, и по краям, что связано с быстрым потеплением климата. Тогда движение льда прекращается, и масса льда становится мертвой.

В горах, когда их высокие части оказываются в пределах хионосферы, на начальной стадии образуются небольшие **каровые ледники**. **Кар** - углубление, напоминающее чашу или кресло.

Кары имеют крутые скалистые стенки и вогнутые днища. Снег, по мере накопления, превращается в фирн и лед, который, увеличиваясь в массе, переполняет кар и начинает из него вытекать, спускаясь по склону в долину. В устье кара нередко существует выступ коренного ложа (*порог*), над которым образуется перегиб ледяного потока, возникает система трещин, перпендикулярных движению льда, - **ледопад** (рис. 51 А). Сначала образуется **карово-долинный** (рис. 51 Б), а затем долинный ледник. Когда ледники заполняют систему речных долин, точнее, верховий речных долин, оледенение становится долинным.

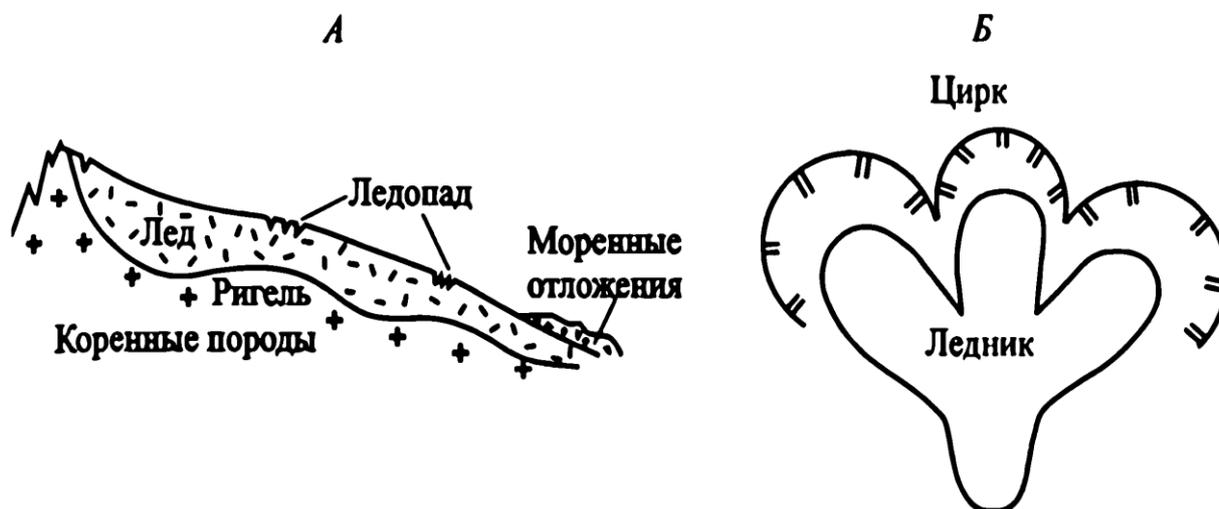


Рис. 51. Продольный разрез ледника (А); цирк, образованный слившимися карами и карово-долинный ледник (Б)

По мере развития долинные ледники, увеличиваясь в размерах и принимая ледники боковых притоков, превращаются в **дендритовые**, или **древовидные** (по форме напоминают ветви деревьев).

Длина таких ледников достигает многих десятков километров. Так, современный ледник Федченко на Памире имеет длину 80 км, а ледник Беринга на Аляске - 203 км.

В стадии максимального развития оледенения ледники переполняют речные долины, лед распространяется и на водоразделы, перекрывает их, и оледенение становится сначала полупокровным, или сетчатым, с отдельными торчащими среди льда грядами и вершинами, а затем - покровным. Такое развитие оледенения - от карового, долинного к покровному типу - представляет собой *трансгрессивный* (или прогрессивный) *тип*.

В стадию отмирания, или деградации, оледенения процесс идет в обратном направлении, образуется регрессивный тип оледенения: от покровного к долинному, а затем к каровому или полному исчезновению. Так заканчивается ледниковый цикл, который может повториться через десятки или сотни тысяч лет. В настоящее время оледенение повсеместно находится в стадии отмирания. В некоторых горах ледники исчезли, в других еще продолжают существовать.

Каровый тип оледенения характерен для полярного Урала, а долинный - для Кавказа, Тянь-Шаня, хребтов Аляски, Анд, Гималаев и многих других горных стран.

Лед является одним из агентов, активно преобразующих земную поверхность. Он разрушает эту поверхность, производя экзарацию, и в то же время аккумулирует обломочный материал.

Соответственно выделяются *экзарационные* и *аккумулятивные* формы рельефа. Они существенно различны в горных и равнинных областях.

Рельеф горных оледенений. Во многих горных странах широко развито современное оледенение, представленное ледниками разной формы. Помимо каровых, долинных, дендритовых ледников, выделяется еще целый ряд ледников, форма которых зависит от рельефа или неотектонических структур.

Ледники плоских вершин, существующие, например, в Центральном Тянь-Шане, образуют ледяные «шапки» на плоских водоразделах - остатках древних поверхностей выравнивания (пенепленов). Такие ледники не имеют скального обрамления. Питание их происходит исключительно за счет атмосферных осадков, выпадающих на их поверхность. **Кальдерные ледники** заполняют кратеры и кальдеры потухших вулканов. Некоторые вершины вулканов покрыты льдом, растекающимся по радиальным эрозионным

склоновым ложбинам, образуя звездчатый рисунок (характерны для потухших вулканов Эльбрус и Казбек на Кавказе, ряда ледников Камчатки, Анд и др.).

Ледники предгорные (типа Маласпина по названию ледника на Аляске) представляют ледяные покровы у подножий гор. Они образованы слившимися концами ледников, вышедших из горных долин и растекшихся по предгорной равнине.

Экзарационные формы в горах представлены карами, а также *цирками* и *трогами*. Кары образуются в вершинном поясе гор, где действуют процессы разрушения пород под действием замерзающей и оттаивающей воды, снега и льда. Несколько слившихся каров, у которых боковые стенки разрушены, превращаются в более крупную форму - цирк (рис. 51 Б).

Современные кары и цирки врезаются в водоразделы с противоположных склонов, превращая их в узкие скалистые гребни.

Отдельные вершины, сохраняющиеся между карами, имеют остроконечную форму и называются карлингами. Такого типа рельеф скалистых водоразделов, остроконечных вершин, каров и цирков, заполненных ледниками и снежниками, называется *альпийским*.

Троги - ледниковые крутосклонные долины, имеющие широкие плоские днища, на которых после таяния льда лежат морены. Ледник не выпахивает новую долину, а моделирует, то есть изменяет существовавшую до оледенения речную долину. Последняя обычно имеет V-образную в поперечном сечении и извилистую в плане форму. Ледник воздействует боковыми частями на склоны долины, срезает их выступы и таким образом спрямляет долину. Она становится плоскодонной широкой, напоминающей корыто.

Ледники в горах перемещают и откладывают громадное количество обломочного материала, образующего *морены*. Этот материал попадает в лед преимущественно со склонов трогов, цирков и каров. Среди морен выделяются движущиеся и отложенные. К *движущимся моренам* относятся донная, боковая, срединная, внутренняя, поверхностная.

Донная морена образуется в процессе включения в лед обломков, срывааемых с субстрата во время движения льда. *Боковая морена* прилегает к склонам трога, она возвышается валом над поверхностью льда и движется вместе с ним. Морена сложена обломками пород, падающими со склонов трога. *Срединная морена* образуется из боковых морен сливающихся ледников. Она выделяется темными полосами на поверхности льда. *Поверхностно-*

стная, или *абляционная морена* образуется при вытаивании обломков, включенных в лед. Ее материал приобретает некоторую сортировку и слабую окатанность под действием талых вод, текущих по поверхности льда во время его таяния. *Внутренняя морена* образуется в результате включения в толщу льда обломков пород боковой, срединной и поверхностной морен при погребении их нарастающим льдом.

Отложенные морены включают основную, боковую и конечную морены. *Основная морена* образуется из дойной морены и спроектированных на нее внутренней и поверхностной морен. В результате образуется масса несортированного неслоистого и не окатанного материала. Только в верхней части материал может быть несколько окатан и сортирован за счет наложения абляционной морены. Рельеф основной морены - беспорядочно бугристый, холмистый, с западинами, иногда заполненными водой.

Боковая морена - спроектированная на субстрат аналогичная движущейся морене. Рельеф боковых морен неровный, бугристый, их склоны, обращенные к леднику, крутые. Обычно они образуют валы, отделенные от основной морены руслами водно-ледниковых потоков.

Конечная морена образуется у конца ледника в процессе его таяния. Здесь сгружался приносимый ледником обломочный материал, поэтому ее мощность превышает мощность основной морены, над которой она возвышается в виде вала высотой несколько десятков метров. Конечная морена, соединяясь с валами боковых морен, в виде подковы оконтуривает конец ледника.

Рельеф покровных оледенений. Под этим названием принято обозначать современное оледенение Антарктиды, Гренландии, некоторых арктических и антарктических островов, а также древние оледенения платформенных равнин Северного полушария.

Масштабы *современного оледенения* можно представить, если сравнить площадь, занятую современным горным оледенением, равную примерно 200 тыс. км², с площадью покровного оледенения Антарктиды и Гренландии, превышающей 15 млн км². Из них более 13 млн. км² приходится на Антарктиду и только около 2 млн. км² - на Гренландию и арктические и антарктические острова.

В настоящее время снеговая линия, или нижняя граница хионосферы, находится в Антарктиде на уровне моря или даже ниже его, в Гренландии несколько выше. Под давлением льда поверхность Антарктиды местами

опущена почти на 800 м, а Гренландии - на 500 м ниже уровня моря. Подледный рельеф Антарктиды сложно и глубоко расчленен

Ледниковый покров Антарктиды и Гренландии имеет форму щита, скрывающего доледниковый рельеф. Его выпуклая поверхность, образованная за счет постоянной аккумуляции твердых осадков, превышает в Антарктиде 4500 м абсолютной высоты, а в Гренландии - 2700-2800 м. В результате неравномерного давления лед радиально растекается от центра к периферии, где его мощность сокращается до нескольких сот метров.

Современное оледенение арктических и субантарктических островов является сетчатым, или полупокровным. Здесь выделяются ледяные шапки, покрывающие плоские поверхности плато. В коренные породы врезаны кары и цирки; из них спускаются ледники, при слиянии которых образуются обширные ледяные поля.

На протяжении четвертичного периода (около 1,8 млн лет) было несколько покровных оледенений, оставивших после себя своеобразный рельеф.

Наиболее крупные оледенения имели место в раннем, среднем и позднем плейстоцене. На Восточно-Европейской платформе это соответственно *окское*, *днепровское*, *московское* и *валдайское* оледенения, причем каждое последующее оледенение было меньше предшествующего (рис. 52).



Рис. 52. Карта-схема распространения древних покровных оледенений на территории Восточно-Европейской равнины

Пояснения к рисунку: Ок - окское, Д - днепровское, М - московское, К - калининское, Ост - ошашковское оледенения

В Северном полушарии основными центрами оледенений были Канадский щит в Северной Америке, Балтийский щит и Северный Урал в Европе, Таймыр в Восточной Сибири. На сушу льды поступали также из замерзших северных морей и арктических островов Канадского архипелага, Новой и Северной Земли и др. Из центров оледенения лед растекался потоками во всех направлениях, но большей частью - к югу. Древние леднико-

вые покровы занимали площади, сравнимые с современными покровами Антарктиды и Гренландии.

Рельеф, оставленный более древними оледенениями, изменялся во время последующих оледенений и перекрывался сначала льдами, а после их таяния - моренами и водно-ледниковыми отложениями.

Поэтому большая его часть погребена. Он сохранился в значительно сглаженном виде лишь в периферических частях областей оледенений, которые не перекрывались более молодыми ледниковыми покровами, а также на поднятиях, обтекавшихся льдом. Непосредственно к ледниковому покрову примыкала территория перигляциальной зоны. Для нее характерны суровый тундровый климат, развитие мерзлоты, постоянно дующие с ледникового покрова сильные стоковые ветры, выносившие пыль, отлагавшуюся на водоразделах и поверхностях террас в виде покрова лессов или лессовидных суглинков. С отступанием ледников перемещалась и перигляциальная зона. В результате лессовые покровы на моренах и террасах, а также реликтовые мерзлотные формы развиты далеко на севере.

В пределах развития каждого древнего ледникового покрова рельеф разделяется на две области: экзарации и аккумуляции. Лучше всего их черты представлены в рельефе, оставленном наиболее поздним ледниковым покровом, растаявшим около 12-10 тыс. лет назад. В Европейской части России он назван *валдайским* (объединившим два оледенения - калининское и осташковское), в Западной Сибири - зырянским, в Западной Европе - вюрмским, в Северной Америке - висконсинским.

Область экзарации - это область зарождения, питания и наращивания толщины ледникового покрова (центр оледенения). Для валдайского оледенения так же, как и для более древних, - это в основном территория Балтийского щита со Скандинавскими горами. Мощность ледникового покрова во все эпохи оледенения достигала здесь 2-3 км, и здесь он существовал наиболее длительное время. Отсюда он растекался во все стороны отдельными потоками, непосредственно воздействуя на подстилающие горные породы и разнося их обломки на многие сотни километров. Именно здесь преобладают экзарационные формы рельефа. К ним относятся многочисленные ванны и котловины выпахивания разных размеров, ориентированные в направлении движения льда. Многие из них приурочены к тектоническим понижениям доледникового рельефа или к участкам бывших речных долин и существуют длительное время, возможно, с первых ледниковых эпох. В настоящее время большая их часть занята озерами.

Выступы коренных пород сглажены и отполированы льдом, что дало основание называть их «бараными лбами».

Вдоль побережий развит *ихерный рельеф* (затопленные неглубоким морем «бараньи лбы», выступающие в виде островов), «курчавые» скалы (сглаженные льдом). Ледники, спускавшиеся на север в море, выработали глубокие трюги, которые после таяния льда и повышения уровня моря были затоплены и превращены в заливы-фьорды.

Область аккумуляции ледникового материала занимает громадные площади. Здесь развиты ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа. В ледниковом покрове существовали автономные потоки льда, текущие с разной скоростью, в том числе из разных центров оледенения и питающих провинций.

Последние поставляли обломочный материал разного состава, характерного для определенной территории, на основании чего и определяются пути движения льда и разноса захваченных им обломков коренных пород. Каждый поток состоял из нескольких ледниковых лопастей, которые в свою очередь подразделялись на языки.

Деградация и отступление ледникового покрова, вызванная потеплением климата, ведет к вытаяванию из льда обломочного материала, неравномерно рассеянного в его толще. В результате образуется аккумулятивный рельеф моренных равнин, имеющий грядовый, холмистый, холмисто-грядовый, холмисто-западинный рельеф. Некоторые гряды вытянуты по направлению движения ледника и являются боковыми моренами слившихся ледниковых потоков. Высота холмов и гряд достигает 20-30 м, реже более.

Равнины сложены основной мореной, представляющей, по существу, донную морену, т. к. поверхностных морен у покровных ледников нет, и внутренние морены развиты слабо. В ее составе преобладают суглинки с рассеянными обломками пород разного размера: от дресвы до глыб. Чем моложе морена и чем ближе она к области экзарации, тем больше в ней крупных обломков - плохо окатанных валунов, глыб. В области аккумуляции последнего оледенения моренные холмы усеяны крупными валунами.

Из-за колебаний климата ледники наступали и отступали неравномерно (стадийно). Таких стадийных валов последнего валдайского ледникового покрова насчитывается до пяти-семи. Многие из них являются крупными аккумулятивными возвышенностями - Валдайская, Вепсовская и др.

Вопросы для самоконтроля:

1. Что понимают под гляциальными процессами?

2. Что такое хионосфера?
3. От каких факторов зависит гипсометрическое положение снеговой границы?
4. Чем отличается водный лед от снежного?
5. Что такое тиллиты?
6. Что является причиной развития оледенений на земной поверхности?
7. Что понимают под ледниковым циклом?
8. Что такое ледниковые шапки и ледниковый шит?
9. Что такое кар?
10. Что понимают под ледопадом?
11. Чем отличаются каровые, долинные и покровные типы оледенений?
12. Что понимают под экзарационными и аккумулятивными формами ледникового рельефа?
13. Дайте характеристику рельефа горных оледенений
14. Что такое трог и карлинги?
15. Дайте развернутую характеристику движущейся морене
16. Дайте развернутую характеристику отложенной морене
17. Охарактеризуйте ледниковый рельеф покровных оледенений
18. Дайте характеристику оледенениям четвертичного периода

7.6 Эоловые формы рельефа

Геоморфологические процессы и формы рельефа, связанные с деятельностью ветра, называются эоловыми (по имени повелителя ветров Эола в древнегреческой мифологии). Для морфологического проявления эоловых процессов необходимо сочетание физико-географических и геологических условий: незначительное количество атмосферных осадков, частые и сильные ветры, отсутствие или разреженность растительного покрова, интенсивное физическое выветривание горных пород и сухость продуктов выветривания. Деятельность ветра наиболее заметно проявляется при его воздействии на рыхлые пески и пыль. Такие условия наиболее ярко представлены в аридных странах, то есть в тропических пустынях, где осадки выпадают лишь спорадически и годовое их количество меньше 100 мм, а также в странах с семиаридным климатом (полусухой), свойственным пустыням умеренных широт.

Таким образом, проявление эоловых процессов связано с физико-географической зональностью, то есть с определенными соотношениями тепла и влаги.

Благоприятные условия для деятельности ветра складываются в арктическом и антарктическом климатических поясах (холодные пустыни).

В прошлом эоловые процессы активно протекали в перигляциальных областях в пределах зандровых равнин, примыкавших к краю материковых ледниковых покровов.

Нередко независимо от климатических условий большие скопления рыхлого песка наблюдаются на морских берегах. Систематическое поступление песка на пляж благоприятствует геоморфологической деятельности ветра на морских берегах практически при любых климатических условиях, поскольку песок не сразу закрепляется. Известно, например, что на берегах полуострова Ямал (зона тундры) широко распространены эоловые формы рельефа. Возникают эоловые формы рельефа и в речных долинах при интенсивном поступлении песчаного аллювиального материала.

Таким образом, пустыни и полупустыни, аккумулятивные песчаные берега морей, участки интенсивного накопления песчаного материала в речных долинах - это те районы, где деятельность ветра протекает наиболее интенсивно.

Выделяют следующие виды эоловых процессов: *дефляция* - процесс выдувания или развевания рыхлого грунта; *корразия* - механическое воздействие на поверхность горных пород обломочным материалом, перемещающимся под действием ветра; *перенос эолового материала* и его *аккумуляция*. Существует прямая связь между скоростью ветра и переносом частиц развеваемого грунта.

Движущая сила ветра прямо пропорциональна его скорости и обратно пропорциональна размеру (диаметру) переносимых ветром частиц. Экспериментальными наблюдениями установлены критические скорости ветра (т.е. скорости начала движения частиц в ветровом потоке) для частиц песчаной размерности.

Для частиц меньшей размерности (менее 0,1 мм) критическая скорость ветра увеличивается из-за их коагуляционного сцепления. Так, для крупноалевритовых частиц с зернами диаметром от 0,1 до 0,05 мм она равна 6-9 м/с, а для мелко- и тонкоалевритовых частиц (диаметр зерен менее 0,05 мм) - 10-12 м/с. Следует заметить, что для продолжения перемещения в воздухе таких частиц достаточна скорость ветра 3-4 м/с.

Формы дефляционного и корразионного рельефа Большие массы песка, несомые ветром, соприкасаясь с выходами скальных пород, действуют как абразивный материал, стачивают и шлифуют (коррадируют) поверхность породы. В результате корразии образуются *эоловые корразионные ниши*, своеобразные выработанные формы - *эоловые «каменные грибы», «каменные столбы»*. Они часто встречаются в каменистых пустынях (рис. 53).



А



Б

Рис. 53. Эоловые «каменные грибы» (А) и «каменные столбы» (Б)

Ниши обычно вырабатываются в сравнительно легко разрушаемых породах - слабосцементированных песчаниках, мергелях, глинах.

Если При воздействии ветра на скопление рыхлого материала и выносе его за пределы первоначального залегания образуются дефляционные котловины, или **котловины выдувания**, - округлые, чаще овальные отрицательные формы рельефа, в несколько десятков или сотен метров в поперечнике, ориентированные в направлении действия ветра (рис. 54).



Рис. 54. Котловина выдувания



Рис. 55. Солончак

Иногда формы выдувания имеют вид борозд, называемых **ярдангами**. Они возникают при полосчатом распространении подверженных дефляции пород либо при развевании песков вдоль дорог и других искусственных образований вытянутой формы. В некоторых случаях в процессе дефляции,

действующей в комплексе с другими денудационными процессами, образуются впадины гигантских размеров.

