

Д. С. КИЗЕВАЛЬТЕР, Г. И. РАСКАТОВ,
А. А. РЫЖОВА

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ



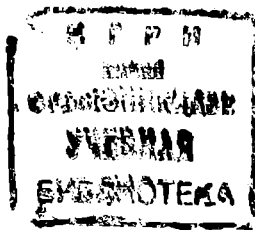
Д. С. КИЗЕВАЛЬТЕР, Г. И. РАСКАТОВ,
А. А. РЫЖОВА

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

(ГЕОМОРФОЛОГИЯ
И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ
ОТЛОЖЕНИЙ)

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

281670



Москва „Недра“ 1981

Кизевальтер Д. С., Раскатов Г. И., Рыжова А. А. Геоморфология и четвертичная геология. (Геоморфология и генетические типы отложений).— М.: Недра, 1981.— 215 с.

Предлагаемое учебное пособие составлено в соответствии с программой курса «Геоморфология и четвертичная геология» для геологоразведочных и гидрогеологических факультетов вузов и рассчитано на краткий курс объемом 36—50 часов. Рассмотрены закономерности формирования рельефа земной поверхности и условия, влияющие на перемещение и локализацию минеральных масс, а также особенности генетических типов рельефа и континентальных отложений. Геоморфологические ландшафты описаны в связи с неотектоническими и климатическими условиями. Дается представление о геоморфологических картах и методах исследований при их составлении. Приводятся рекомендации по проведению лабораторных работ.

Для студентов геологических специальностей вузов.

Табл. 3, ил. 67, список лит.— 53 назв.

Рецензенты:

кафедра геоморфологии географического фак-та Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, док. геол.-мин. наук проф. *Е. В. Шанцер*.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемое учебное пособие по краткому курсу «Геоморфология и четвертичная геология», читаемому в горно-геологических и геологоразведочных вузах и некоторых университетах, предназначено для студентов геологоразведочных и гидрогеологических факультетов и составлено в полном соответствии с программой указанного курса, рассчитанного на объем 36—50 учебных часов.

Имеющиеся в настоящее время учебные материалы по геоморфологии и четвертичной геологии не удовлетворяют задачам краткого курса и специфике его преподавания на геологоразведочных факультетах. Существующие пособия, как например трехтомное руководство И. С. Шукина «Общая геоморфология» или фундаментальный труд К. К. Маркова, Г. И. Лазукова и В. А. Николаева «Четвертичный период», слишком велики по объему, другие же предназначены для географов, педагогов, специалистов геоморфологов и могут быть рекомендованы лишь в качестве дополнительной литературы.

В кратком курсе невозможно охватить все многообразие природных сочетаний различных по морфологии и генезису форм рельефа и коррелятных отложений. Основная задача настоящего краткого курса — ознакомить студентов с основными признаками генетических типов рельефа и континентальных отложений с тем, чтобы они могли различать их в природной обстановке при проведении геологоразведочных и изыскательских полевых работ. Авторы стремились подчеркнуть важнейшее значение генетического подхода к изучению рельефа и четвертичных отложений, поскольку только такой подход может помочь исследователю разобраться в сущности природных явлений и их взаимной связи. Особое внимание в книге уделяется экзогенным формам рельефа и связанным с ними отложениями, наиболее интересующим геологов-практиков. Авторы стремились ознакомить читателя и с основами структурной геоморфологии, с методами, применяемыми для расшифровки при помощи рельефа строения тектонических структур. Одна из задач книги — дать возможность преподавателям, читающим краткий курс геоморфологии, сократить часы лекцион-

ной части с тем, чтобы увеличить объем лабораторных занятий до 12—18 часов.

Материал книги основан на опыте преподавания геоморфологии и четвертичной геологии учеными школы академика А. П. Павлова — профессорами А. Н. Мазаровичем, Г. Ф. Мирчинком, Е. В. Милановским, Н. И. Николаевым, Е. В. Шанцером — создателями этих курсов на геологическом факультете Московского университета и в Московском геологоразведочном институте.

Учебное пособие будет состоять из двух частей. В первой части излагаются основы геоморфологии и учения о генетических типах четвертичных отложений, во второй — будут приведены основы геологии четвертичной системы. В первой части Д. С. Кизевальтером написаны главы IV, V, большая часть введения и глав I, II и VIII, часть глав XI и XIV, Г. И. Раскатовым — глава IX, часть введения и глав I, II, XI и XIV и А. А. Рыжовой — главы III, VI, VII, X, XII и часть глав VIII и XIV; глава XIII — Неотектоника и рельеф написана Н. И. Николаевым.

Авторы очень признательны профессорам кафедры геоморфологии МГУ А. И. Спиридонову и С. В. Лютцау за ценные замечания по содержанию рукописи. Особую благодарность авторы выражают профессору Е. В. Шанцеру, с исключительным вниманием просмотревшему рукопись.

Авторы будут очень признательны всем, приславшим замечания по этой книге.

ВВЕДЕНИЕ

Геоморфология и четвертичная геология — сравнительно молодые науки в общем комплексе наук о Земле. Их тесная связь друг с другом, несмотря на вполне отчетливо выраженную самостоятельность, обусловлена неразрывным взаимодействием объектов и методов исследования.

Геоморфология — наука о рельефе Земли, его морфологии и морфометрии, генезисе, возрасте и истории формирования. Она дает научные основы хозяйственного использования и преобразования рельефа деятельностью человека.