Дефляция играет важную роль в развитии *солончаков* - характерных для пустынь природных образований, связанных с капиллярным поднятием соленых грунтовых вод (высокоминерализованных) к поверхности под воздействием интенсивного испарения. Засоление грунта и образование солончаков может быть обусловлено геологическими и гидрогеологическими особенностями местности, например выходами соленых подземных вод в зонах тектонических разломов (рис. 55).

Дефляция может возникнуть при обработке сельскохозяйственных земель (ветровая эрозия почв). Если сельскохозяйственные пахотные земли эксплуатируются без должной заботы об их сохранности, гумусовый горизонт почвы утрачивает структуру и легко развевается под действием ветра. Ветровая эрозия ежегодно наносит огромные убытки странам, где существует. Количество выдуваемой почвы, может достигать грандиозных размеров - до 125 т/га.

На поверхности частично закрепленных растительностью песчаных накоплений при неравномерном развевании и ветрах переменных направлений образуется ландшафт ячеистых песков - сочетания котловин выдувания и перегородок между ними.

Перегородки обычно являются не только остаточными элементами, но и служат одновременно участками аккумуляции части материала, выносимого из котловины. При ветрах устойчивого направления в ходе дефляции впадины приобретают определенную ориентировку и характерную форму полумесяца - возникают так называемые лунковые пески.

В результате эоловой аккумуляции образуются самые разнообразные формы рельефа. Простейшей эоловой аккумулятивной формой является *холмик-коса*, образующаяся при наличии полупроницаемого препятствия, например кустика растения.

В зависимости от ориентировки эоловых аккумулятивных форм относительно направления ветра их можно разделить на продольные и поперечные. Крупные продольные формы - *песчаные гряды*, или *грядовые пески*, - Б.А. Федорович рассматривает как результат струйно-вихревого распределения скоростей ветра, вызывающего штопорообразное движение ветропесчаных струй в горизонтальном направлении.

К поперечным формам относятся барханы, барханные цепи и параболические дюны. *Барханы* - эоловые аккумулятивные формы, имеющие в

плане очертания полумесяца и ориентированные выпуклой, более пологой стороной (уклоны 15-18°) навстречу ветру. Противоположный вогнутый склон очень крут, его уклон близок к углу естественного откоса (до 35°). Барханы возникают при больших мощностях ветрового потока перед каким-либо препятствием.

К поперечным аккумулятивным формам относятся также **барханные цепи**, состоящие из нескольких слившихся барханов. Обычно они располагаются параллельными грядами.

Во внетропических пустынях (а в ледниковые эпохи - в условиях перигляциальных областей) *поперечные эоловые образования* (дюны) часто преобразуются в продольные. Это связано с тем, что участки поперечных дюн с меньшей мощностью песка закрепляются растительностью, их движение по направлению ветра замедляется по сравнению с участками с большей мощностью песка, не скрепленного растительностью.

К эоловым аккумулятивным формам относятся также одиночные **пирамидальные** и **прислоненные дюны**. Это самые крупные эоловые образования, встречаются они редко. Пирамидальные дюны образуются в результате интерференции ветров разных направлений при условии, что каждый из ветровых потоков имеет область питания песчаным материалом. Пирамидальные дюны известны в песчаных пустынях Сахары и Средней Азии.

С выносом пыли из пустынных областей и ее отложением на прилегающих к пустыням равнинах связывают образование лёссового покрова - плаща алевритовых отложений, характерных для периферийных зон пустынь и внепустынных районов Средней и Центральной Азии. Лёссы распространены в южной части Русской равнины, в Китае и других местах.

С деятельностью ветра связаны еще некоторые типы песчаных образований, и прежде всего бугристые пески, не менее распространенные, чем грядовые. **Бугристые пески** - комплекс песчаных бугров, часто неправильной формы, склоны которых не обнаруживают четкой дифференциации на наветренные и подветренные, высота бугров 3-5 м, размещение их в плане беспорядочное. Среди бугров также беспорядочно разбросаны котловины выдувания.

Таким образом, многообразие эолового аккумулятивного рельефа зависит от ряда факторов: режима и скорости ветров, мощности песчаных отложений, степени закрепления их растительностью, физико-географических условий той или иной территории. В настоящее время нельзя не учитывать хозяйственную деятельность человека на территориях, сложенных песками.

В аридных и семиаридных странах наряду с песчаными пустынями широко распространены каменистые и глинистые пустыни. Для них характерны различные дефляционные формы. Обломки горных пород, в изобилии разбросанные на поверхности каменистой пустыни, а также выступы коренных пород часто бывают покрыты характерной блестящей коркой - пустынным загаром, образование которого связано с капиллярным подтягиванием растворов солей из породы или, согласно М.А. Глазовской, с биохимическими реакциями микроорганизмов, способных концентрировать оксиды и гидроксиды марганца, железа и других элементов, извлекая необходимые компоненты из пыли и воды, поступающих извне. Широкое развитие «загара» в аридных областях связано с тем, что на скальных породах пустынь, бедных органической жизнью, создаются условия для внеконкурентного существования этих микроорганизмов.

Глинистые пустыни сложены с поверхности лёссом или лёссовидными породами. Эти пространства называются пустынями лишь из-за недостатка воды.

Одной из характерных форм рельефа глинистых пустынь являются **такыры** - неглубокие замкнутые понижения с ровным, почти горизонтальным днищем, покрытым плотной глинистой коркой, разделенной сетью трещин на полигональные отдельности. Прочность этой корки такова, что даже лошадиные подковы не оставляют на ней следа.



Рис. 56. Такыр (показана такыровая поверхность)

Считают, что в формировании такыровой поверхности, отличающейся исключительно сильным уплотнением верхнего слоя, принимают уча-

стие синезеленые микроскопические водоросли, поселяющиеся в этих эфемерных водоемах.

Такыры могут образоваться в процессе эволюции и преобразования солончаков. Отсутствие сплошного растительного покрова на больших пространствах глинистых пустынь способствует интенсивному развитию эрозионных форм, несмотря на незначительное количество годовых осадков. Образованию эрозионных форм благоприятствует ливневый характер осадков. Местами сеть овражных форм настолько густа, что эрозионные ландшафты приобретают характер типичного *бедленда*, то есть «дурных земель».

Существенная особенность аридных областей - *бессточные впадины* - отрицательные формы рельефа, не имеющие выхода для поступающих в них дождевых или талых вод. Крупные бессточные впадины имеют обрывистые борта, на склонах нередко наблюдаются террасовидные уступы. Борта впадин изрезаны рывинами и оврагами, нередко проявления оползневых и обвальных процессов. Днища бессточных впадин обычно заняты солончаками или солеными озерами. Они могут быть либо остаточными - реликтами бывшего когда-то водоема, либо связаны с выходами или подтоком подземных соленых вод. Часто впадины, занятые озером в течение влажного сезона, в сухое время года превращаются в солончаки. Некоторые солончаки покрыты сплошным пластом кристаллической соли. Такие пространства можно назвать соляными равнинами. Пласт соли под действием кристаллизации разбивается трещинами на полигональные отдельности. По мере расширения полигонов под влиянием продолжающегося роста кристаллов края полигонов загибаются вверх, а затем пластины соли нагромождаются одна на другую, в результате образуя очень пересеченный микро-рельеф - «*соляные торосы*».

Солончаки - очень характерный элемент ландшафта пустынь. Солончак с соляным пластом постепенно, по мере поступления на его поверхность терригенного материала, приносимого ветром или временными водотоками, и при значительном капиллярном поднятии воды превращается в мокрый солончак с илистым дном «соленые грязи» или в корковый солончак. *Корковый солончак* отличается от мокрого довольно плотной и крепкой коркой на поверхности, которая образуется за счет цементации терригенного материала солью. При иссушении поверхности солончака корка разрушается и преобразуется в слой, состоящий из смеси соли и терригенных частиц - *пухлый солончак*. При увеличении количества осадков и

обильном поступлении глинистого терригенного материала происходит рассоление солончака и постепенное превращение его в такыр.

Вопросы для самоконтроля:

1. Что понимают под эоловыми процессами?
2. Какие условия необходимы для развития эоловых процессов?
3. Что такое дефляция и коррозия?
4. Как влияет размер частиц на их эоловый перенос?
5. Что такое эоловые «каменные столбы» и «каменные грибы»?
6. Что такое котловины выдувания?
7. Что такое ярданги?
8. Что такое солончаки и как они образуются?
9. Что понимают под ветровой эрозией почв?
10. Дайте характеристику понятиям холмик-коса, песчаные гряды, барханы и барханные цепи
11. Что такое дюны? Какими они бывают?
12. Что такое бугристые пески?
13. Что такое такыры и как они образуются?
14. Что такое бедленд?
15. Что понимают под бессточными впадинами?
16. Чем отличается корковый солончак от пухлого солончака?

7.7 Биогенное рельефообразование

Биогенный рельеф - это совокупность форм земной поверхности, образовавшихся вследствие жизнедеятельности организмов. Биота как агент рельефообразования представляет собой сочетание чрезвычайно разнообразных организмов - микробов, растений, грибов и животных, воздействие которых на земную поверхность разнообразно. Биогенное рельефообразование - это комплекс процессов, преобразующих рельеф Земли и создающих неровности разных масштабов - от нано- до макроформ.

Биогенный фактор рельефообразования действует почти повсеместно на земной поверхности и уже поэтому играет огромную роль в формировании рельефа.

К биогенным формам рельефа относятся те, которые созданы живыми организмами или образуются в результате накопления продуктов метаболизма (обмена веществ) или же некромассы (отмершей массы). **Фитогенные формы** - формы рельефа, созданные за счет жизнедеятельности растений; **зоогенные** - за счет деятельности животных.

Биота воздействует на рельеф земной поверхности как непосредственно (биота - агент рельефообразования), так и опосредованно (косвенное воздействие; биота - условие рельефообразования), изменяя скорости абиогенных геоморфологических процессов (склоновых, флювиальных, эоловых

и др.), вплоть до их блокирования или, напротив, инициирования. Во многих случаях косвенное воздействие оказывается наиболее значимым для рельефообразования. Так, нередко изменения в растительном покрове территории могут привести к изменению скоростей процессов на два-три порядка, либо к изменению спектра основных геоморфологических процессов.

Важнейшим механизмом участия организмов в формировании осадочного слоя литосферы и рельефа ее поверхности в геологической истории явилось органогенное осадконакопление. Органогенное осадконакопление как в океане, так и на континентах - это одновременно и преобразование рельефа, поскольку в процессе накопления органических пород изменяются и абсолютные отметки (глубины) поверхности. При этом только в океане в настоящее время ежегодно осаждается около 1,8 млрд. т органогенного материала (второй показатель после твердого стока рек). Эволюция биоты обеспечила создание колоссальных объемов вещества осадочного слоя.

Суммарные запасы органогенных пород - не менее 15% его массы, а с учетом фотосинтетического кислорода и рассеянного органогенного вещества (в основном продуктов захоронения микроорганизмов) - до 70%. Организмами создано более 40 видов минералов (биоминералы).

Еще одна важная функция биоты в рельефообразовании - активное участие ее в выветривании (биологическое выветривание). Достаточно сказать, что в низких широтах образующиеся вследствие распада органических масс гуминовые кислоты во многом определяют интенсивность тропического карста (биохимическое воздействие), а переработка грунтов червями в лесах и степях умеренного пояса - от 50 до 380 т/га в год - результат биомеханического выветривания. При этом ходы червей, а также корней растений, способствуют не только изменению крупности частиц в поверхностном слое, но и переводу части поверхностного стока воды в подземный, во многом определяя режим аэрации и увлажнения почв, а нередко активизируют суффозионные процессы. Вообще роль биоты в почвообразовании является определяющей: формирование почвы невозможно без наличия биомассы (в первую очередь, фитомассы), причем процесс почвообразования сочетает в себе черты органогенной аккумуляции и выветривания (особенно биовыветривания).

Важную косвенную роль в рельефообразовании играла биота и на протяжении геологической истории, существенно изменяя химический состав атмосферы (в первую очередь, создавая окислительную обстановку за счет выделения кислорода растениями в процессе фотосинтеза), в результа-

те чего менялись и условия выветривания на земной поверхности. Кроме того, эволюция биоты в значительной степени предопределила химико-физические свойства поверхностного субстрата и особенности современного морфолитогенеза на обширных площадях суши. Так, не менее 14% ее площади сложено органогенными карбонатами, нередко являющимися ареной карста.

Биогенное рельефообразование - ведущий геоморфологический процесс, по крайней мере, на 15% суши (болота, субгоризонтальные поверхности вне пойм в гумидном климате, термитниковые саванны, перерытые черноземы и др.).

подавляющее большинство биогенных форм имеют сравнительно небольшие размеры - уровня нано- и микроформ, но существуют и весьма крупные формы. Крупнейшей биогенной формой является знаменитый Большой Барьерный риф у северо-восточного побережья Австралии, длина которого превышает 2200 км.

Наиболее хорошо изученными являются биогенные формы, образующиеся на морских берегах и мелководьях, где они часто достигают значительных размеров. Это коралловые и мшанковые рифы.

Многие морские организмы (камнеточцы, пескожилы) ведут активную разрушительную работу на берегах, в результате чего скорость абразии может увеличиваться, по крайней мере, на порядок.

На суше нередко встречаются реликтовые (древние) субаквальные формы, нашедшие отражение в современном рельефе - коралловые и мшанковые рифы. Некоторые из них высотой достигают нескольких сотен метров.

На континентах наиболее крупными из современных органогенных комплексов рельефа являются болотные комплексы, занимающие не менее 5 млн. км² на поверхности Земли (около 3% площади суши), с торфяными залежами мощностью от первых до 10 м и более. Так, крупнейшее Васюганское болото на юге Западной Сибири расположено на площади 54 тыс. км², а мощность торфа здесь достигает 11-12 м. Весьма наглядно рельефообразующая роль торфонакопления проявляется на крупных верховых болотах, где основным торфообразователем является мох-сфагнум.

Иногда на крупных болотах (например, на том же Васюганском) разница высот достигает 10 м. Для низинных болот более характерен вогнутый профиль поверхности, в сглаженном виде повторяющий профиль ложа по-

нижения. Чрезвычайно многочисленны болотные наноформы, в первую очередь - **болотные кочки** (кочкарник).

Болотное рельефообразование - наиболее широко распространенный и известный пример фитогенного рельефообразования на суше (вне океана). Однако существует и немало иных механизмов прямого рельефообразующего воздействия растений на поверхность.

Наиболее заметно фитогенное рельефообразование протекает в лесных зонах. Широко распространенными в лесах формами микро- и нанорельефа являются **искори** (вывороты). Падающие в результате ветровала или вследствие возрастных причин деревья корнями захватывают поверхностный грунт, и на месте корневой системы образуется **искорная яма**, а захваченный грунт вместе с корнями формирует **искорный бугор**. Наиболее высока плотность искорных форм в редколесьях после штормовых ветров, особенно на склонах значительной крутизны.

Еще одной разновидностью фитогенных форм в лесных зонах являются **заломы** (правильнее называть их флювиально-биогенными формами). **Залом** - это завал, возникший на мелководных, узких или извилистых участках русел в результате скопления упавших в реку и переносимых ею деревьев, веток и др.

Выше заломов нередко образуются подпрудные озера, длина которых может достигать 0,5 км, высота древесной плотины до 4-5 м, при длине до нескольких сотен метров. Формирование заломов приводит к изменению рельефа в днищах долин: расширению поймы, появлению новых прирусловых отмелей, проток, локальных террасок и др.

В степях (как и на лугах в лесной зоне) на относительно увлажненных участках нередко встречаются травяные, или «**дерновинные**» **кочки**. В аридных условиях распространены золово-фитогенные формы - **фитогенные бугры** (прикустовые) или родственные им **закустовые бугры**. Такие формы возникают при накоплении переносимого ветром материала в ветровой тени.

Среди сухопутных зоогенных форм наиболее крупными являются **термитники** и **бобровые комплексы**. Наиболее крупные и многочисленные термитники создаются термитами в саваннах. Высота термитников в саваннах колеблется от 3 до 7 м, диаметр основания - от 5 до 10 м. На некоторых участках саванн плотность термитников достигает 800-1000 шт./га. Такие комплексы называются **термитниковыми саваннами**.

Не менее впечатляющие сооружения создаются в днищах малых и средних рек бобрами. Бобровые зоогенные комплексы рельефа нередко характеризуются весьма сложным строением и включают в себя серии разнообразных собственно зоогенных и *зоогенно-гидрогенных форм*. Наиболее широко известны *бобровые плотины*. При создании бобровых комплексов нередко изменяются плановые очертания старичных понижений (либо формируются новые вторичные русла), ниже плотины образуются углубления в русле, а на некотором расстоянии - новые отмели.

Наиболее многочисленными и широко распространенными зоогенными формами микро- и нанорельефа являются микрохолмики (аккумулятивные формы) и разнообразные норы и норки (денудационные формы), создаваемые грызунами, насекомоядными, некоторыми насекомыми в процессе создания ими своих жилищ и при добыче пищи. Микрохолмики (часто наиболее крупные из них называют бутаны) обычно носят название в соответствии с их создателями - кротовины, сусликовины, сурчины и др.. Наиболее распространенными из таких форм в лесной зоне и часто встречающимися в степной являются *кротовины*. Это холмики округлой формы диаметром от 3-5 до 70 см (реже до 1 м) и высотой от 3-5 до 50 см (реже до 70 см).

Подземные ходы кротов, как и более узкие ходы червей или корней растений, играют важную роль в разрыхлении, аэрации и увлажнении почвенных горизонтов. Они способствуют суффозии, а в верховьях оврагов - активизации регрессивной эрозии. Плотность кротовин нередко бывает весьма высокой - сотни и даже первые тысячи штук на 1 га. В луговых степях участки с подобными скоплениями сравнительно крупных форм получили название *кротовинные черноземы*.

Биогенный рельеф подчиняется географической зональности, что проявляется как в составе биогенных форм, так и в масштабах рельефообразующей деятельности животных и растений в различных природных зонах. В полярных и аридных областях значение биогенного фактора в рельефообразовании минимально и сводится главным образом к биовыветриванию. В тундре важную роль играют болотное рельефообразование и роющая деятельность леммингов. В лесной зоне умеренного пояса широко развиты болотные и бобровые комплексы, корневой снос (искори), зоогенный нанорельеф (кротовины, муравейники, норы и др.). В степях нередко определяющую роль в рельефообразовании играют грызуны (сусликовины, сурчины и др.), а также насекомоядные и насекомые. Велика эта роль и в полу-

пустынях. В саваннах во многих случаях облик рельефа в целом определяют многочисленные крупные термитники. Во влажных лесах низких широт, помимо корневого сноса, широко представлены процессы болотного рельефообразования и биохимическое выветривание. Довольно четко прослеживается зональность и в интенсивности переработки поверхностного субстрата организмами. Фитогенная переработка тесно коррелирует с распределением биомассы, а зоогенная ведет себя «зеркально» к ее распределению (кроме пустынь). Биоразнообразие предопределяет спектр биоформ, но имеет меньшее значение для интенсивности воздействия биоты на рельеф.

Суммарное прямое воздействие животных на рельеф в большинстве случаев оказывается более значимым, чем воздействие растений (исключение - болотные комплексы). В целом в лесной зоне умеренного пояса (вне ареала многолетней мерзлоты) интенсивность переработки поверхностного субстрата с созданием специфических форм микрорельефа (т.е. без учета деятельности червей) составляет обычно десятки, иногда первые сотни тонн с 1 га в год.

В степях, полупустынях и в тундре эти значения составляют сотни (обычно от 300 до 600), реже - до 1000 т/га в год. В саваннах, хотя деятельность термитов весьма значительная, суммарные величины переработки обычно не превышают первых десятков тонн с 1 га в год. В гилее переработка относительно невелика (первые тонны с 1 га в год). Минимальные значения свойственны экстрааридным и особенно полярным пустыням.

Что касается косвенного воздействия биоты на рельеф, то влияние растительности, несомненно, гораздо более существенное, чем животных. Определяющую роль здесь в основном играют защитные свойства растительного покрова, который способствует замедлению геоморфологических процессов. Косвенное воздействие животных менее заметно и чаще приводит к активизации геоморфологических процессов.

Вопросы для самоконтроля:

1. Что понимают под биогенным рельефом?
2. Какие формы рельефа (по размеру) чаще всего представлены биогенным рельефом?
3. Чем отличается фитогенный рельеф от зоогенного?
4. Приведите примеры фитогенного рельефа
5. Приведите примеры зоогенного рельефа
6. Как биогенный рельеф связан с географической зональностью?
7. В чем заключается смысл косвенного влияния биоты на рельеф?

8. ОСНОВЫ КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

8.1 Полевые геоморфологические исследования

Полевые наблюдения, выполняемые при геоморфологических исследованиях, подразделяются на визуальные и инструментальные.

Главные из них - визуальные, основанные на изучении строения, происхождения и динамики рельефа, а также горных пород, слагающих те или иные формы рельефа или являющихся коррелятивными им. При визуальных наблюдениях широко используют простейшие полевые приборы и инструменты: aneroid-высотомер, горный компас, эклиметр, геологический молоток, рулетку и др.

Собственно визуальные наблюдения нередко сочетают с аэровизуальными, проводимыми с самолетов малой авиации или вертолетов. При аэровизуальных наблюдениях осматривают изучаемую территорию по заранее намеченным маршрутам, результаты фиксируют на топографических картах и в дневниках.

При наземных визуальных наблюдениях главную работу проводят в точках наблюдения. Последние выбирают так, чтобы они характеризовали какую-либо форму рельефа, комплекс генетически единых форм или отдельные их элементы, если формы рельефа достаточно крупные. В точке наблюдения дают детальную морфографическую и морфометрическую характеристику изучаемым формам: описывают их внешний облик, пространственное размещение, ориентировку, сочленение отдельных форм рельефа друг с другом. Особое внимание уделяют морфометрическим показателям - измерению относительных превышений, углов наклона, линейных размеров форм рельефа (ширина, длина) или их элементов. Необходимость работ подобного рода обусловлена тем, что формы нано- и микрорельефа обычно не находят отражения даже на крупномасштабных топографических картах, а формы мезорельефа не всегда с достаточной точностью изображаются на них или также не находят отображения. Так, на карте могут не найти отражения такие важные элементы речной долины, как террасы, если они сохранились узкими полосками, а относительные превышения их друг над другом меньше сечения рельефа, принятого для данного масштаба топокарты.

Одной из главных задач полевых геоморфологических исследований является выяснение генезиса изучаемых форм или комплексов форм рельефа. С этой целью тщательно изучают естественные обнажения, вскрываю-

щие строение изучаемых форм. Если они отсутствуют, закладывают шурфы или буровые скважины.

Во всех случаях необходима точная плановая и высотная привязка разрезов и их положения по отношению к изучаемой форме рельефа. В естественных обнажениях или искусственных выработках описывают состав вскрываемых пород, их цвет, характер слоистости, включений и новообразований, если они имеются.

При характеристике крупнообломочного материала определяют его размеры, форму, состав и степень окатанности. Тщательно измеряют мощности отдельных литологических разностей и изменение их (мощностей) по простиранию обнажения. Большое внимание уделяют взаимоотношению литологических разностей и характеру контактов (границ) между ними. В общем описывают все особенности толщ, участвующих в строении изучаемых форм.

Полевые наблюдения не всегда оказываются достаточными для суждения о генезисе и особенно о возрасте описываемых форм рельефа. Поэтому при изучении обнажений и искусственных выработок отбирают образцы пород на различные виды анализов, результаты которых используют при составлении окончательных вариантов геоморфологических карт и написании научных отчетов.

На точках наблюдения большое внимание уделяют изучению современных геоморфологических процессов, что особенно важно для практических целей.

Густота точек наблюдения определяется масштабом геоморфологической съемки, сложностью рельефа изучаемой территории, возможностями экстраполяции полученных данных на соседние участки и в значительной мере зависит от обеспеченности качественной топоосновой и аэрофотоматериалами, а также от степени открытости территории. Между точками ведут наблюдения по ходу маршрута.

Все данные полевого изучения геолого-геоморфологических объектов заносят в специальные полевые дневники, где указывают также дату проведения наблюдения, порядковый номер точки наблюдения и ее адрес (географическое и хотя бы предположительное геоморфологическое местоположение), абсолютную высоту точки наблюдения.

Описание рельефа и обнажений обычно снабжают зарисовкой характерных форм рельефа (или комплексов форм) и обнажений, их фотографированием, составлением схематических геолого-геоморфологических про-

филий. В последнем случае довольно часто прибегают к инструментальным способам полевых исследований, в частности к использованию нивелиров или теодолитов-тахеометров, а в последние годы - приборов спутникового позиционирования (GPS). Применение топографо-геодезических инструментов чаще всего бывает необходимо для составления детальных геолого-геоморфологических профилей, для получения точных данных о высоте речных или морских террас, о глубине эрозионных врезов, о величине углов наклона склонов и др.

В геоморфологических исследованиях используют гидрометеорологические инструментальные наблюдения, необходимые для суждения о характере и интенсивности современных геолого-геоморфологических процессов (плоскостном смыве, волновом режиме и др.). Материал гидрометеостанций не всегда бывает достаточным для решения этих вопросов.

8.2 Геоморфологические карты

Наиболее выразительным средством обобщения материалов полевых геоморфологических исследований является геоморфологическая карта. Она дает возможность установить пространственные закономерности различных по генезису форм и типов рельефа, а при соответствующей проработке системы условных обозначений - и закономерностей его развития во времени, установить связи между рельефом и геологическим строением, рельефом и другими компонентами географического ландшафта.

Геоморфологическая карта - необходимый и важнейший результат геоморфологических исследований, квинтэссенция теоретического обобщения геоморфологических данных, основа для их практического использования.

Геоморфологические карты достаточно разнообразны по масштабу, содержанию и назначению.

По масштабу различают карты: крупномасштабные (крупнее 1: 200 000), среднемасштабные (от 1: 200 000 до 1: 1 000 000), мелкомасштабные и обзорные (меньше 1: 1 000 000). Обзорные и мелкомасштабные карты обычно составляют камеральным путем, карты среднего и крупного масштаба - на основе полевой геоморфологической съемки.

По содержанию геоморфологические карты разделяют на частные и общие. *Частные геоморфологические карты* составляют на основе частных показателей, относящихся только к морфографии, морфометрии, происхождению, возрасту рельефа и т.д. Примером таких карт могут служить

карты густоты горизонтального расчленения, карты общего показателя расчленения рельефа, карты крутизны земной поверхности и др.

Общие геоморфологические карты дают характеристику рельефа по совокупности частных показателей, из которых важнейшими являются морфография и морфометрия, генезис и возраст рельефа.

Содержание карт определяет их назначение. Частные геоморфологические карты предназначаются для решения частных задач: практических, научно-исследовательских и др. Так, карты густоты и глубины расчленения широко применяются при дорожных изысканиях; обе эти карты в совокупности с картой крутизны земной поверхности используются для нужд сельского хозяйства и др.

Общие геоморфологические карты удовлетворяют потребностям, предъявляемым к ним со стороны различных отраслей науки и народного хозяйства. На их основе могут проводиться любые геоморфологические работы, а также составляться карты более узкого назначения путем нанесения дополнительных показателей, выделения или исключения некоторых элементов их нагрузки.

Карты могут быть **аналитическими**, отображающими отдельные элементы рельефа, и **синтетическими**, отражающими явления как единое целое, например геоморфологические карты типов рельефа.

8.3 Топографические основы и изображение рельефа горизонталями

Топографические карты имеют точный масштаб, унифицированную систему условных знаков и координатную сетку (рис 57).

	- Колодец		- Колодец с ветряным двигателем
	- Колодец с журавлем		- Источник(ключ, родник)
	- Границы государственных заповедников		- Каменные кирпичные стены и металлические ограды
	- Линии электропередач на деревянных опорах		- Линии электропередач на металлических или железобетонных опорах
	- Железные дороги двупутные		- Броды (в числителе - глубина брода в м. в знаменателе качество дна)
	- Шоссе с мостом		- Шоссе с трубой

Рис. 57. Условные знаки топографических карт

	-	Перевал на шоссе		-Дорога грунтовая
	-	Лесная дорога		-Тропа
	-	Квартальная просека		-Визирка
	-	Зимняя дорога		
	-	Болота непроходимые		-Болота проходимые
	-	Солончаки непроходимые		-Солончаки проходимые
	-	Ручей, река шире 5 м		
	-	Ручей, река уже 5 м		-Горизонтали основные
	-	Вход в пещеру, грот		
	-	Камни отдельные		-Скопление камней
	-	Курган или бугор масштабные		- Курганы или бугры немасштабные
	-	Обрывы масштабные		-Обрывы, бараньи лба
	-	Ямы масштабные		-Ямы немасштабные
	-	Карниз скальный		-Карниз снежный
	-	Кулуар		-Полугоризонтали
	-	Жилые строения масштабные		-Жилые строения немасштабные
	-	Разрушенные строения масштабные		-Разрушенные строения немасштабные
	-	Постоянные стоянки юрт, чумов		-Дом лесника
	-	Пасека		-Торфоразработки масштабные

Продолжение Рис. 57.

	- Торфоразработки немасштабные		- Радио и телемачты
	- Вышка легкого типа		- Водяная мельница, лесопилка
	- Ветряная мельница		- Метеостанция
	- Геодезический пункт		- Церковь
	- Часовня		- Кладбища масштабные
	- Кладбища немасштабные		- Памятники на братских могилах
	- Памятник		- Мазары, суббурганы, обо (мусульманские могилы)
	- Узкая полоса леса (2-ср высота в м)		- Кустарник
	- Фруктовый сад		- Смешанный лес
	- Хвойный лес		- Лиственный лес
	- Отдельно стоящее хвойное дерево		- Редкий лес
	- Бурелом		- Лес горелый, сухостойный.
	- Лес вырубленный		- Луг с растительностью ниже 1 м
	- Высокотравье		- Камышовые и тростниковые заросли

Окончание Рис. 57.

Рельеф на топографических картах изображается горизонталями. **Горизонтали** - это кривые замкнутые линии, соединяющие на карте точки местности, лежащие на одинаковой высоте над уровнем моря (рис. 58, 59).

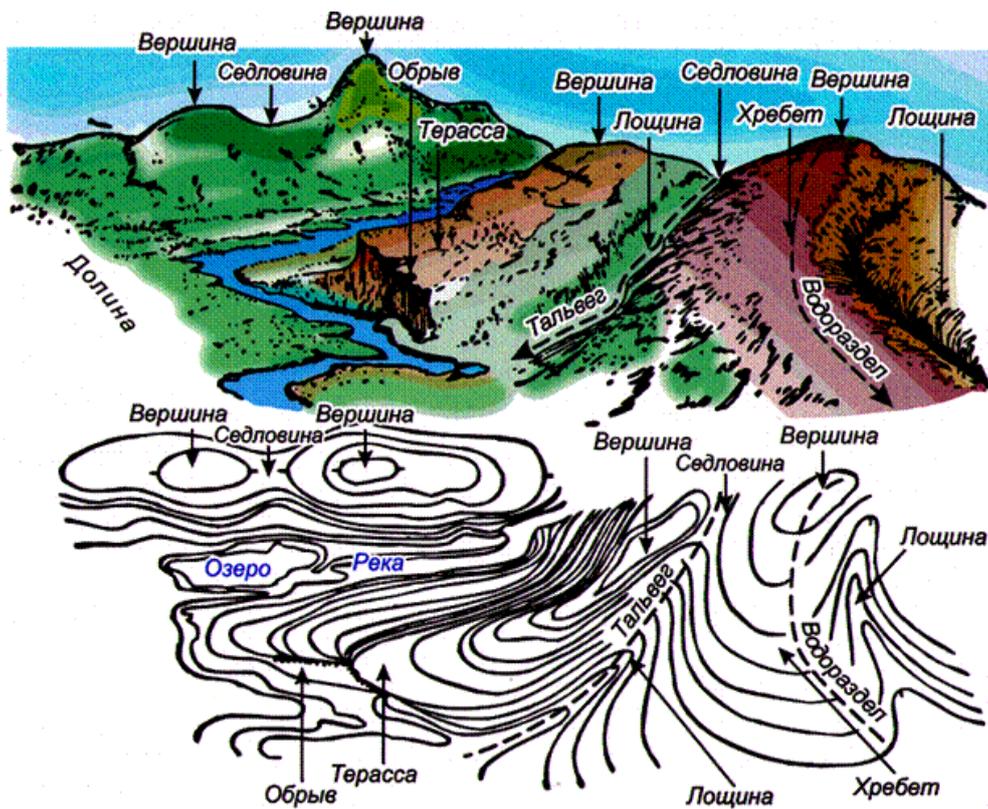


Рис. 58. Обозначение рельефа с помощью горизонталей

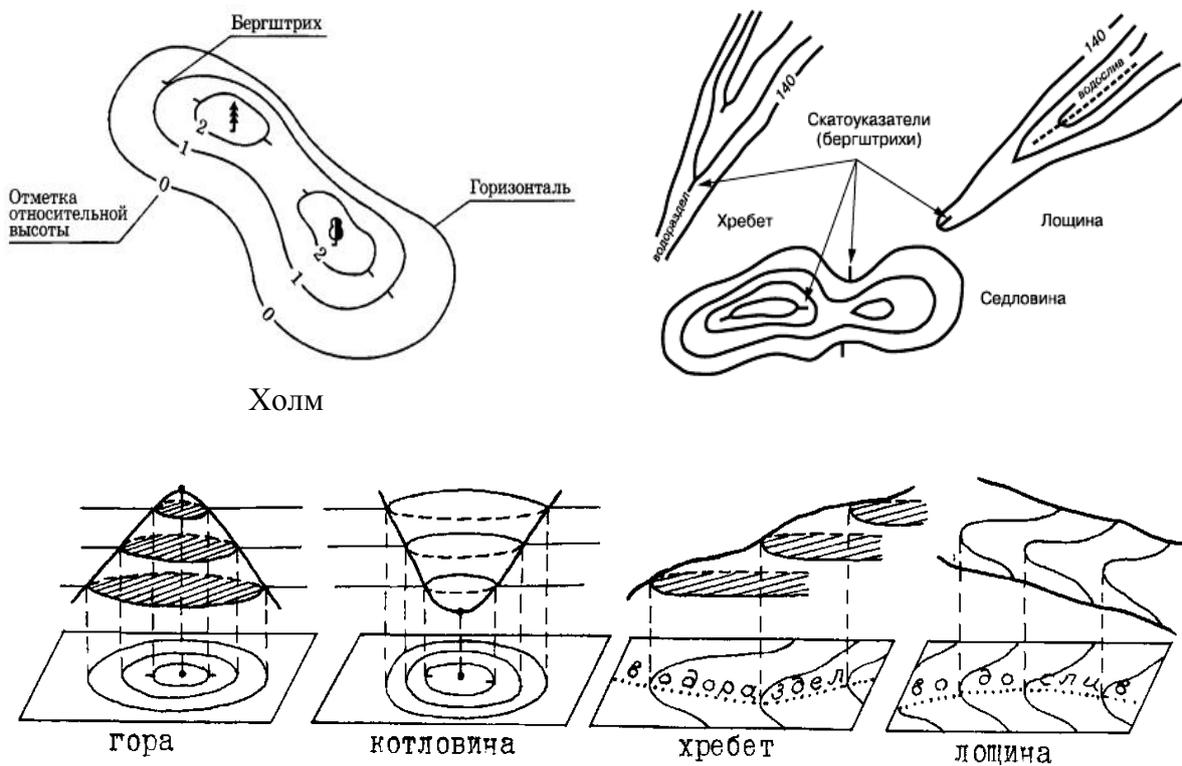
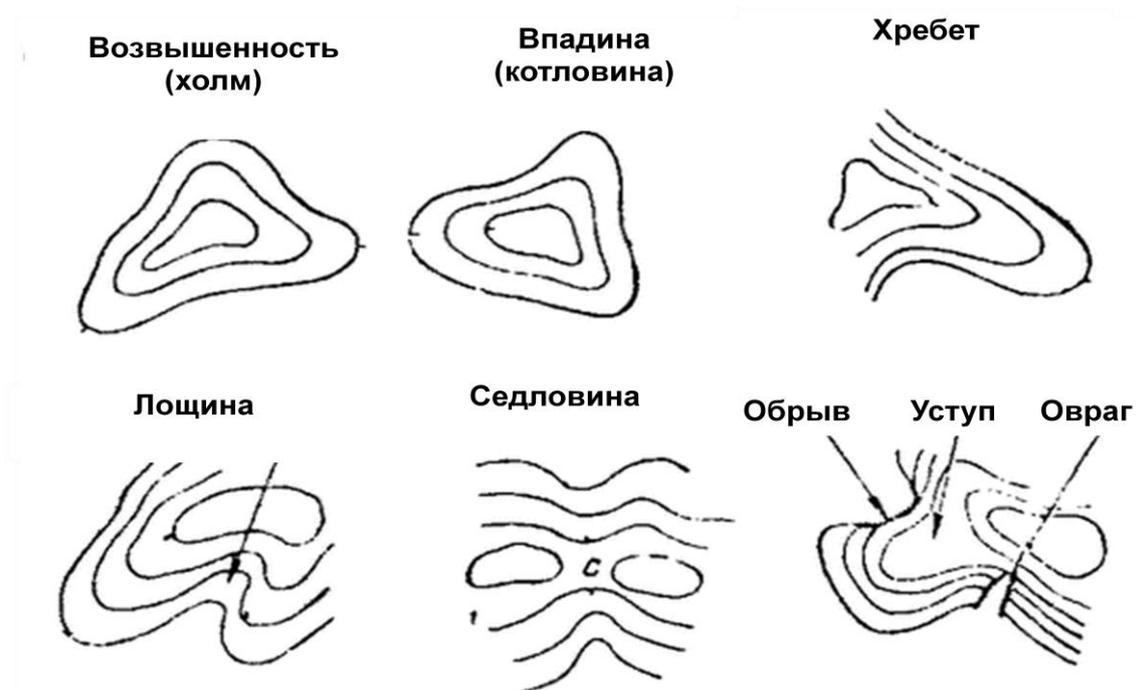


Рис. 59. Примеры изображения некоторых форм рельефа горизонталями



Продолжение Рис. 59.

Основные горизонталы наносятся сплошной линией, дополнительные и вспомогательные - пунктирной. Контрольные горизонталы имеют отметки высот и наносятся утолщенной сплошной линией.

На основании рисунка и взаимного расположения горизонталей на топографической карте можно определить основные формы рельефа.

Разность в отметках высот между двумя соседними горизонталями называется **высотой сечения рельефа** (рис. 60).

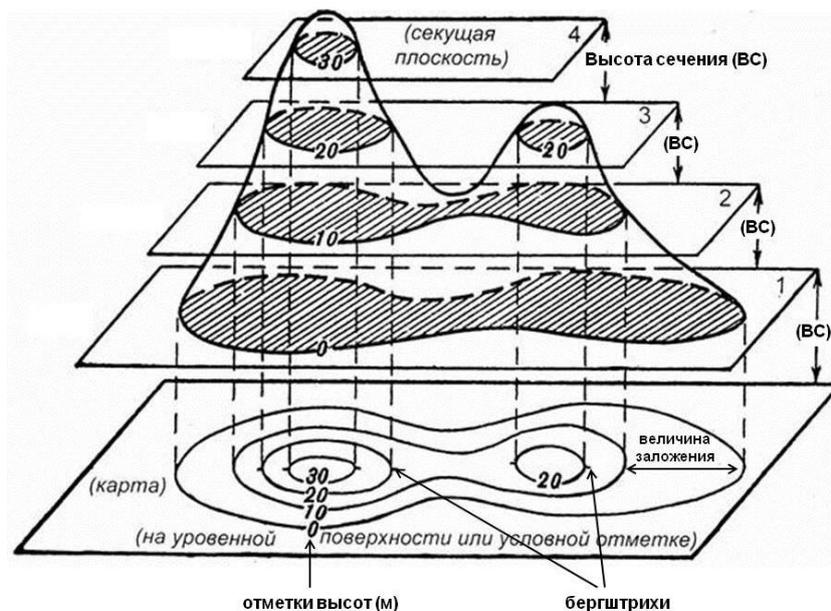


Рис. 60. Высота сечения и заложение рельефа

Обычно на топографических картах имеется *шкала заложений*, которая служит для определения крутизны склона (ската).

Крутизной склона называется угол наклона склона к горизонтальной поверхности. Чем больше этот угол, тем круче склон.

Заложением называется расстояние между двумя соседними горизонталями. Чем круче склон, тем меньше заложение (рис 61).

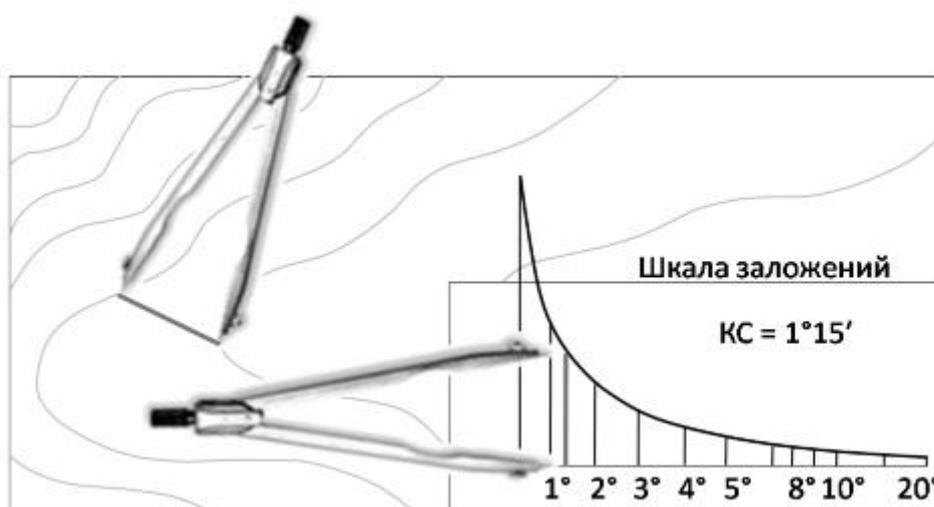


Рис. 61. Определение крутизны склона по шкале заложения

На картах, построенных по стандартам, высота сечения определяется по формуле:

$$BC = \frac{M}{50}$$

где: BC – высота сечения рельефа, M – масштаб карты. Например, для карты масштаба 1:100000, высота сечения должна быть 20 м. В таком случае расстояние между горизонталями равное 1 см будет соответствовать уклону приблизительно в 1°.

В этом же случае при отсутствии шкалы заложений крутизну склона в градусах можно определить, измерив величину заложения в миллиметрах, по формуле:

$$КС = \frac{12}{ВЗ}$$

где: КС – крутизна склона в градусах, ВЗ – величина заложения, мм.

Если это условие не соблюдено, то расстояние между горизонталями (ВЗ) соответствующее крутизне в 1 градус будет иным, но легко вычисляемым.

Полезно уметь самостоятельно построить шкалу заложений. Для этого требуется, исходя из законов построения карты, вычислить величину заложения, соответствующую определенным углам наклона поверхности, по формуле:

$$d = h \cdot ctg\alpha$$

где: h - высота сечения, d - величина заложения между горизонталями, α - угол наклона поверхности.

Учитывая масштаб карты, (для карты масштаба 1:100000, высоты сечения рельефа 10 м), т.е. переведя все данные в одну систему измерений, получим, что для 1° расстояние между горизонталями (величина заложения) будет 0,57 см.

Для наиболее полного представления о характере рельефа на данной территории необходимо знать его происхождение и принципы объединения территорий по характеру происхождения и формам рельефа. Выделяют **геоморфологические области** - более или менее однородные по характеру и происхождению рельефа, по геологическому строению и гидрологическим условиям (пример: Среднерусская возвышенность, Окско-донская низменность, Ергени и т.д.)

Геоморфологический район - часть геоморфологической области более однородная по происхождению и характеру мезорельефа.

Пример:

1) В Прикаспийской низменности: а) район подстепных ильменей, б) район бугристых песков.

Пример: Сыртовая область - в районе водораздельных пространств: а) плато водоразделов, б) склоны водоразделов;

в районе речных долин: а) пойменная терраса, б) пойма и др.

Выделение геоморфологических районов производится на основании нахождения границ между ними по опорным элементам рельефа (линиям). Так, граница между районом водораздельных пространств и районом речных долин пройдет по подошвенной линии склона водораздела, отделяющей водораздел от террасы реки.

Водораздельная линия проходит по наивысшим точкам двух противоположных склонов и является границей водораздела. На топографических

картах она имеет волнистый характер, горизонтали в местах пересечения с водораздельной линией сильно изогнуты (рис. 62).

Подошвенная линия разделяет основание склонов и равнинные участки. На топографических картах эта линия имеет сложные очертания и является границей, например, смытых и несмытых почв.

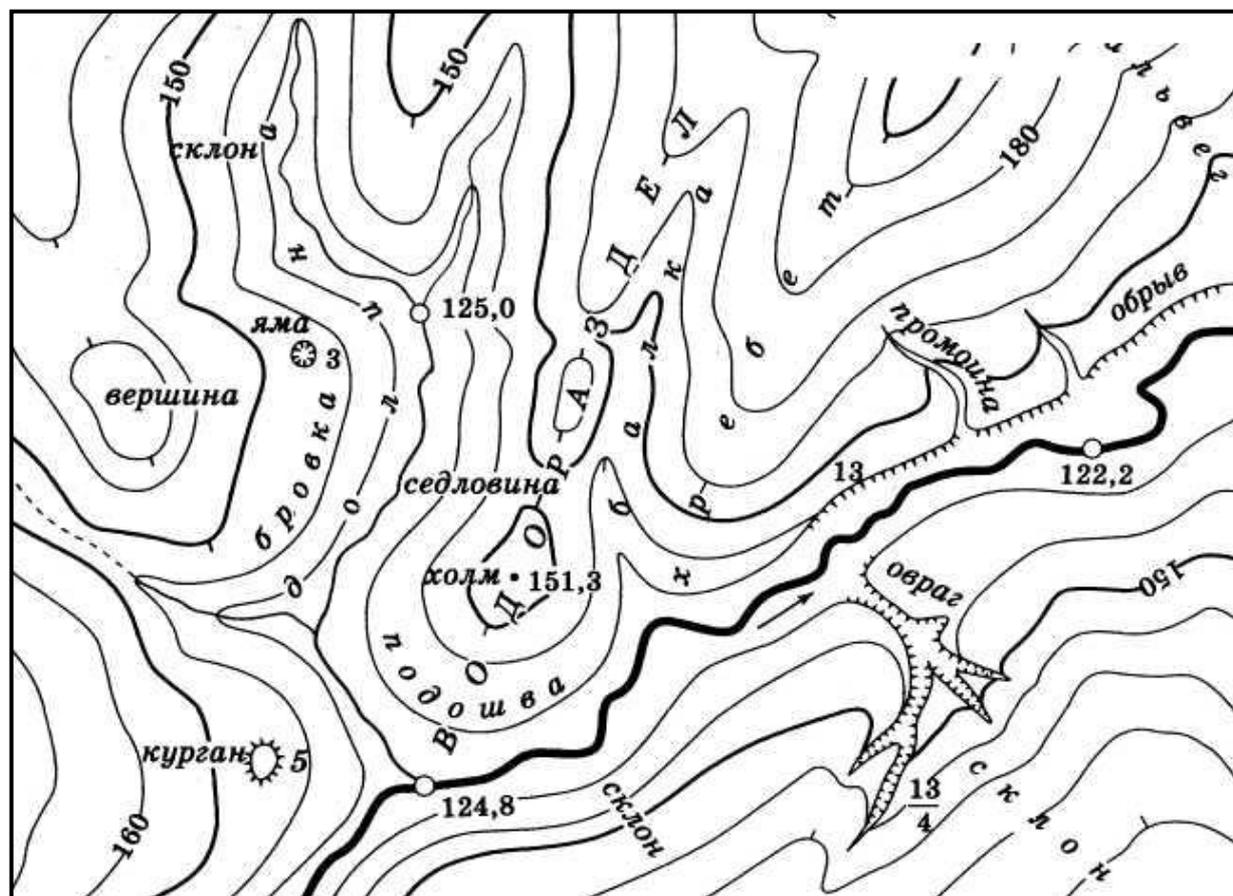


Рис. 62. Характерные линии рельефа (водораздел, тальвег, бровка, хребет), показанные горизонталями на топографической основе

Тальвег образуется в местах пересечения двух склонов. В естественных условиях тальвеги представлены наиболее низкими частями дна оврагов, балок, лощин, русла рек. На топографических картах горизонтали в местах пересечения с тальвеговой линией сильно изогнуты.

Бровка - это линия резкого перегиба склонов, она отделяет склоны большей крутизны от склонов меньшей крутизны. Расположены бровки по краю балок, оврагов, террас.

Рельеф любого участка земной поверхности складывается из чередующихся между собой отдельных форм рельефа, каждая из которых состоит из

элементов рельефа. Формы рельефа ограничены поверхностями, различно наклонными к плоскости горизонта. Обычно это склоны. Поверхности могут быть ровными, вогнутыми, выпуклыми. Пересечения поверхностей, замыкающих ту или иную форму рельефа, образуют орографические линии (водораздельные, тальвеги, подошвенные и бровки), создающие как бы остов рельефа.

Сочетания элементов рельефа образуют формы рельефа.

Как уже отмечалось в предыдущих разделах формы рельефа делят на отрицательные (долины, котловины, балки, овраги) и положительные (горы, холмы, бугры).

В каждой из этих групп выделяют замкнутые и незамкнутые формы. Замкнутые формы рельефа ограничены со всех сторон склонами (холмы, котловины), а незамкнутые лишены склонов с одной или двух сторон (долины, балки, уступы).

Сочетания форм рельефа, обладающих сходным обликом, строением, происхождением создают тип рельефа. Выделяют следующие крупные (макро) типы рельефа: равнинный, холмистый, горный.

Равнинный рельеф - поверхность ровная, с едва заметными повышениями и понижениями.

Пологоволнистый рельеф - поверхность представляет ряд довольно крупных по площади повышений с очень пологими склонами, чередующимися с пониженными широкими площадями.

Волнистый рельеф - от пологоволнистого отличается тем, что повышения более сближены между собой и склоны их ясно выражены.

Холмистый рельеф - чередование холмов и пониженных участков между ними. Выделяют слабо холмистый рельеф, когда холмы занимают не менее 30-40% поверхности.

Гривистый, увалистый и грядовой рельеф - поверхность представлена чередованием грив, увалов, гряд и пониженных участков между ними.

Карстовый рельеф - поверхность с провальными понижениями (воронки, ямы, котловины).

Для горных областей выделяют особые формы макрорельефа: нагорье, горный хребет, горная цепь, предгорье, сопки и т.д.

Более трудным является определение мезорельефа, образующего простые положительные или отрицательные формы поверхности, измеряемые в поперечнике десятками и сотнями метров при относительной разности высот в пределах 1-100 м.

Наиболее часто встречаются следующие формы мезорельефа:

- **Холм** - округлое возвышение, основание которого в несколько раз превышает высоту над окружающей поверхностью. Относительная высота холмов составляет 40-100 м. Подошвы холмов выражены нерезко;

- **Бугор** - отличается от холма меньшей относительной высотой (10-30 м), более узким отношением между диаметром основания и высотой, а также более крутыми склонами;

- **Грива, гряда, увал** - удлиненные возвышения, отличающиеся от холма тем, что длина в несколько раз превышает ширину;

- **Бархан** - песчаное возвышение полулунной формы;

- **Дюна** - длинная песчаная гряда, расположенная параллельно берегу реки или моря;

- **Овраг** - линейно-вытянутое понижение с крутыми, иногда отвесными склонами, образовавшееся как результат водной эрозии;

- **Балка** - линейно-вытянутое понижение с задернованными склонами, имеющими угол естественного откоса.

9. ГЕОМОРФОЛОГИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ (РУССКОЙ) РАВНИНЫ

9.1 Общий геоморфологический обзор Восточно-Европейской равнины. Европейская часть России представлена в основном Восточно-Европейской равниной. Восточно-Европейская равнина ограничена Уралом, Кавказом, горами Крыма, Карпат и Скандинавии. Геотектонически равнина в основном отвечает древней Восточно-Европейской платформе и четко разделяется на две крупные морфоструктурные единицы:

1. Цокольно-денудационные равнины и холмогорья Фенноскандии на Балтийском кристаллическом щите

2. Пласто-моноклиальные денудационные и аккумулятивные равнины на Русской и Скифской плитах.

Абсолютные высоты Восточно-Европейской равнины на территории России колеблются от 28 м (уровень Каспийского моря) до 1191 м (вершина горного массива Хибин на Кольском полуострове).

Однако, отметки более 400 м - редкое исключение для равнины в целом. Средняя высота Русской равнины составляет около 150 м.

По высоте и характеру группировки возвышенных и низменных элементов Восточно-Европейскую равнину в пределах нашей страны можно разделить на 4 части: Кольский полуостров с Карелией, северную, среднюю и южную полосы Русской равнины.

Кольский полуостров и Карелия. Здесь господствуют возвышенности и нагорные равнины, сильно расчлененные на отдельные массивы и гряды с общей ориентировкой с северо-запада на юго-восток. Здесь сосредоточены наиболее значительные высоты Восточно-Европейской равнины - 400-700 м, а в горных массивах центральной части Кольского полуострова (Хибин, Ловозерских тундр и др.) более 1100 м. Лишь на побережье Белого моря располагаются низменные равнины.

Северная полоса Русской равнины. Простирается от балтийского моря на юго-западе до белого и Баренцева морей на севере, до Пай-Хоя и Полярного Урала на северо-востоке. Вдоль южной границы протягиваются возвышенности: Белорусская (Белорусская гряда), Смоленско-Московская, Северные Увалы, Валдайская возвышенность и тиманский кряж делят северную полосу поперек на три неравные части, занятые в основном низменностями. На западе – это обширная Прибалтийская низменность, посредине (т.е. между Валдайской возвышенностью и Тиманом) – Верхневолж-

ская, Молого-Шекснинская, Северо-Двинская, Мезенская низменности, на северо-востоке (т.е. между Тиманом и Полярным Уралом) – Печорская низменность.

Отличительная черта северной полосы Русской равнины – наличие среди низменностей и между ними групп расчлененных островных возвышенностей, обособляющих бассейны рек и озер.

Средняя полоса Русской Равнины. Простирается от Карпат до Среднего и Южного Урала. Для нее характерно ритмичное чередование по простиранию, то есть движения с запада на восток, возвышенностей и низменностей. Это Украинская возвышенность, включающая Приднепровскую, Волыно-Подольскую и Предкарпатскую возвышенности, Полесская и Приднепровская низменности, Среднерусская возвышенность и прилегающий к ней с юга Донецкий Кряж, Волго-Унженская и Окско-Донская низменности, Приволжская возвышенность и ее южное продолжение – Ергени, Низкое Заволжье, возвышенности Высокого Заволжья и среди них Верхнекамская, Бугульминско-Белебеевская, Общий Сырт.

В отличие от северной возвышенности и низменности северной полосы более монолитны и значительны по занимаемой площади, вытянуты в субмеридиональном направлении. Исключения составляют Украинская возвышенность и Приднепровская низменность, длинная ось которых ориентирована с северо-запада на юго-восток.

Южная полоса Русской Равнины. Южная полоса Русской равнины прилегает к берегам Черного, Азовского и Каспийского морей, к горам Кавказа и Крыма. Она включает в основном обширные низменности: Причерноморскую, Азово-Кубанскую и Прикаспийскую. Последние две низменности разделены высокой Ставропольской возвышенностью.

Восточно-Европейская платформа состоит из крупных структурных форм: **антеклиз**, сводов и поднятий; **синеклиз**, прогибов, впадин, седловин; **предгорных прогибов** – структурные элементы прилегающих горных сооружений.

В восточной части Балтийского щита развиты цокольные возвышенности и низкогорные массивы. Они формировались в условиях длительных устойчивых поднятий. Юго-восточный склон Балтийского щита спускается к Московской синеклизе.

Московская синеклиза. Развивается с позднего протерозоя. В строении участвует мощная толща осадков палеозоя и мезозоя.

На относительно приподнятых юго-западном, западном и северо-западном крыльях Московской синеклизы развиты Северная часть *Среднерусской возвышенности*, центральная часть *Смоленско-Московской возвышенности*, *Валдайская возвышенность*. Рельеф центральной части Московской синеклизы формировался в условиях относительно более слабых поднятий.

Печорская синеклиза. Между Тиманом и Полярным Уралом располагается Печорская низменность. Она соответствует одноименной синеклизе, а в крайней восточной части - *Предуральскому краевому прогибу*. Печорская синеклиза отличается глубоко опущенным байкальским складчатым фундаментом, поверх которого залегает мощный платформенный чехол палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. Эта область устойчивых опусканий с запада ограничена *Тиманской антеклизой*, которая сформировалась на краевом поднятии *Тимано-Печорской складчатой зоны*.

Балтийская синеклиза. Располагается на западе Русской плиты. Этой синеклизе отвечает низменность южной Прибалтики. Наиболее опущенная часть синеклизы – *Калининградская депрессия* – выполнена мощной толщей платформенных палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. Поверхность коренных пород повсеместно располагается ниже уровня моря, что свидетельствует об усиленном размыве и унаследованном тектоническом развитии депрессии в новейшее время.

Воронежская антеклиза. Составляет основу *Среднерусской возвышенности*. Как особая структура она оформилась только на рубеже силура и девона, когда произошло заложение Днепровско-Донецкого прогиба. Со времени образования Воронежская антеклиза вела себя как унаследовано развивающаяся структура, которая в связи с общими тектоническими колебаниями Русской плиты временами полностью или частично погружалась под уровень трансгрессировавших морей. Так было с середины девона и до конца карбона, когда в виде суши сохранились острова и полуострова в осевой части антеклизы и с середины юры и до конца палеогена, когда значительные погружения и трансгрессии охватили главным образом южное крыло и осевую зону антеклизы. Современная Среднерусская возвышенность располагается в пределах той части Воронежской антеклизы (ее осевой зоны, южного и северного крыльев), где произошли унаследованные новейшие тектонические поднятия, сформировавшие новейшую структуру *Среднерусскую антеклизу*. На западе периклинали Воронежская антеклиза и на прилегающей *Жлобинской седловине* развит наложенный *Брянско-*

Рославльский прогиб. Он представляет собой северную периферию расширившегося в юрско-меловое и палеогенное время *Днепровско-Донецкого прогиба*. Ему отвечает низменность бассейна Десны и Днепра к югу от Могилева, где равнинная поверхность равномерно снижается к юго-западу согласно наклону пластов мела и палеогена.

Воронежская антеклизы отделена от *Волго-Камской антеклизы* глубоким и узким *Рязанско-Саратовским прогибом*. Северо-западной части прогиба и главным образом северо-восточному крылу Воронежской антеклизы соответствует *Окско-Донская (Тамбовкая) низменная равнина*. В новейшей структуре ей отвечает *Окско-Донская впадина*, выполненная мощной толщей морских и аллювиально-озерных неогеновых, аллювиально-флювиогляциальных и ледниковых четвертичных отложений. Меньшая северная часть Окско-Донской низменности располагается в пределах *Рязанско-Саратовского прогиба* и наложенного *Пензо-Муромского прогиба*.

Прикаспийская синеклиза как обширная область прогибания выделялась в позднем протерозое. Она интенсивно развивалась в девоне, карбоне и перми. Большая ее часть отвечает Прикаспийской низменности, однако восточный край синеклизы и прилегающий отрезок *Предуральского прогиба* испытал поднятие в новейшее время, в результате чего образовалось Подуральское плато. Западная окраина синеклизы, охватывающая Саратовско-Волгоградское Приволжье представляет собой моноклираль на стыке *Воронежской антеклизы* и *Прикаспийской синеклизы*. Юго-западная часть Прикаспийской низменности простирается в пределы эпигерцинской платформы, а еще южнее – *Терско-Каспийского прогиба*.

Причерноморская впадина образовалась на стыке древней *Русской* и эпигерцинской *Скифской платформ* как область устойчивых. На юге и западе этой территории погружения происходили в позднем протерозое и в палеозое, хотя структура полностью сформировалась только в мезозое и кайнозое. Впадине отвечает *Причерноморская низменность*, отделенная впадиной Азовского моря от однотипной *Азово-Кубанской низменности*. Последней соответствует опущенный кристаллический и герцинский складчатый фундамент, а на юго-западе – *Индо-Кубанский прогиб*. Между Азово-Кубанской и Прикаспийской низменностями располагаются поднятия складчатого фундамента эпигерцинской платформы, которые в юрское время входили в состав обширного *Воронежско-Ставропольского свода*. На юге это Ставропольский свод, а на севере – поднятия южных *Ергеней*, разобобщенные *Маньчским прогибом*.

Крупные структуры Восточно-Европейской платформы осложнены многочисленными структурами более мелких порядков, включая локальные образования. В сочетании друг с другом, с элементами разломной тектоники они оказывают большое воздействие даже на малые формы рельефа. Под воздействием экзогенных факторов широкое распространение на Русской равнине получили структурно-денудационные формы и элементы рельефа.

Морфоскульптура Восточно-Европейской равнины формировалась под воздействием морской абразии и аккумуляции, водно-эрозионных и сопряженных с ними склоновых процессов, флювиальной и ледниковой аккумуляции, мерзлотных, эоловых и карстовых процессов. Эти процессы, действуя в разное время и сочетаясь друг с другом обусловили возникновение ряда морфологических комплексов.

Морские трансгрессии, охватывавшие Восточно-Европейскую платформу играли важную роль в континентальной поверхности региона. Уровни морей служили базисами эрозии, применительно к которым в относительно спокойной тектонической обстановке происходило эрозионно-денудационное выравнивание надводного рельефа.

К крупным речным долинам Восточно-Европейской равнины относятся бассейн Волги, долины Дона и Днепра.

В настоящее время многие исследователи признают не менее пяти оледенений Восточно-Европейской равнины. Неоднократность оледенений была вызвана ритмическими изменениями климата, чередования теплых и холодных, влажных и сухих условий. Каждый ледниковый покров осуществлял деструктивную и аккумулятивную деятельность. В связи с этим важным фактором рельефообразования равнины была вечная мерзлота. В настоящее время она сохранилась лишь на крайнем севере Восточно-Европейской равнины, где широко распространены формы мерзлотного рельефообразования.

Характерной особенностью Восточно-Европейской равнины, особенно ее южной внеледниковой половины – долинно-балочный рельеф. Он сформировался к началу плейстоцена и в плейстоцене.

На юге Русской равнины часто встречаются просадочные (суффозионные) формы рельефа, связанные с выщелачиванием солей (карбонатов, гипса и др), содержащихся в песчано-глинистых отложениях.

Восточно-Европейская равнина выделяется в ранге геоморфологической страны, отвечающей единой Восточно-Европейской платформе. По

комплексу геоморфологических признаков Восточно-европейскую равнину в пределах нашей страны следует разделить на четыре провинции (рис. 63):

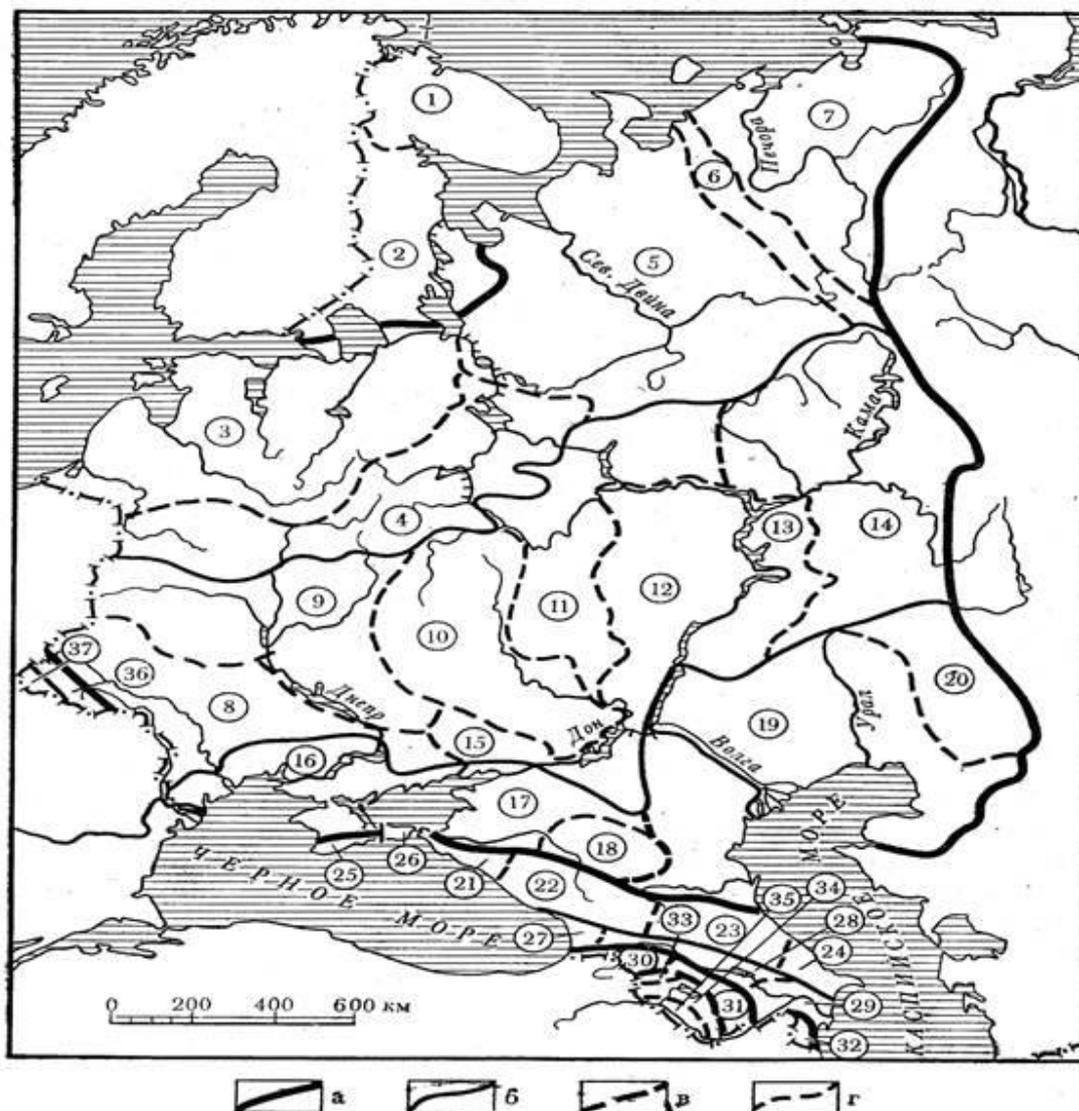


Рис. 63. Геоморфологическое районирование европейской части России

Пояснения к рисунку: а – границы геоморфологических стран, б – границы провинций, в – границы подпровинций, г – границы областей; **страна Фенноскандия:** Кольско-Карельская провинция, области: 1 – Кольская, 2 – Карельская; **страна Русская равнина:** Северорусская провинция, области: 3 – Балтийско-Валдайская, 4 – Минско-Московская, 5 – Двинско-Мезенская, 6 – Тиманская, 7 – Печорская; Среднерусская провинция, области: 8 – Украинская возвышенность, 9 – Полесская и Приднепровская низменности, 10 – Среднерусская возвышенность, 11 – низменности Волжско-Окско-Донского междуречья, 12 – Приволжская возвышенность и Ергени, 13 – Низкое Заволжье, 14 – Высокое Заволжье, 15 – Донецкий кряж; Южнорусская провинция, области: 16 – Причерноморская низменность, 17 – Азово-Кубанская низменность, 18 – Ставропольская возвышенность, 19 – Прикаспийская низменность, 20 – Подуральское плато; 21–37 – области горных стран (Крымско-Кавказской, Малоазиатских нагорий, Карпатско-Динарской)

1. **Кольско-Карельская провинция** восточной окраины Фенноскандии – рельеф сформировался на Балтийском кристаллическом щите под воздействием длительной деструкции, а в четвертичное время также под воздействием экзарации.

2. **Сверорусская провинция** дочетвертичных пластово-денудационных возвышенных и низменных равнин с наложенными на них формами ледниковой и водно-ледниковой скульптуры.

3. **Среднерусская провинция** относительно приподнятых в новейшее время пластово-денудационных возвышенных равнин с формами долинно-балочного-овражного расчленения и низменных равнин с преобладанием форм водно-ледниковой и речной аккумуляции и с подчиненными им долинно-балочными и овражными формами.

4. **Южнорусская провинция** состоит преимущественно из низменных равнин, в новейшее время испытавших опускания, отличающихся широко развитыми формами морского происхождения и подчиненными им формами водной эрозии и аккумуляции.

Далее провинции подразделяются на геоморфологические области и подобласти.

9.2 Кольско-Карельская провинция

Кольский полуостров и *Карелия* располагаются в восточной части Балтийского кристаллического щита. Наибольших высот территория достигает в западной части Кольского полуострова, имеющей расчлененный рельеф. Здесь расположены отдельные горные массивы с плоскими вершинами, разделенные депрессиями. Их высоты достигают 900-1000 м. Лишь единичные вершины *Хибин* (г. *Часначорр* – 1191 м), *Ловозерских Тундр* и *Мончетундры* превышают 1000 м.

Для восточной половины Кольского полуострова характерен более спокойный волнистый рельеф с преобладающими высотами 150-250 м. Среди волнистой равнины возвышается гряда *Кейвы* (397 м), состоящая из отдельных цепей, вытянутых с северо-запада на юго-восток вдоль центральной части полуострова.

Карелия в отличие от равнинной части Кольского полуострова имеет более пересеченный рельеф со средними высотами 150-200 м и относительно небольшими колебаниями до 100-120 м. Наибольшие высоты здесь приурочены к возвышенности *Манселья* достигающей в северо-западной части 657 м. На юго-востоке к ней примыкает *Западно-Карельская возвышенность* с макси-

мальной отметкой 417 м. К востоку от возвышенностей простираются обширные холмисто-грядовые низменные равнины, переходящие в *Прибеломорскую низменность*, к юго-востоку от которой с северо-запада на юго-восток протянулся кряж *Ветренный Пояс* (344 м). В южной части Карелии, к западу от Онежского озера, находится *Олонецкая возвышенность* (313 м).

В геологическом строении Балтийского кристаллического щита принимают участие мощные толщи архея и протерозоя.

По возрасту слагающих пород и по времени основных тектонических движений изучаемый регион может считаться древнейшим ядром Балтийского щита. Здесь проявились архейская (*беломорская*) и протерозойская (*карельская*) складчатости. В пределах территории выделяются три основных мегазоны, вытянутых с северо-запада на юго-восток: *Кольский мегасинклинорий*, *Беломорский мегантиклинорий* и *Карельский мегасинклинорий*. К Кольскому мегасинклинорию на северо-востоке примыкает *Мурманский блок*, а Карельский мегасинклинорий ограничен на юго-западе *Свеко-Феннским блоком*.

Формирование рельефа *Кольского полуострова* и *Карелии* происходило в течение длительного периода континентального развития в условиях устойчивого поднятия и сплошного распространения кристаллических пород. Интенсивные денудационные процессы протекали здесь совместно с процессами тектоническими, выразившимися в образовании разломов, внедрении интрузий и вертикальных колебательных движениях, а продукты разрушения уносились за пределы щита. Следствием этого явилось формирование поверхности выравнивания и господство в регионе *денудационно-тектонического, структурно-денудационного и денудационного рельефа*, представленного плосковерхими горными массивами, холмогорьями, невысокими грядами, плато, низменными цокольными равнинами.

Важную роль в формировании рельефа восточной части Балтийского щита играют *разрывные дислокации*, которые определили очертания Кольского полуострова. В Карелии они несколько затушевываются влиянием избирательной (селективной) денудации.

В четвертичное время Балтийский щит был одним из крупнейших *центров оледенения Евразии*. Кольский полуостров и Карелия являлись областью активной экзарации и сноса материала. Направление движения ледника совпало здесь с направлением простиранья основных тектонических структур и разломных зон, что усиливало его активность, но в то же время ледник лишь шлифовал, расширял и углублял многочисленные доледнико-

вые понижения, имеющие северо-западное простирание. Выпахивающему воздействию больше всего подверглись граниты и гнейсы, а кварциты лишь испытали полировку.

С относительно недавним освобождением территории от ледникового покрова связана невыработанность гидрографической сети региона. Здесь сохранилось обилие озер. Мало изменена и сама форма озерных котловин, оставшаяся в наследство от ледникового периода. Реки не успели выработать продольный профиль; они обычно извилисты и порожицы, с перекадами, часто встречаются водопады. Все это свидетельствует о молодости рельефа региона.

9.3 Общая характеристика Северорусской провинции

Северорусская провинция охватывает территорию, общей особенностью которой является господство ледниковой и водно-ледниковой морфоскульптуры. Провинция отличается определенным морфоструктурным единством – в ней преобладают *пластовые низменности* на Балтийской, Московской и Печорской *синеклизах* с останцовыми пластво-моноклинальными и кряжевыми возвышенностями, с характерной ориентировкой положительных и отрицательных морфоструктур в северо-западном и северо-восточном направлениях, подчеркнутых рисунком гидрографической сети.

Провинция в основном совпадает с территорией, которая покрывалась ледниковыми покровами во время московского и валдайского оледенений.

Геоморфологические условия внутри провинции с запада на восток изменяются настолько значительно, что ледниковые формы одного и того же возраста (валдайского или московского) оказываются в разных местах, например в Прибалтийской и Печорской низменностях, мало сопоставимыми между собой.

Провинцию можно разделить на пять областей: Балтийско-Валдайскую, Минско-Московскую, Двинско-Мезенскую, Тиманскую и Печерскую.

Балтийско-Валдайская область. Она охватывает площадь распространения последнего (валдайского) оледенения на северо-западе *Русской равнины*. Геоморфологическое своеобразие территории определяется прежде всего тем, что здесь в позднем плейстоцене непосредственно к югу от Балтийского щита располагался динамически -целостный массив последнего ледникового щита, питавшегося из Фенноскандинавского центра. Он

полностью занимал обширную Прибалтийскую низменность и по периферии ее оставил системы краевых форм, которые широкой извилистой дугой протягиваются от государственной границы бывшего СССР до р. Онеги.

Для области характерны:

- хорошо сохранившийся ледниково-аккумулятивный и водно-ледниковый рельеф;
- слабая переработка ледникового и водно-ледникового рельефа эрозионными и склоновыми процессами, множество озер;
- расположение значительной части территории на южном и юго-восточном склонах Балтийского щита с моноклиналим залеганием пластов платформенного чехла, сложенных породами резко различной прочности и выраженных в дочетвертичном рельефе в виде пластово-моноклиналиных форм типа куэст;
- расположение рек преимущественно в ложбинах стока талых вод и ледниково-озерных понижениях, невыработанность их. продольного и поперечного профилей.

На северо-западе Русской равнины по условиям образования рельефа во время последнего оледенения выделяются три геоморфологически четкие зоны: проксимальная зона ледниковых и водно-ледниковых аккумулятивных равнин и островных моренных возвышенностей, зона краевых образований и дистальная зона моренно-зандровых форм. На эту основную закономерность накладывается другая, обусловленная морфоструктурными различиями территории и характером проявления их в рельефе.

Минско-Московская область. Она непосредственно примыкает к Балтийско-Валдайской области, охватывая южную периферию территории московского оледенения. Для нее характерны:

- ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа, образовавшиеся во время московского оледенения и впоследствии подвергшиеся заметной переработке эрозионными, склоновыми и другими процессами;
- густая сеть морфологически развитых террасированных долин с подчиненной им преимущественно в приречных полосах - сетью балочных и местами овражных форм;
- почти повсеместное распространение на московской морене рыхлых покровных образований различного литологического типа;
- вытянутость большей части области по простиранию осевой зоны Московский синеклизы с прямыми и инверсионными морфоструктурами;

– единый для всей области орографический стержень в виде Смоленско-Московской возвышенности, ее западного и северо-восточного продолжений, подчеркнутый краевыми образованиями московского ледника

Северо-Двинская область. Она занимает северную часть Московской синеклизы, восточный склон Балтийского щита и Прётиманский прогиб. Отличается общим наклоном поверхности к северу. Для нее характерны пластовые и пластово-моноклиналиные возвышенности, разделенные понижениями, сложенными полого-наклонными верхнепалеозойскими и мезозойскими породами с наложенными на них формами аккумулятивного и водно-ледникового рельефа, местами днепровского, но преимущественно московского и валдайского оледенений. Ледниковые формы разной степени выраженности и последующего преобразования под воздействием экзогенных процессов. Геоморфологическое единство области в большей степени определяется морфоструктурными особенностями территории. Для нее характерна обусловленная тектоникой ориентировка положительных и отрицательных форм в двух взаимно перпендикулярных - северо-западном и северо-восточном направлениях. Это подчеркивается широкими полосами долинно-зандровых и озерных понижений, а также гидрографической сетью.

Область Тиманского края. Она охватывает денудированное краевое поднятие внешней зоны Тимано-Печорской геосинклинали с резко выраженными структурно-денудационными формами и элементами рельефа.

Низменности и возвышенности Северорусской провинции.

Подавляющую часть северо-западной части Русской равнины в пределах Северорусской провинции занимает **Прибалтийская низменность**. Геоморфологическое образование территории обусловлено расположением в позднем плейстоцене непосредственно к югу от Балтийского щита. Низменность представляет собой полого наклоненную на север волнистую равнину с абсолютными высотами преимущественно от 50 до 100 м, пересеченную густой сетью рек. На общем фоне низменной равнины выступает ряд изолированных возвышенностей, достигающих абсолютных отметок 200 - 300 м, и наблюдаются обширные пониженные пространства с абсолютными высотами от нуля до 50 м. Область расположена в основном на моноклинали южного склона Балтийского щита, переходящей на юго-востоке в северо-западное крыло Московской синеклизы, а на юго-западе в северное крыло Балтийской синеклизы.

Печорская низменность. Низменность располагается в северо-восточной части Русской равнины, где развитие рельефа происходило на эпибайкальском платформенном основании. Печорская низменность имеет форму широкого клина, сужающегося к югу по мере сближения Тиманского кряжа и Уральского хребта. В этом же направлении увеличивается ее высота. В приморской части и вдоль рек Печоры, Ижмы, Усы высоты колеблются в пределах 50-120 м. В средней части низменности они возрастают до 160 м, на крайнем юге, а также близ Урала и Тимана – до 200 м. На этом среднем гипсометрическом уровне выделяются отдельные возвышенности, многочисленные гряды и холмы высотой до 250 м. Печорская низменность в основном отвечает *Печорской синеклизе*. Ее восточная часть охватывает также *Предуральский краевой прогиб*

Тиманский кряж. Тиманский кряж протягивается от Чешской губы до верховья Вычегды с северо-запада на юго-восток. По Тиману проходит водораздел бассейнов рек Мезени и Печи на западе, Печоры и Индиги на востоке. Основные черты тектоники Тиманского кряжа сложились в поздне- и постгерцинский этапы развития Русской плиты, унаследовав структуры складчатого сооружения, возникшего в результате проявления байкальского тектогенеза. Тиман делится на Северный, Средний и Южный.

Северный Тиман отвечает Северотиманскому валу. Его граница проходит по реке Цильме выше устья Тобыща. На Северном Тимане прослеживаются четыре субпараллельные гряды, разделенные продольными понижениями. Самая западная гряда Косьминский Камень, давший всему кряжу. Западная граница этой гряды совпадает с линией разлома, отделяющей обширное поле отложений верхнего девона. Тиманский камень сложен преимущественно кварцевыми песчаниками среднего девона. На его южном продолжении находится возвышенность – Хайминский Камень. На севере вдоль восточного края Тиманского Камня протягивается короткий Печкин хребет. Это цепь увалов, также сложенных среднедевонскими песчаниками. У южного конца Печкина хребта поднимается массив Коврига с наиболее высокой вершиной Северного Тимана – 303 м.

Средний Тиман от Южного отделяет не вполне четкая граница, которая проходит по южной окраине Вымской низменности. В Среднем Тимане располагается самый высокий массив всего Тимана – Четласский Камень – 463 м, сложенный прочными породами протерозоя. К Среднему Тиману относится северная наиболее высокая часть Вымско-Вольской гряды на одноименном тектоническом поднятии - Верхневымская (300 м).

Южный Тиман включает возвышенность Джежим-Парма (248 м) на одноименном валу, сложенном в ядре породами протерозоя. На ее южном продолжении находится Немская возвышенность, которая далее смыкается с Полудовым кряжем Среднего Урала. Со Среднего Тимана на Южный переходит продолжение Вымско-Вольской гряды. По ее оси выходят метаморфические сланцы рифея, но высоты гряды меньше – до 216 м. В самой южной части гряды четко выделяется возвышенность Очпарма – наиболее высокая на Южном Тимане – до 323 м.

9.4 Общая характеристика Среднерусской провинции

Среднерусская провинция характеризуется закономерным сочетанием эрозионно-денудационных пластовых и моноклинально-пластовых возвышенностей и аккумулятивных низменностей, вытянутых преимущественно в меридиональном и субмеридиональном направлениях. Эта особенность обусловлена чередованием волн новейших поднятий и относительных опусканий. Рельеф провинции образовался на длительно развивавшихся Украинской, Воронежской и Волго-Камской антеклизях, корни которых уходят в поздний протерозой.

Область Среднерусская возвышенность. Она занимает центральное положение в южной внеледниковой половине Русской равнины. Ей отвечает новейшая структура - Среднерусская антеклиза, сформировавшаяся на древней Воронежской антеклизе и приподнятом южном крыле Московской синеклизы. На междуречьях под чехлом четвертичных, преимущественно лессовых отложений сохранились реликты неогенового денудационно-аккумулятивного рельефа, сильно измененные последующими процессами.

Северная и восточная периферии возвышенности в среднем плейстоцене подвергались оледенению, но в настоящее время результаты его воздействия на земную поверхность малозаметны, рельеф повсеместно эрозионный долинно-балочно-овражный.

Область Донецкого кряжа. Она значительно уступает другим областям Русской равнины (за небольшим исключением) по размерам. Геоморфологическое своеобразие региона и единство обусловлены пенеппенизацией внутриплатформенного герцинского складчатого сооружения, последующими складчато-глыбовыми движениями, неравномерными поднятиями и повторным расчленением рельефа в новейшее время.

Область Волжско-Окско-Донской равнины. Занята моренными и аллювиально-зандровыми равнинами, сформировавшимися на периферии

юго-восточной части днепровского и московского оледенений, на размытых и относительно опущенных в новейшее время палеозойских, мезозойских и неогеновых отложениях. В структурно-геологическом отношении соответствует, южному крылу Воронежской антеклизы и Пачелмскому (Рязанско-Саратовскому) прогибу (авлакогену).

Область Приволжской возвышенности и Ергеней. Она характеризуется эрозионно-денудационным пластово-моноклиналим ярусным рельефом, выработанным в верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложениях Ульяновско-Саратовской синеклизы и других структур, наложенных на Токмовский свод, Пачелмский прогиб и восточное крыло (моноклиналим) Воронежской антеклизы. По отношению к Ульяновско-Саратовской синеклизе опущенная часть Приволжской возвышенности является инверсионной. Многочисленные морфоструктуры более мелких порядков преимущественно прямые, реже инверсионные. Геоморфологическое единство территории обусловлено новейшими поднятиями, выделившими возвышенность среди областей относительного прогибания на западе (Окско-Донская низменность) и на востоке (Низкое Заволжье и Прикаспийская низменность).

Область Низкого Заволжья. Она приурочена к плиоцен-четвертичному прогибу. Структура области осложнена глубокой долиной среднеплиоценовой палео-Волги, выполненной мощными морскими и аллювиально-озерными отложениями верхнего плиоцена. Местами сохранились реликты первичной аллювиально-морской аккумулятивной поверхности, расчлененной широкими пологосклонными долинами и балками на отдельные увалистые формы. Вдоль левобережья Волги прослеживаются широкие речные террасы четвертичного возраста относительной высотой до 80 м.

Область Высокого Заволжья. Рельеф области отличается распространением эрозионно-денудационных ярусных пластово-моноклиналим возвышенностей на пермских, реже мезозойских отложениях Волжско-Камской (Волго-Уральской) антеклизы. Преобладают прямые соотношения рельефа и структуры, но встречаются и формы обращенного рельефа. Выделяется несколько ярусов поверхностей денудационного выравнивания - плиоценового, миоценового, возможно палеогенового и мезозойского возраста. Характерны многочисленные структурно-денудационные формы и элементы рельефа, бронированные прочными породами перми.

Возвышенности и низменности Среднерусской провинции.

Среднерусская возвышенность занимает центральное положение среди Русской равнины. Она тянется с северо-северо-запада на юго-юго-восток от правобережья долины Оки до Донецкого кряжа. С запада и востока ее окаймляют Приднепровская и Окско-Донская низменности. На севере она служит водоразделом Десны, Оки и Дона, южнее составляет водораздел Днепра, Донца и Дона.

Центральной частью области можно считать окрестности г. Орла, где расположены и более высокие ее точки. Это так называемое *Плавское плато* с высотами в 310 м. Наиболее же распространенные высоты для водоразделов Среднерусской возвышенности колеблются в пределах 220-250 м. Таким образом, Среднерусская возвышенность поднимается над наиболее низкими отметками Приднепровской и Окско-Донской низменностей в среднем на 120-150 м. На юго-востоке Дон, прорезая Среднерусскую возвышенность, отделяет от нее Калачскую возвышенность с высотами до 234 м, которая служит водоразделом Дона и Хопра.

Поверхность Среднерусской возвышенности представляет собой волнистую равнину, расчлененную глубокими долинами рек, балок и ветвящихся оврагов. Глубина вреза местами достигает 100 и даже 150 м. Со Среднерусской возвышенности берут начало такие реки, как Ока с многочисленными своими притоками (Зуша, Упа, Жиздра), Дон с притоками Красивая Меча, Сосна, Тихая Сосна, Калитва и другие, Оскол, Северный Донец, Ворскла, Псёл, Сейм и многочисленная сеть более мелких рек и пророченных к ним балок и оврагов.

В центре Среднерусской возвышенности, в районе Курска, Орла и Воронежа, высоко залегают кристаллические породы, составляющие Воронежскую антеклизу. Ее осевая часть проходит примерно по линии Павловск (на Дону) - Курск, где покров осадочных пород не превышает 150-200 м, а в Павловске, как известно, кристаллические породы вскрываются Доном. Во все стороны от оси осадочная толща сильно увеличивается в мощности, а докембрийские породы постепенно уходят на большую глубину. Воронежская антеклиза имеет асимметричное строение.

Среднерусская возвышенность в северных своих частях и частично по западному и восточному склонам была покрыта ледником. Поэтому здесь встречаются отложения ледникового происхождения в виде перемытой морены, мощность которой варьирует в пределах до 15 м. Типичные моренные отложения отмечены в ограниченном числе мест. Чаще на Среднерусской

возвышенности можно встретить полосы флювиогляциальных песков, вытянутых по речным долинам.

Поверхностными образованиями возвышенности служат лёссовидные суглинки, на юге переходящие в лёсс. Их мощность изменчива. На водоразделах она уменьшается до 2-3 м, в то время как по склонам речных долин и балок достигает 10-12 м. Именно лёссовые породы являются основными почвообразующими породами.

Геоморфологическое своеобразие Среднерусской возвышенности заключается в ее очень резком и молодом эрозионном расчленении, наложенном на древнеэрозионные формы. Возвышенность представляет собой классический район развития овражно-балочного рельефа; поэтому процесс его развития, а также долинного рельефа является одним из основных вопросов анализа рельефа возвышенности.

Современная эрозионная сеть Среднерусской возвышенности заложилась после того как море окончательно отступило с этой территории, а на севере только после ухода ледника. В связи с этим центральная, наиболее возвышенная часть Среднерусской возвышенности, ранее всего вступившая в континентальный период развития (нижний палеоген), имеет наиболее древнюю гидрографическую сеть; за ней следует юг возвышенности (верхний палеоген). Позднее всего начала формироваться речная сеть севера (после того как ее покинул ледник днепровского времени).

На развитие гидрографической сети Среднерусской возвышенности большое влияние оказал ледник. Для днепровского ледника Среднерусская возвышенность, и в частности Елецко-Тульские и Орловские поднятия, явились серьезной преградой при продвижении его на юг. В связи с этим ледник смог прикрыть только северную часть Средне-Русской возвышенности, а также западную и восточную ее периферию. Ледник языками спустился на юг по рекам Оке, Наруче, Нугре, Зуше и Сейму, оставив после себя тонкий слой морены. Аккумулятивных ледниковых форм рельефа в настоящее время на Среднерусской возвышенности не наблюдается. Основная роль ледника сказалась на перестройке гидрографической сети.

После ухода ледника северная часть Среднерусской возвышенности, так же как и южная, подверглась интенсивному эрозионному размыву. Благодаря этому современный рельеф Среднерусской возвышенности есть прежде всего эрозионный рельеф.

Густота расчленения Среднерусской возвышенности в разных ее районах неодинакова. Наиболее расчлененный район располагается к западу от

Оки, где широко развиты балки и долины притоков Оки. Густота расчленения здесь определяется величиной 1,3-1,7 км на 1 кв. км. Меньшая густота расчленения наблюдается на побережье Сейма, западнее и севернее Курска, на юге возвышенности, в бассейнах Псёла, Северного Донца и Оскола, где густота долинно-балочной сети составляет 1,1 -1,5 км на 1 кв. км. Еще меньше расчленен бассейн Зуши и Сосны (1,0-1,2 км на 1 кв. км). Центральная водораздельная часть возвышенности расчленена еще слабее (до 0,8- 0,9 км, а местами далее до 0,3-0,7 км на 1 кв. км). Подобное расчленение наблюдается на водоразделах рек Неручи, Сосны, Сейма, правых притоков Дона.

Глубина вреза главных долин на разных участках Среднерусской возвышенности также неодинакова. Максимально глубокие долины и балки наблюдаются в пределах Калачской возвышенности в бассейне Оскола, где врез местами достигает 150 м. Южная часть возвышенности расчленена тоже глубокими (до 100- 125 м) долинами и балками, принадлежащими Осколу и Северному Донцу. Наименьшая амплитуда колебания рельефа наблюдается в верхнем течении Оки и Дона, где врез обычно равен 50-75 м.

Наряду с древней эрозионной сетью Среднерусская возвышенность пересечена молодыми эрозионными формами - оврагами и промоинами. Современная эрозия приурочена в подавляющем большинстве случаев к древней гидрографической сети.

Овраги на Среднерусской возвышенности обычно простираются на несколько сотен метров и имеют глубину 8 - 25 м. Морфология этих оврагов в большой степени определяется литологией горных пород, которые они прорезают. При чередовании рыхлых и твердых пород нередко они образуют ступенчатый продольный профиль.

Среднерусская возвышенность имеет все необходимые условия для энергичного развития современных эрозионных процессов: 1) тенденцию к поднятию; 2) неровность исходного рельефа; 3) мягкий состав поверхностных пород; 4) быстроту таяния снежного покрова; 5) летние сильные дожди; 6) еще недавно существовавшее хищническое истребление лесов и неправильную распашку.

Донецкий кряж вытянут с востоко-юго-востока на запад-северо-запад на протяжении 300 км и служит водоразделом рек бассейна Северного Донца и рек, непосредственно впадающих в Азовское море. Наибольшие высоты Донецкого кряжа сосредоточены в Нагольном кряже, где отдельные точки в абсолютных отметках превышают 350 м. Наивысшая точка - гора

Могила Мечетная - достигает 367 м, средняя же высота водоразделов колеблется в пределах 200-250 м. По направлению к югу и северу на расстоянии 20-30 км высоты быстро падают до 100 и менее метров.

Донецкий кряж представляет собой складчатую структуру герцинского времени. Мощная толща слагающих его интенсивно складчатых пластов тянется на запад и восток за пределы Донецкого кряжа. Донецкий кряж слагают породы докембрийского возраста, а также почти полная серия палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород начиная с девона.

Донецкий кряж в настоящее время представляет собой возвышенность, сильно расчлененную эрозией. Эрозионные формы здесь представлены настолько ярко, а водораздельные пространства настолько сужены, что именовать эту территорию пенепленом нет никаких оснований. Большое количество речных долин, балок и оврагов прорезает кряж во всех направлениях и создает сильную пересеченность местности.

Главный водораздел Донецкого кряжа протягивается почти в широтном направлении, совпадая с простиранием пластов. Он настолько расчленен эрозионной сетью, что водораздельная полоса, не тронутая эрозией, в редких случаях достигает 10-15 км ширины. Только здесь поверхность имеет платообразный характер. Она покрыта новейшими отложениями и лишена обнажений коренных пород.

Окраинные части Донецкого кряжа имеют водоразделы, более выровненные, почти лишенные тех деталей рельефа, которые обусловлены тектоникой и разной литологией пород. Это объясняется тем, что окраины кряжа покрыты горизонтально лежащими третичными осадками, которые сыграли нивелирующую роль в рельефообразовании.

Резкий контраст с водоразделами представляют речные долины, которые глубоко прорезают, иногда до 100 м, смятые в складки породы Донбасса. В долинах можно выделить участки продольные в поперечные. Продольные участки характеризуются тем, что они относительно широки и прямолинейны. Поперечный их профиль асимметричен и часто ступенчат. Иной облик имеют поперечные участки долин: они узки, круты, склоны их часто скалисты, продольный профиль ступенчат. Поперечные долины обычно используют трещины кливажа.

Склоны речных долин характеризуются сильной эрозионной расчлененностью и обилием мелких форм рельефа, связанных с частой сменой литологически различных пород, причем при усложнении тектоники и развитии мелкой складчатости усложняется и сеть оврагов.

Крупные реки, пересекающие Донецкий кряж, местами имеют речные террасы. Северный Донец - самая крупная река Донбасса. Она берет начало далеко за пределами рассматриваемой области, а затем, встретившись с дислоцированными породами, оконтуривает Донецкий кряж с севера и только в нижнем течении режет пласты вкост их простираания.

Меловые и третичные моря, покрывавшие Донецкий кряж до высот 200 м, погребли древние формы рельефа. Поэтому после регрессии морей развилась новая гидрографическая сеть.

Начало четвертичного периода ознаменовалось накоплением лёссовидных суглинков – основных почвообразующих пород. В результате этого многие балки и другие отрицательные формы рельефа оказались заполненными, смягчив тем самым рельеф.

Но, несмотря на это, основная гидрографическая сеть, образованная после ухода третичных морей, сохранилась.

Вторая половина четвертичного периода отмечена энергичными эрозийными процессами, которые были вызваны колебательными движениями положительного знака. Усилился врез рек, достигающий местами около 100 м глубины, осваиваются водоразделы, уничтожается чехол рыхлых отложений, обнажаются коренные породы. Пенеплен, который был создан на месте Донецкого кряжа, под влиянием интенсивной эрозии превращается в сильно расчлененную эрозионную возвышенность.

Немалую роль в изменении рельефа Донецкого кряжа сыграл человек, прорезавший его множеством шахт глубиной в сотни метров. Пустая порода, выброшенная из шахт, складывается на поверхность в виде конусообразных возвышенности - терриконов, которые, достигая 25- 30 м высоты, придают своеобразный колорит местности.

Окско-Донская низменность представляет собой обширную пониженную равнину, расположенную в бассейнах Оки и Дона. Она граничит на западе и востоке со *Среднерусской* и *Приволжской возвышенностями*, замыкается на севере *Смоленско-Московской возвышенностью*, а на юге постепенно суживается и выклинивается к устью Хопра и Медведицы.

Северная часть Окско-Донской низменности, ограниченная на юге Окой, получила название *Мещерской низменности*. Центральная и южная часть именуется *Тамбовской равниной*.

Для рельефа низменности характерны обширные плоскоместья с абсолютными высотами в 150-180 м, которые чередуются с широкими терра-

сированными долинами, вытянутыми почти по меридиональному направлению (Дон, Воронеж, Битюг, Хопер, Медведица, Цна, Пра и др.).

Окско-Донская низменность лежит в пределах северо-восточного склона Воронежской антеклизы, юго-западного склона *Волго-Уральского* свода и заключенной между ними *Рязано-Саратовской* синеклизы.

Кристаллические породы, слагающие Воронежскую антеклизу, восточнее Дона быстро уходят на глубину (до 1400 м), и их перекрывает: мощная толща девона, которая нередко выходит на поверхность по берегам Дона.

Литологически они представлены весьма разнообразно: глинами, известняками, известняковыми песчаниками, мергелями общей мощностью до 230 м. Известняки девона сильно трещиноваты и закарстованы. Благодаря наличию глинистых прослоек, они богаты подземными водами. Поверхность девона несет всюду следы интенсивной эрозии и денудации.

В северной части Окско-Донской низменности отложения девона перекрывают широко распространенными на рассматриваемой территории отложениями карбона, которые вскрыты скважинами.

Единичные выходы карбона на поверхность известны на Дону, кроме того, в обнажениях берегов рек Окско-Цнинского вала. Литологически карбон представлен известняками и глинами, мощность его увеличивается к северу и центру Московской синеклизы.

На размытой поверхности палеозойских и мезозойских отложений, занимая широкие пространства в пределах Окско-Донской низменности, лежит немая песчано-глинистая толща мощностью от 60 до 100 м. получившая название *Ергенинской*. По распространению Ергенинской толщи удалось установить, что она выполняет широчайшие долины, максимальные в истории донского бассейна, созданные в третичное время.

Ергенинские отложения представляют собой крупно- и среднезернистые пески от белого до оранжевого цвета, переслаивающиеся с глинистыми отложениями. Они распространены широкой полосой, местами до 300 км, вдоль Окско-Донской низины, южной части Приволжской возвышенности и на *Ергенях*.

В доледниковое время на территории Окско-Донской низменности были созданы долины Воронежа, Битюга, Елани, Савалы. Хопра, Такая, Карагана. Об этом свидетельствуют отметки коренных пород, снижающиеся к названным долинам, а также плащеобразное залегание в них четвертичных отложений.

Весь район Окско-Донской низменности лежал в области надвига днепровского ледника, а потому поверхностными отложениями, покрывающими более древние породы, служат морена, флювиогляциальные пески и супеси, а также продукты их перемыва. Мощность четвертичной толщи местами достигает 100 м, чаще же она не превышает 5-10 м.

Во время максимального оледенения донской язык ледника целиком покрывал Окско-Донскую низменность. Широкое распространение ледника было обусловлено тектонической структурой территории и предшествующими эрозионными размывами.

Западная граница ледника выходила за пределы Окско-Донской низменности. Ледник покрывал восточный склон Среднерусской возвышенности и взбирался на Калачскую возвышенность. Распространение ледника на восток тормозилось Приволжской возвышенностью.

Ледник, покрывавший Окско-Донскую низменность, оставил после себя толщу основной морены. На водоразделах она встречается повсеместно, но уже сильно измененная, размытая и опесчаненная.

В эпоху последнего, валдайского, оледенения район Окско-Донской низменности лежал далеко за краем ледника, и талые ледниковые воды непосредственно в формировании речных долин не участвовали. Однако изменение климата и тектонические движения оказали влияние на формирование долин. В этот период была создана первая надпойменная терраса. Она поднимается над урезом реки на 10-12 м, а иногда снижается до 6 м и сливается с поймой. Первая надпойменная терраса Дона и других рек Окско-Донской низменности сложена песками и занимает пространства шириной в несколько километров.

В реках Окско-Донской низменности интенсивно развита пойменная терраса (пойма), ширина которой колеблется от десятков метров до 20 км.

История формирования рельефа Окско-Донской низменности - это в значительной степени история развития долинной сети, которая издавна начала использовать территорию, тектонически пониженную по отношению к окружающим ее пространствам (Средне-Русской и Приволжской возвышенностях) и имеющую тенденцию к относительному прогибанию.

В континентальные периоды истории Окско-Донской низменности она служила одним из главных путей стока вод Русской равнины. В результате на ее территории создавалась огромная долина размыва, выполненная затем ергенинскими отложениями. Позднее, в ледниковую эпоху, на ней скапливались ледниковые воды, создавая широкие долинные зандры. В после-

ледниковое время долинные зандры были использованы и прорезаны реками Окой, Становой Рясой, Воронежем, Хопром, Цной, Савалой и Доном.

Песчаные пространства, весьма распространенные в пределах Окско-Донской низменности, характеризуются эоловыми формами рельефа. Они хорошо развиты на донских террасах. Не менее выразителен эоловый рельеф на террасах Битюга, особенно в районе Хреновского бора, в долинах Воронежа, Цны, Хопра, Сейма и Оки. В большинстве случаев пески скреплены почвенно-растительным покровом, местами же обнажены и подвергаются развеванию. Последнее стоит в тесной связи с вырубкой лесов и неумеренной пастьбой скота.

Пространства, разделяющие долинные зандры, - современные водоразделы - в пределах Окско-Донской низменности расположены на абсолютных высотах от 100 до 170, а реже 180 м. Они представляют плоские равнины, на которых отсутствуют какие-либо формы ледниковой аккумуляции. О том, что эта территория покрывалась ледником, говорит только тонкий слой перемытой морены.

Равнинные междуречные пространства Окско-Донской низменности расчленены чрезвычайно слабо. На междуречье Дона, Цны и Савалы густота расчленения равна 0,7-0,6 км на 1 кв. км. Наиболее густо расчленена северная часть Тамбовской равнины в верховьях Воронежа, а также в бассейне р. Вороны. Интенсивность горизонтального расчленения достигает здесь 1,0-1,2 км на 1 кв. км.

Западная часть Тамбовской равнины почти лишена оврагов. Оврагами пересечены, за редким исключением, только крутые и высокие участки склонов долин крупных рек. Наряду с небольшой густотой расчленения невелика и глубина врезания эрозионной сети. Только крупные реки врезаны в водоразделы на глубину от 25 до 50 м. Междуречья и межбалочные пространства около долин и балок имеют уклон более 2°, на остальном же пространстве представляют собой плоскую слабо дренированную равнину. В северных частях Окско-Донской низменности нередки заболоченные бессточные понижения. Наряду с ними широко распространены блюдца. Они приурочены к лёссовидным породам и обязаны своим происхождением суффозионно-просадочным процессам.

Приволжская возвышенность тянется вдоль правого берега Волги. Она полого спускается к Окско-Донской равнине и круто, иногда уступами, обрывается к долине Волги.

В северной части Приволжской возвышенности, где ее окаймляет широтный отрезок Волги, преобладающими являются высоты 150-180 м. По направлению к югу они начинают увеличиваться и на широте Ульяновска достигают во многих местах 200 м, а южнее - отдельные возвышенности превышают уже 300 м. Их площади увеличиваются к верховьям Медведицы. Наивысшая точка Приволжской возвышенности - 384 м - расположена в Хвалынских горах, в непосредственной близости от берега Волги.

По Приволжской возвышенности проходит Волжско-Донской водораздел. В северной части возвышенности водораздельная линия отстоит далеко от Волги - западнее Суры. В южной части она подходит к реке почти вплотную, так что волжский склон и донской оказываются развитыми чрезвычайно неодинаково.

На Приволжской возвышенности берут начало или протекают такие крупные реки, как Сура, Свияга, Мокша, Хопер, Медведица, Иловля и ряд более мелких. Приволжскую возвышенность, особенно волжский ее склон, пересекают многочисленные балки и овраги, создавая сильную пересеченность местности.

В основании Приволжской возвышенности лежат разные тектонические структуры. Наиболее древние породы, выходящие отдельными пятнами на поверхность Приволжской возвышенности, относят к каменноугольному возрасту (известняки, песчано-глинистые и известковые отложения). В прошлом возвышенность была покрыта морями - в пермский, меловой периоды и третичное время.

Континентальные отложения четвертичного возраста скудны и это преимущественно тонкий слой элювиально-делювиальных отложений в речных долинах.

Наличие большого количества дислокаций, валов и прогибов вызывает сильную пестроту геологического сложения территории и своеобразие форм рельефа.

Современный рельеф Приволжской возвышенности характеризуется следующими основными чертами:

1) *Наличием денудационных ступеней* - наличие двух уровней, высоты которых уменьшаются в южном направлении.

Верхнее плато, между Сызранью и Саратовом достигает 280-320 м, между Саратовом и Камышином - 240-260 м, южнее Камышина, по данным 200-210 м, еще южнее оно в рельефе совсем не сохранилось.

Нижнее плато занимает значительно большее пространство, чем верхнее. Его высота равна 150-200, иногда 240 м. Плато на склонах прорезано многочисленными балками и оврагами. На водораздельных же участках оно представляет ровную поверхность, которая разнообразится только блюдцами, образованными суффозионными процессами.

2) *Сильной эрозионной расчлененностью* – расчлененность неоднородна. Современные эрозионные процессы энергичнее протекают на волжском склоне, чем на донском, наблюдаются, во-первых, передвижение водораздела с востока на запад и, во-вторых, перехват рек донской системы реками бассейна Волги.

3) *Ярко выраженными структурными формами рельефа* – на Приволжской возвышенности местами широкое развитие получили карстовые формы рельефа.

Низкое Заволжье протягивается почти меридионально вдоль левого берега Волги от Казани до Камышина. В Казанском Поволжье его ширина не превышает 15-20 км, тогда как в Саратовском Поволжье она достигает 250-300 км.

С западной стороны к Низкому Заволжью крутым уступом в 100- 200, а местами и в 300 с лишним метров обрывается Приволжская возвышенность, составляющая правый коренной берег Волги. У ее подножья Волга проложила свое русло, подмывает ее и этим самым постепенно передвигается к западу. Отсюда по направлению к востоку Низкое Заволжье поднимается несколькими ступенями и сливается с Высоким Заволжьем. На юге оно граничит с Прикаспийской низменностью.

Жигулевские горы Приволжской возвышенности, резко выступая на восток, перегораживают Низкое Заволжье и разделяют его на две части: северную и южную. Высоты, наблюдаемые в Низком Заволжье, колеблются в пределах от нуля (урез р. Волги в южной части рассматриваемого района) до 125-150 м.

В геотектоническом отношении Низкое Заволжье представляет собой область тектонического прогиба, который выстлан толщей верхнетретичных и четвертичных отложений. Возвышенности, граничащие с Низким Заволжьем, напротив, почти лишены покрова четвертичных отложений и сложены породами пермского, юрского, мелового и нижнетретичного возрастов.

Самая молодая - пойменная терраса Волги - развита в долине повсеместно. Она возвышается над урезом реки на 10-12 м и обычно имеет два

уровня (низкая и высокая пойма). Ширина ее варьирует от 1 до 10 км, достигая наибольших размеров в устьях притоков Камы, Черемшана, Самары, Б. Иргиза, Еруслана. Сложена пойменная терраса современным аллювием, который представлен переслаивающимися глинами, суглинками и песками. Ровная, в общем, поверхность поймы разнообразится протоками, старицами, одни из которых заполнены водой и представляют озера, другие еще сохранили связь с Волгой, а третьи представляют небольшие сухие понижения. На пойме часто встречаются прирусловые валы, гривы и дюны.

Пойма Волги к востоку сменяется первой надпойменной террасой, относительная высота которой колеблется в пределах 15-20 м. Она хорошо выражена в рельефе в нижнем отрезке Волги, начиная от Жигулей и отчленяется от поймы и второй надпойменной террасы уступами в 5-10 м.

Вторая надпойменная терраса прослеживается вдоль Волги то расширяющейся до 10 и более километров полосой, как, например, в устье Еруслана, то суживающейся до 1 км. Высота террасы над урезом Волги составляет 20-30 м. Сложена вторая надпойменная терраса ниже Сызрани нижнехвалынскими морскими осадками, литологически представленными шоколадными глинами и суглинками.

Вторая надпойменная терраса переходит в третью надпойменную террасу то резким уступом, то пологим склоном. Высота ее над урезом равна 35-40 м. Иногда она обрывается непосредственно к Волге и дает хорошие обнажения. Террасовые отложения выполняют резко переуглубленное ложе и обычно состоят из двух комплексов осадков. Нижний представлен песками, в основании которых лежит гравий, галька

Нижнехвалынское море, заходя в долину Волги, создало в пределах третьей надпойменной террасы абразионный уступ, который отчетливо виден к югу от устья Еруслана на абсолютной высоте 30-37 м. На поверхности этого уступа развиты маломощные-мелководные нижнехвалынские фации с типичной Хвалынской фауной.

Третья терраса, в основном сложенная песками и супесями, часто взбугрена в дюны, а поэтому представляет неровную поверхность. Эрозионные формы рельефа в ее пределах распространены мало.

Долина Волги имеет и четвертую надпойменную террасу с высотами над урезом Волги в 50-70 м. Она еще не достаточно хорошо изучена. Ширину ее морфологически установить очень трудно, так как она совершенно незаметно переходит в водораздел, сложенный сырцовыми глинами или песками. Эта терраса сложена песками. в нижней толще содержащими галь-

ку и гравий, иловатыми глинами и супесями. Мощность отложений колеблется от 10 до 50 м. Аллювий террасы прислонен к сыртовым отложениям и, в большинстве случаев, подстилается ими.

В формировании волжских террас и ее притоков большую роль сыграли, во-первых, смена эпох оледенения межледниковыми и, во-вторых, связанные с ними неоднократные регрессии и трансгрессии вод Каспийского бассейна. По всей вероятности, образование аллювия террас следует датировать концом ледниковых эпох, когда происходило усиленное таяние льдов и повышение уровня Каспия.

Сыртовая поверхность в четвертичное время подвергалась воздействию различных процессов рельефообразования, в частности эрозии. При этом размыв водоразделов происходил в тесной связи с развитием долины Волги и ее притоков.

Высокое Заволжье занимает обширную площадь на востоке Русской равнины, соприкасаясь с низким Заволжьем на западе и предгорьями Урала на востоке. На севере она примыкает к району Северных Увалов, а на юге обрывается крутым уступом Общего Сырта к Прикаспийской низменности.

От Низкого Заволжья к востоку местность постепенно повышается, достигая в предгорьях Урала 400 м. Современный рельеф Высокого Заволжья может быть охарактеризован как типично эрозионный: равнинные или полого-волнистые поверхности его пересечены сетью глубоко врезаемых речных долин и балок, переживших длительный период развития.

Высокое Заволжье в тектоническом отношении представляет собой восточную часть Волго-Уральского свода, поверхность кристаллического фундамента. Кристаллический фундамент сверху прикрыт девонскими и каменноугольными отложениями, представленными известняками, мергелями и доломитами с редкими прослоями глин. Их повсеместно перекрывают пермские отложения, литологически представленные очень пестро, которые в основном и слагают поверхность Высокого Заволжья. Только местами, особенно на западе и юге, встречаются отложения триасового, юрского, мелового и третичного возрастов. Пересекая Высокое Заволжье с запада на восток, можно встретить все более и более древние отложения.

Для рельефа Высокого Заволжья, имеющего много общего с рельефом Приволжской возвышенности, особенно характерны:

1) *Ярусность* - в Заволжье четко выявлены два денудационных уровня: один на высотах в 240-320 м (поднимающейся к востоку), а другой - на 180-250 м. Верхняя денудационная ступень в наше время не представляет

собой, так же как и в Приволжской возвышенности, сплошной поверхности. Она сохранилась в виде отдельных останцовых массивов. Более низкое плато с отметками в 180-250 м составляет основной, наиболее распространенный тип рельефа. Оно сложено слабо дислоцированными коренными породами и сильно расчленено реками и оврагами.

2) *Сильное эрозионное расчленение* - современный рельеф Высокого Заволжья можно считать типично эрозионным. Поверхность его изрезана густой сетью древних и современных речных долин, балок и оврагов. Долины наиболее крупных рек были заложены в палеогене, а в некоторых районах, куда не заходило меловое море, и в мезозое. В четвертичное время весь район испытывал поднятия, проявившиеся на территории Заволжья повсеместно, только с разной степенью интенсивности для разных ее участков. Это обстоятельство не могло не вызвать усиленных эрозионных процессов. В четвертичное время наиболее энергичный размыв происходил, видимо, в период, предшествующий максимальному оледенению.

В Высоком Заволжье наблюдается резкая разница между равнинными междуречьями с их однообразным микрорельефом и глубоко врезанными долинами с крутыми склонами, разрезанными свежими роющими оврагами. Чем больше река, тем сильнее и ярче расчленены прилегающие к ней склоны. Но и современные эрозионные процессы охватывают только узкие приречные полосы в 2-5 км, в то время как водоразделы шириной в 8-12 км остаются нетронутыми. При взгляде на речные долины Высокого Заволжья отчетливо заметна хорошо выраженная асимметрия их склонов. Как правило, у широтных рек южные склоны крутые, а северные пологие, что, видимо, связано с инсоляцией. Интересно, что реки, протекающие меридионально, то есть поперек общему наклону местности, имеют склон, обращенный к Уралу, крутой, а противоположный - пологий.

3) *Яркая связь рельефа с литологией и тектоникой.* Сложный рельеф Высокого Заволжья создан под влиянием разнообразных факторов, причем эрозионный фактор имел и имеет доминирующее значение. Важно отметить, что, ввиду того, что эта территория не покрывалась ледником, действие этого фактора в ледниковое время не прерывалось. Разнообразие эрозионных форм, приуроченных к разнообразным литологическим и тектоническим условиям, и создает особенности рельефа Высокого Заволжья.

9.5 Общая характеристика Южнорусской провинции

Южнорусская провинция охватывает ряд низменных равнин, в значительной части затопленных водами Черного, Азовского и Каспийского морей. Континентальная часть провинции в новейшее время испытала погружения и относительно слабые поднятия. Характерно широкое развитие форм морской абразии и аккумуляции с подчиненными эрозионно-аккумулятивными и аридно-денудационными формами. Провинция отвечает зоне отрицательных структур (синеклиз) южной окраины древней Русской платформы, унаследованно, частично инверсионно, развившихся в новейшее время.

Южнорусская провинция включает в себя следующие области:

Область Причерноморской низменности. Соответствует одноименной тектонической впадине. Территория области неоднократно покрывалась неогеновыми морями, оставившими после себя плоскоравнинную поверхность морской аккумуляции, которая в четвертичное время была относительно слабо расчленена эрозией и перекрыта мощными лёссовыми образованиями.

Приазовско-Кубанская область. Это четвертичная аллювиальная и лёссовая равнина. В верхнем неогене она затоплялась апшеронским морем. Отвечает глубоко опущенному южному краю Русской плиты, Скифской плите и Азово-Кубанскому прогибу с общими прямыми соотношениями рельефа и структуры.

Ставропольская область. Она охватывает Ставропольскую эрозионно-денудационную пластово-моноклиналиную возвышенность, сложенную палеогеновыми и неогеновыми отложениями. В структурно-геологическом отношении соответствует унаследованному неотектоническому поднятию эпигерцинской (Скифской) платформы. Выделяются два основных уровня денудационно-аккумулятивного выравнивания: сарматский и акчагыльский. В результате неравномерных новейших поднятий они деформированы в виде свода. Характерно глубокое расчленение возвышенности на отдельные водораздельные плато с крутыми ступенчатыми склонами, с преимущественно прямым выражением в рельефе локальных антиклинальных структур.

Область Прикаспийской низменности. Прикаспийская низменность занимает центральную и западную части Прикаспийской тектонической впадины (синеклизы). Абсолютные высоты низменности от -28 до 100 м. В четвертичное время она испытала обширные трансгрессии Каспийского моря. Рельеф области равнинный, аккумулятивно-морского происхождения

времени позднеплейстоценовых трансгрессии (ранне- и позднехвалынских), на большой площади переработанный флювиальными и эоловыми процессами. На юге простирается в пределы Скифской платформы. Разделяется на пять подобластей.

Область Подуральского плато. Это возвышенные эрозионно-денудационные пластово-ярусные равнины главным образом на мезокайнозойских и палеогеновых отложениях окраинной восточной части Прикаспийской впадины (синеклизы) и Предуральского прогиба, испытавших в новейшее время инверсионные блоковые поднятия. Характерны реликты сильно расчлененных поверхностей денудационного и аккумулятивного происхождения: позднепалеогеновой (200-450 м), сарматской (220-350 м) и акчагыльской (150-250 м). Широко развиты структурно-денудационные формы и элементы рельефа (плато, уступы, ступени), прямые положительные и отрицательные локальные морфоструктуры, формы рельефа, обусловленные соляно-купольной тектоникой. В развитии рельефа большую роль играет комплекс аридно-денудационных процессов.

Низменности и возвышенности Южнорусской провинции.

Причерноморская низменность расстилается на юге Русской равнины. Она заходит также в пределы Крымского полуострова, постепенно сливаясь с предгорьями Крымских гор.

Орографическая граница Причерноморской низменности с Украинской возвышенностью, которая окаймляет ее с севера, выражена чрезвычайно расплывчато. Высоты с севера на юг снижаются постепенно, и Причерноморская низменность представляет собой слабо наклонную поверхность.

Наибольшие высотные отметки в пределах Причерноморской низменности, равные 160 м, располагаются в ее северо-западной части. В бассейне Южного Буга они не превышают 120 м, а в северо-восточной части низменности, между Днепром и Миусом - 50 м. Низменность постепенно спускается к морю, и в прибрежной части отметки составляют в 15-25 м. К морю низменность в большинстве случаев обрывается абразионным уступом в несколько метров, и морские волны, подмывая его, вызывают образование оползней, которые тянутся вдоль берега на значительные расстояния.

Причерноморская низменность, особенно в центральной и восточной частях, представляет довольно ровное пространство. Равнинность нарушается в большинстве случаев долинами рек, которые обладают довольно большой глубиной в северной и северо-западной частях низменности. В

крайней западной части врез этот измеряется в отдельных случаях в 100 м, на остальной же площади он не превышает 10-20 м. К долинам рек привязана и сеть оврагов, которые обычно не заходят далеко и водоразделов не затрагивают.

Причерноморская низменность в целом в своих границах отчетливо совпадает с Причерноморской синеклизой. Причерноморская синеклиза представляет собой крупную депрессию, имеющую сложное строение и очертания. Ее слагают палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения.

Третичные отложения на территории Причерноморья развиты чрезвычайно широко. Здесь встречаются пески и глины эоцена, мощность которых увеличивается от краевых частей впадины к ее центру (до 100 м). Причерноморская низменность неоднократно покрывалась древними морями.

Рельеф Причерноморской низменности в своих основных чертах обусловлен тектонической структурой этой территории. Предгорная впадина, выполненная горизонтально лежащими пластами, создала равнинный рельеф, слегка понижающийся к центру впадины. Нарушение равнинности вызвано здесь внешними процессами, среди которых основную роль сыграла речная эрозия.

Отличительной особенностью долин рек Причерноморской низменности является образование в их устьевой части заливов, именуемых лиманами. Реки, пересекающие Причерноморскую низменность, не успели создать асимметрично построенную долину. Только на Днестре правый берег в большинстве случаев крут и прорезан многочисленными короткими и крутыми оврагами, в то время как левый берег имеет пологий склон, который спускается к террасам, вытянутым вдоль него.

Речные долины Причерноморской низменности имеют три надпойменных террасы и пойму. Последняя хорошо выражена на всех реках и имеет ровную поверхность, несколько снижающуюся в сторону коренных берегов. На поверхности поймы развит свойственный пойменным террасам сложный микрорельеф со старицами, протоками, прирусловыми залами и пр. Аллювий, слагающий пойму, состоит из серых глинистых песков, среди которых можно встретить один-два погребенных почвенных горизонта. Пойменная терраса возвышается над урезом рек в устьевой части не более чем на 0,5 м, а выше по течению - на 2-3 м. Наиболее широко пойменная терраса развита в долине Днестра, где высота ее колеблется в пределах 1-3 м, а ширина местами достигает нескольких десятков километров.

Водораздельные пространства Причерноморской низменности довольно однообразны. Они представляют собой степную равнину, слегка наклоненную в сторону моря, а отчасти и в сторону речных долин. На плоских водоразделах, как правило, расположены курганы, придающие местности особое своеобразие.

Балки и овраги на водоразделах встречаются редко, особенно к востоку от Днепра. Только в районах, примыкающих к долинам рек Ю. Буга, Ингульца. Ингула, Днепра и др., имеются хорошо выраженные овраги и балки, на склонах которых обнажаются коренные породы. Так, вдоль левого берега Днепра эрозионная деятельность охватывает полосу шириной в 20 км.

Характерной особенностью водораздельных пространств служат поды - широкие блюдцеобразные плоскодонные западины. Размеры их весьма различны. Диаметр в среднем измеряется сотнями метров, но в отдельных случаях он достигает 10 км.

К береговым формам, широко распространенным на рассматриваемой территории, надо отнести косы, бары и пересыпи, вытянутые обычно на значительные расстояния вдоль берегов Черного и Азовского морей. В качестве примера можно привести косу Бирючью длиной 40 км, бар Арабатскую стрелку - около 130 км, Тендровскую косу - около 60 км и др. Источником материала, слагающего косы и бары, служат палеоценовые и древнеевксинские пески, интенсивно размываемые в берегах морским прибоем, а также аллювий, приносимый реками с материка.

Прикаспийская низменность расстилается на крайнем юго-востоке Русской равнины, примыкая к Каспийскому морю. На севере она окаймляется склонами Общего Сырта, на западе - Приволжской возвышенностью и Ергенями, на востоке - плато Предуральским и Устюрт. Огромная, почти в 200 тысяч квадратных километров, низменность, пересекается реками Волгой, Уралом, Эмбой.

Красновато-бурая поверхность Прикаспийской низменности в северной и северо-западных частях покрыта низкорослой седовато-серой солончаковой растительностью. Близ Каспийского моря низменность местами совершенно гола, и только песчаные бугры и соленые озера разнообразят эту геологически девственную пустыню, в южных частях расположенную на 27 м ниже уровня моря.

Прикаспийская низменность располагается в пределах Прикаспийской синеклизы, заложенной еще в палеозое. Складчатый фундамент синеклизы, опущенный на глубину 3000-4000 м, перекрыт толщей палеозой-

ских и мезо-кайнозойских отложений, мощность которых достигает здесь наибольшей величины для Русской платформы.

При беглом осмотре рельефа Прикаспийской низменности создается впечатление, что она представляет собой идеальную равнину. На самом же деле поверхность оказывается более сложной. В северной ее части, покрытой глинистыми и суглинистыми отложениями, встречаются вытянутые почти в меридиональном направлении или на юго-восток узкие, мелкие ложбины. Здесь же широко развиты мелкие западины, имеющие самую различную площадь. В южной части низменности, в пределах распространения песчаных отложений, широко развиты бугры, гряды и котловины. Кроме того, рельеф разнообразят упомянутые выше соляные купола. Наконец, резкий контраст в рельефе создают Волго-Ахтубинская и Уральская долины.

Основным типом рельефа в Прикаспийской низменности служит морская аккумулятивная равнина. Она составляет тот фон, на котором создались после отступления моря эрозионные, эоловые, суффозионные и другие типы и формы рельефа.

Первичная морская аккумулятивная равнина в Прикаспии еще до сих пор широко распространена. Сохранившиеся участки морских аккумулятивных равнин приурочены к районам новейших относительных поднятий земной коры.

Морские аккумулятивные равнины нижнехвалынского моря, сложенные шоколадными глинами и суглинками, являются наиболее плоскими поверхностями, где относительные колебания высот не превышают 1,0-1,5 м, причем переходы от понижений к повышениям чрезвычайно постепенны. Однотонная плоская поверхность морских равнин разнообразится только многочисленными формами микрорельефа - западинами и бугорками «сурчин». Западины представляют собой округлой или овальной формы понижения рельефа с плоским дном и пологими склонами. Диаметр их колеблется от 10 до 100 м, а глубина от 0,3 до 2 м. Западины имеют большое значение в распределении осадков и вызывают сильную пестроту растительного и почвенного покрова. Плоское дно западин, как правило, покрыто более влаголюбивой растительностью, чем окружающие пространства. Такие понижения рельефа используются населением под сенокосы, а иногда и как пахотные угодья. Помимо западин на морских аккумулятивных равнинах широко развиты многочисленные бугорки, образованные рыхлыми выбросами из нор сусликов - так называемые сурчины, высота которых достигает 0,5-0,7 м, а диаметр 1,0-1,5 м. На 1 га насчитывают до 40 сурчин.

Наряду с морскими аккумулятивными равнинами в Прикаспии еще хорошо сохранились береговые формы рельефа, созданные морем в его прибрежной полосе: лиманы, такыры, ванны соленых озер и гряды.

Ввиду того что Прикаспий сравнительно недавно освободился из-под моря, формы и типы рельефа морского генезиса (равнины, лиманы, гряды и др.) хорошо сохранились и широко распространены.

Эрозионные формы Прикаспия весьма своеобразны и не имеют себе подобных в пределах Русской равнины. Они развиты в виде ложбин, протягивающихся на десятки километров из периферических частей низменности по направлению к Каспийскому морю. До моря они, однако, не доходят, а заканчиваются, расходясь веерообразно в широких плоских понижениях - лиманах.

В южной части Прикаспийской низменности, где поверхностными образованиями служат пески верхнехвалынской трансгрессии, преобладает эоловый рельеф. Он выражен здесь котловинами, буграми и грядами. Большие массивы развеваемых песков распространены к западу от Волги - пески Астраханские, на волго-уральском водоразделе и др.

На территории, покрытой песками, почти повсеместно распространен котловинно-бугристый рельеф. Котловины имеют чаще всего овальную форму с длинной осью, ориентированной на северо-запад. Глубина их в отдельных случаях достигает 8 м, а площадь до 3 кв. км. Склоны, обращенные навстречу ветру, восточной и северо-восточной экспозиции, отличаются крутизной, а противоположные обычно пологи и часто задернованы.

Приазово-Кубанская низменность расположена к северу от Кубани и занимает наибольшую часть пространства Кубанской равнины. Водораздельные пространства этой низменности сложены лессовидными суглинками - наносами древних рек и древних водноледниковых потоков (древнеаллювиальными и флювиогляциальными отложениями). Низменность наклонена в основном к северо-западу - в сторону Азовского моря, но у границы с Ростовской областью имеются уклоны к северу, о чем свидетельствует течение р. Б. Ельбузд, впадающей в р. Кагальник. На границе со Ставропольским краем низменность наклонена к востоку, о чем говорит течение р. Калалы, впадающей в р. Егорлык.

Характер поверхности Кубано-Приазовской низменности не везде одинаков. В пределах Ейского полуострова рельеф плоский, речной сток отсутствует, высота над уровнем моря 10-20 м.

В своей центральной части Кубано-Приазовская низменность расчленена долинами рек и имеет слабоволнистый рельеф. В восточной части низменности высоты достигают 100-200 м. Здесь значительное количество балок и долин небольших рек, главным образом верховья степных рек.

Приазовская дельтовая низменность располагается в дельтах рек Кубани, Кирпили, Бейсуга и Челбаса; сложена дельтовыми отложениями, высоты 0-20 м. Рельеф плоский. Прибрежные части дельт, как правило, заболочены. Значительная часть заболоченных участков в настоящее время осушена или осушается. Те части дельт, которые расположены на незначительном расстоянии от моря и высохли естественным путем, трудно различимы от прилегающей равнины.

Приазовская дельтовая низменность отличается от Азово-Прикубанской низменности не только своей высотой и плоским рельефом, но также своеобразными формами залегания подпочвенных песчаных и глинистых отложений.

Прикубанская наклонная равнина расположена между долиной Кубани - на севере и горами - на юге.

В долине Кубани на значительном расстоянии протянулись Закубанские плавни, к югу от которых равнина постепенно повышается, достигая 250-300 м над уровнем моря.

Равнина сложена разнообразными отложениями, главным образом речного происхождения: галечниками, песками, глинами, покрытыми сверху лессовидными суглинками. К территории Краснодарского края относится юго-западная часть Ставропольской возвышенности, достигающая 623 м.

Ставропольская возвышенность занимает среднюю часть Предкавказья, разделяя Азово-Кубанскую и Прикаспийскую низменности. Она наиболее приподнята на юге – до 832 м. В центральной части возвышенности развиты обширные платообразные поверхности с преобладающими высотами 400–600 м. К периферии они переходят в холмистые равнины высотой 200–400 м.

На путь континентального развития возвышенность вступила после регрессии позднесарматского моря. На протяжении плиоцена и плейстоцена Ставропольское поднятие подвергалось интенсивной эрозии, разрушившей реликты миоценового рельефа.

Формирование рельефа Ставрополья началось в плиоцене и продолжалось в четвертичное время под влиянием общих поднятий. Это обусло-

вило широкое развитие в южной, наиболее приподнятой части возвышенности, глубоко расчлененных высоких равнин и депрессий с обращенными по отношению к локальным структурам формами рельефа. Зона Невинномысского вала выражена в рельефе крупным понижением с широтными долинами Кубани, Барсуков и др. На склонах широко развиты оползни глин, оплывины и грязевые потоки.

Для южной и центральной частей Ставрополя характерны структурно-денудационные и абразионные платообразные возвышенности, связанные с выходами на поверхность пластов стойких пород. Они образуют наиболее древний уровень рельефа – плиоценовую поверхность выравнивания с реликтами речной сети. Возвышенности расчленены широкими плоскодонными ложбинами, переходящими в глубокие балки. На склонах возвышенностей, где вскрыты породы различной устойчивости, распространен ступенчатый структурно-денудационный рельеф. Широко развиты современные оползни, карстовые и суффозионные явления.

В центральной части Ставрополя к выходам на поверхность глинистого горизонта среднего сармата приурочены возвышенные эрозионно-денудационные равнины. Они образуют второй ярус рельефа, который увязывается с наиболее древней террасой Егорлыка и Калауса. Равнины расчленены пологосклонными долинами притоков Егорлыка и балочной сетью.

С запада, востока и севера Ставропольское поднятие окаймлено эрозионно-аккумулятивными равнинами. На размытой поверхности красных глин армавирской свиты залегают четвертичные суглинки, сверху перекрыты лёссами. Равнины расчленены террасированными долинами рек и балочной сетью, на склонах которых развиты мощные делювиальные шлейфы с погребенными почвами. Характерна густая сеть склоновых и донных оврагов. На плоских лессовых междуречьях распространены просадочные блюдца.

10. ПРАКТИЧЕСКИЕ ЗАДАНИЯ ДЛЯ ЛАБОРАТОРНЫХ РАБОТ ПО ГЕОМОРФОЛОГИИ

10.1 Тектоника и мегаформы рельефа России

Цель задания: выделить основные тектонические области и мегаформы рельефа Российской Федерации.

Для выполнения задания необходимы следующие материалы:

- Контурная карта России М 1:20 000 000
- Тектоническая карта России
- Физическая карта России М 1:20 000 000
- Учебное пособие «Основы геоморфологии»

Выполнение задания. На контурной карте обведите красным цветом контуры мегаформ рельефа России и подпишите их названия. Зеленым цветом обведите основные тектонические области и подпишите их римскими цифрами. Тектонические области заштрихуйте соответствующими цветами:

I. Красный – шиты докембрийской платформы (с кристаллическим фундаментом);

II. Розовый – чехлы докембрийской платформы (область с осадочными отложениями);

III. Синий – область байкальской складчатости;

IV. Сиреневый – область каледонской складчатости;

V. Светло-коричневый – область герцинской складчатости;

VI. Оранжевый – чехол палеозойской платформы;

VII. Зеленый – область мезозойской складчатости;

VIII. Салатовый – чехол мезозойской платформы;

IX. Желтый – область кайнозойской (альпийской) складчатости.

Линии разломов земной коры изобразите в виде черных жирных пунктирных линий. Зоны интенсивного вулканизма отметьте красной штриховкой. На отдельном листе заполните и приложите ее к контурной карте:

Название мегаформы рельефа	Площадь млн. км ²	Тектоническая область	Возраст млн. лет	Географическое положение	Основные структурные единицы (мегаформы)	Абсолютные высоты над уровнем моря, м	Крупные реки и озера
----------------------------	------------------------------	-----------------------	------------------	--------------------------	--	---------------------------------------	----------------------

10.2 Макроформы рельефа Русской равнины

Цель задания: ознакомиться с географическим расположением основных макроформ рельефа Русской равнины.

Материалы для выполнения задания:

- Контурная карта Европейской части России М 1:20 000 000
- Тектоническая карта России
- Физическая карта России М 1:20 000 000
- Физическая карта России (Север Европейской части)
- Физическая карта России (Центр Европейской части)
- Физическая карта России (Юг и южная Россия)
- Учебное пособие «Основы геоморфологии»

Выполнение задания. Отметьте на контурной карте: Кольский п-ов, Карельский перешеек, Малоземельская тундра, Большеземельскую тундру, Черные земли, Ногайскую степь, Кавказ.

Раскрасьте на контурной карте следующие макроформы рельефа: Хребет Пай-Хой, Полярный Урал, Приполярный Урал, Северный Урал, Средний Урал, Терский хребет, Скалистый хребет, Западно-карельская возвышенность, Беломорско-Кулойское плато, Олонецкая возвышенность, Андомская возвышенность, Вепсовская возвышенность, Тихвинская гряда, Кряж Ветрянный пояс, Наяндомская возвышенность, Галичинская возвышенность, Вятский увал, Верхнекамская возвышенность, Возвышенность Косминский Камень, Четласский Камень, Тиманский кряж, Северные Увалы, Смоленско-Московская возвышенность, Наядомская возвышенность, Галичская возвышенность, Мещерская Низина, Окско-Донская равнина, Калачская Возвышенность, Донская гряда, Приволжская возвышенность, Оханская возвышенность, Тулвинская возвышенность, Бугульминско-Белебеевская возвышенность, Донецкий кряж, Среднерусская возвышенность, Прикубанская низменность, Ергени, Кумо-Манычская впадина, Ставропольская возвышенность, Прикаспийская низменность.

Примечание: названия на карте записываются *печатными буквами черной гелевой ручкой*. Низменности раскрашиваются в *зеленый* и *салатовый* цвета, возвышенности – в *желтый*, горные системы, увалы, кряжи и гряды – в *оранжевый*. Макроформы, название которых невозможно подписать обозначить арабскими цифрами и указать в условных обозначениях к карте.

При выполнении задания заполните следующую таблицу:

Название макроформы рельефа	Абсолютные высоты над уровнем моря, м (названия высот если есть)	Тектоническая область	Площадь, км.кв.
-----------------------------	--	-----------------------	-----------------

Примечание: в таблице сначала отмечаются возвышенности, гряды и увалы, а затем низменности.

10.3 Оледенения на территории Русской равнины

Цель задания: ознакомится с границами действующих, древних наземных и подземных оледенений Русской равнины.

Материалы для выполнения задания:

- Контурная карта Европейской части России М 1:20 000 000
- Карта оледенений и многолетней мерзлоты
- Учебное пособие «Основы геоморфологии»

Выполнение задания. Нанесите на карту границы Валдайского, Днепровского и горно-долинного оледенения, а также границы действующих наземных ледников.

10.4 Физико-географическое районирование России

Цель задания: ознакомится с принципами физико-географического районирования территории России.

Материалы для выполнения задания:

- Контурная карта России М 1:20 000 000
- Тектоническая карта России
- Физическая карта России М 1:20 000 000
- Учебное пособие «Основы геоморфологии»

Выполнение задания. Обведите на контурной карте и обозначьте арабскими цифрами физико-географические районы России (всего 14 районов). Горные районы раскрасьте в оранжевый цвет, а равнинные - в светло-зеленый. Заполните таблицу на отдельном листе и приложите его к контурной карте.

№ рай-она на кон-турной карте	Название физико-географического рай-она	Район соответствует		Районы соот-ветствуют макроформы рельефа	Абсолют-ные высо-ты над уровнем моря, м	Крупные речные системы и озера
		мега-форме	тектони-ческой структуре			

10.5 Анализ топографических карт

Цель задания: научиться проводить анализ рельефа территории по топографическим картам с горизонталями.

Материалы для выполнения задания:

- Учебная топографическая карта масштаба 1:10 000 при высоте сечения рельефа в 2 м (выдается преподавателем)
- Линейка
- Цветные карандаши
- Учебное пособие «Основы геоморфологии»

Общее знакомство с топографической картой.

При знакомстве с топографической картой необходимо помнить, что любая карта имеет ориентацию по сторонам света. Север соответствует верхней части рамки. В первую очередь необходимо изучить характер расположения горизонталей. Широко расположенные горизонталы соответствуют ровным участкам на местности. Узко расположенные горизонталы говорят о наклонной поверхности. Чем меньше расстояние между ними, тем больший наклон имеет поверхность. Чередование участков широко и узко расположенных горизонталей говорит о ступенчатом характере рельефа.

Орографическое и гидрографическое описание территории.

Орография представляет собой раздел геоморфологии, который изучает внешние морфографические и морфометрические характеристики рельефа земной поверхности. *Гидрография* – раздел гидрологии суши, посвященный описанию водоемов (ручьев, каналов, прудов, водохранилищ), представленных на изучаемой территории. Поскольку водоемы имеют непосредственную связь с рельефом, орографическую и гидрографическую характеристику целесообразно совмещать друг с другом.

Орогидрографическая характеристика предшествует любому географическому описанию той или иной местности. Она обычно имеет вспомогательное значение при геологическом изучении территории.

Орогидрографическое описание территории выполняется по учебной топографической карте. При выполнении задания необходимо научиться

различать на карте положительные и отрицательные формы рельефа, определять его простейшие морфографические и морфометрические параметры. К ним относятся: превышение положительных и отрицательных форм рельефа относительно друг друга, направление и величина наклона склонов и уклона водных потоков, размеры отдельных форм, их ориентировка на местности. Все эти характеристики несут информацию о возможном происхождении и истории развития рельефа. Работая с топографической картой необходимо освоить начальные навыки выделения по внешним признакам генетических категорий форм рельефа (эрозионных долин и их элементов, ложбин стока ледниковых вод, моренных холмов, западин и т. д.), а также составления продольных и поперечных профилей эрозионных долин.

Выполнение задания. Внимательно рассмотрите топографическую карту в соответствии с принципами описанными выше.

- Найдите на карте замкнутые, незамкнутые и вытянутые в разном направлении повышения (отметить зеленым цветом) и понижения (отметить желтым цветом) в рельефе, опишите размеры и конфигурации этих форм рельефа, определите их гипсометрический уровень.

- Найдите на карте действующие и недействующие эрозионные формы рельефа (овраги и промоины отметьте красным цветом, балочные склоны - сиреневым, днища балок - оранжевым), определите их размеры и конфигурацию, глубину вреза.

- Найдите на карте водораздельные участки и заштрихуйте их коричневым цветом.

- Найдите на карте склоны (заштриховать серым цветом), определите их направление (показать стрелкой), экспозицию (над стрелкой указать экспозицию, например СВ, ЮЗ), длину (в метрах) и форму (прямая, выпуклая, вогнутая, ступенчатая).

- Найдите на топографической карте (если есть) русло реки, пойму, старицы и террасы (обозначьте их на карте).

В тетради для лабораторных работ дайте подробное описание рельефа по пунктам, представленным выше.

10.6 Построение гипсометрических профилей

Цель задания: ознакомится с принципами построения гипсометрической кривой (линии земной поверхности), используя топографические карты с горизонталями.

Материалы для выполнения задания:

- Топографическая карта с горизонталями М 1:10 000 (выдается преподавателем).

- Миллиметровая бумага

- Простой карандаш и ластик

- Линейка

- Учебное пособие «Основы геоморфологии»

Выполнение задания. После предварительного знакомства с картой необходимо распланировать лист миллиметровки. В верхней части листа необходимо оставить место для заголовка (3 см), в середине листа – для самого профиля и в нижней части – для условных обозначений.

Гипсометрический профиль строится вдоль линий (А-В, С-Д, Е-Ф и G-Н), обозначенных на топографической карте, выданной преподавателем. Он вычерчивается карандашом на листе миллиметровой бумаги. И ограничивается вертикальными линиями (осями ординат) абсолютных высот (в метрах).

Абсолютные отметки на оси ординат выносятся в выбранном вертикальном масштабе. Максимальное значение абсолютной высоты определяется на карте по самому большому высотному значению горизонтали, минимальное – по абсолютной высоте забоя самой глубокой скважины.

После чего на оси ординат делают сантиметровые отметки, слева от которых подписывают абсолютные высоты.

Следующий этап заключается в выносе на разрез горизонталей. Для этого миллиметровку прикладывают длинной стороной к линии профиля и переносят на её край все горизонталы, пересекаемые профилем. Из каждой метки, соответствующей той или иной горизонтали, мысленно проводят перпендикуляр до высоты, соответствующей абсолютной отметке горизонтали, и на этом уровне ставят точку. Когда все точки вынесены, их соединяют плавной линией и получают гипсометрическую кривую – линию земной поверхности.

Необходимо иметь в виду, что озерам, руслам рек всегда соответствуют отрицательные формы рельефа, то есть значения абсолютных высот по направлению к ним уменьшаются. Если две горизонталы и соответствующие им точки профиля находятся на одном уровне, а в обе стороны от них идет понижение, то эти точки следует соединять выпуклой линией, поскольку между ними лежит положительная форма (на карте она также выглядит как выпуклая изолиния). Наоборот, если две одновысотные горизонталы находятся в понижении, оконтуривая, например русло реки или оврага,

то линия, их соединяющая должна быть вогнутой. Нарисованные таким образом, повышения и понижения между одновысотными точками по своим размерам должны быть равны половине высоты сечения горизонталей. Для замкнутых горизонталей следует обращать внимание на указатели склонов – бергштрихи, показывающие направление наклона склонов.

В местах пересечения профиля рек, озёр, точки, ограничивающие эти водоёмы (берега), соединяют прямой горизонтальной линией. Дно водоёмов рисуют схематично вогнутой линией.

10.7 Определение крутизны склонов

Цель задания: научиться определять крутизну склонов территории.

Материалы для выполнения задания:

- Топографическая карта с горизонталями М 1:10 000 (выдается преподавателем).
- Простой карандаш и ластик
- Цветные карандаши
- Линейка
- Учебное пособие «Основы геоморфологии»

Выполнение задания. Внимательно рассмотрите учебную топографическую карту и найдите на ней склоны. Определите крутизну этих склонов (см. раздел 8 учебного пособия). Простым карандашом отметьте на карте наклонных поверхностей различной крутизны и раскрасьте их:

- < 1° - зеленым цветом
- 1-3° - желтым цветом
- 3-5° - оранжевым
- 5-7° - фиолетовым
- 7-10° - бардовым
- >10° - красным

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Г.Я. Методические рекомендации для практических занятий по общей геоморфологии / Г.Я. Барышников, С.Г. Платонова, В.В. Скрипко. – Барнаул: Изд-во Алтайского ГУ, 2004. – 26 с.
2. Болтрамович С.Ф. Геоморфология / С.Ф. Болтрамович, А.И. Жиров, А.Н. Ласточкин, Д.В. Лопатин, Ю.В. Мусатов. Учебное пособие. – М.: Издательский центр «Академия», 2005 – 528 с.
3. Корсакова О.П. Практикум по геоморфологии: Учеб. пособие / О.П. Корсакова, В.В. Колька. – Мурманск: Изд-во МГТУ, 2005. – 73 с.
4. Костенко Н.П. Геоморфология. / Н.П. Костенко. – М.: Высшая школа, 1985. – 312 с.
5. Кружалин В.И. Экологическая геоморфология суши / В.И. Кружалин. – М.: Научный мир, 2001. – 175 с.
6. Ласточкин А.Н. Рельеф земной поверхности / А.Н. Ласточкин. – Л., 1991.
7. Люцтау С.В. Общая геоморфология / С.В. Люцтау. – Методические указания. – М.: Изд-во МГУ, 1976.
8. Макарова Н.В. Геоморфология: учебное пособие / Н.В. Макарова, Т.В. Суханова; отв. Ред. В.И. Макаров, Н.В. Короновский. – 2-е изд. – М.: КДУ, 2009. – 414 с.
9. Рычагов Г.И. Общая геоморфология: учебник для студ. Вузов, обуч. По геогр. Специальностям / Г.И. Рычагов. – М.: Изд-во Московского ун-та: Наука, 2006. – 415 с.
10. Симонов Ю.Г. Геоморфология. / Ю.Г. Симонов. – СПб.: Питер, 2005. – 427 с.
11. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование / А.И. Спиридонов. – М., 1975. – 200 с.
12. Спиридонов А.И. Геоморфология европейской части СССР: учебное пособие для студ. Геогр. Специальностей ун-тов / А.И. Спиридонов. М.: ВШ, 1978. – 329 с.
13. Ульянова Т.Ю. Практические занятия по курсу «Картография почв» / Т.Ю. Ульянова, Ю.Н. Зборищук – 2-е изд., перераб. и дополнен. – М., 2005. – 120 с.
14. Якушова А.Ф. Геология с основами геоморфологии: учебник для студ. Вузов, обуч. По спец. «Агрех имия и почвоведение» / А.Ф. Якушова. – М.: Изд-во Московского ун-та, 1978. – 445 с.

Учебное издание

Щеглов Дмитрий Иванович
Громовик Аркадий Игоревич

ОСНОВЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Учебное пособие

Издано в авторской редакции

Пописано в печать 09.08.2017. Формат 60x80/16
Уч.-изд. л. 9,5. Усл. печ. л. 10,3. Тираж 100 экз. Заказ 386

Издательский дом ВГУ
394018 Воронеж, пл. Ленина, 10

Отпечатано с готового оригинал-макета
в типографии Издательского дома ВГУ
394018 Воронеж, ул. Пушкинская, 3