Основной объект геоморфологии — современный рельеф земной поверхности и история его развития. Важной особенностью рельефа является соподчинение в нем форм различных порядков — от Земли, как геоида, от основных неровностей — материков и океанов, до горных стран и равнин, возвышенностей и впадин, холмов и оврагов. Геоморфология имеет дело, с одной стороны, с формами поверхности, возникающими в условиях определенной географической среды, а с другой — с геологическими телами, слагающими эти формы или образующими их субстрат. В связи с этим и приемы геоморфологических исследований характеризуются комплексностью методики, в основе которой лежат географические и геологические методы, а также данные ряда других наук.

Главные задачи геоморфологии: 1. Всестороннее изучение рельефа, типизация наблюдаемых форм, выявление морфологических комплексов форм рельефа, их связей между собой, с геологическим строением, с континентальными отложениями. 2. Установление участвующих в рельефообразовании эндогенных и экзогенных процессов и влияния геологических и географических факторов, т. е. выяснение генезиса рельефа и его классификация. 3. Выявление истории развития рельефа. 4. Оценка практического значения рельефа, прогноз его дальнейшего развития, получение дополнительной информации о геологическом строении и полезных ископаемых.

При этом необходимы три подхода к изучению рельефа. *Морфологический подход* выявляет внешние (морфографические) признаки форм рельефа, их плановую конфигурацию. *Морфометрический подход* устанавливает количественные характеристики рельефа — абсолютные и относительные высоты, размеры в плане, уклоны поверхности. *Историко-генетический подход* — это исследование происхождения рельефа, истории развития, его закономерностей. Этот подход является важнейшим и несет наиболее ценную информацию.

В геоморфологии различается несколько ветвей. *Общая геоморфология* изучает общие закономерности геоморфологического

процесса. *Региональная геоморфология* освещает строение и развитие рельефа тех или иных конкретных территорий. *Планетарная геоморфология* занимается изучением формы геоида в целом и его крупнейших составных частей — материков и океанов. *Историческая геоморфология* рассматривает историю формирования рельефа. Выделяют также *структурную геоморфологию*, изучающую формы рельефа, созданные тектоническими движениями, а также отражение в рельефе структуры земной коры, и *климатическую геоморфологию*, исследующую формы рельефа, созданные экзогенными процессами, в большой степени обусловленными климатическими условиями.

Выход человека в космос дал начало *сравнительной планетоморфологии* — сравнительному изучению рельефа на различных планетах. Широко развитие бурения и геофизических исследований выявило наличие в земной коре погребенного (ископаемого) рельефа, возникавшего в геологическом прошлом. Это обстоятельство породило новое направление в геоморфологии — *палеогеоморфологию*. Развитие эксперимента в геоморфологии дало начало *экспериментальной геоморфологии*.

Четвертичная геология или, точнее, «геология четвертичной системы» представляет собой раздел исторической геологии. Эта наука изучает стратиграфию, строение, генезис и историю формирования четвертичных (антропогенных) отложений. Обособление ее в самостоятельную ветвь геологии обусловлено спецификой объекта — четвертичных отложений, требующих особой методики исследования, а также особым кругом решаемых этой наукой народнохозяйственных задач.

Главной особенностью четвертичных отложений является абсолютное господство среди них континентальных отложений весьма разнообразного генезиса, расшифровка которого немыслима вне их геоморфологического положения, вне связи с рельефообразующими процессами.

Геоморфологические исследования и изучение четвертичных отложений ведутся в теснейшем взаимодействии, образуя единую методическую основу. Геоморфологические методы дают основу для установления генезиса четвертичных отложений, их прослеживания и сопоставления по формам рельефа, используются для установления местных стратиграфических схем. Четвертичная геология дает геохронологическую основу для определения возраста преобладающей части форм рельефа, тем самым для восстановления истории его развития, позволяет установить условия рельефообразования в прошлом. Именно это, а также общность решаемых этими науками практических задач, обуславливает теснейшую связь геоморфологии и четвертичной геологии и определяет возможность изучения студентами вузов геоморфологии и геологии четвертичных отложений в рамках единой учебной дисциплины.

Геоморфология и геология четвертичных отложений имеют тесную связь с рядом других смежных наук, данные которых в той

или иной степени используются в общем комплексе методов исследования. Наиболее тесна эта связь с физической географией и динамической геологией, так как преобразование земной поверхности обусловлено общей цепью геологических и географических перемен. По И. П. Герасимову, «Геоморфология является наукой географо-геологического цикла», что можно сказать также и о четвертичной геологии.

Обе эти науки теснейшим образом связаны с *учением о генетических типах континентальных отложений*, являющимся одной из основ четвертичной геологии. Отражая единство процессов образования рельефа и осадконакопления, геоморфология и учение о генетических типах образуют, в сущности, единое учение о *глиптогенезе* — процессе преобразования земной поверхности. Столь же тесно связано с геоморфологией *учение о новейших движениях земной коры* (неотектоника), широко использующее геоморфологические методы.

Среди других геологических наук геоморфология и четвертичная геология связаны также с исторической, региональной и структурной геологией, минералогией, петрографией, палеонтологией, геологическим картированием, геохимией, геофизикой, тектоникой, сейсмотектоникой, геологией моря, вулканологией и учением о полезных ископаемых.

Среди географических наук назовем картографию, геодезию, ландшафтоведение, гидрологию, климатологию, биогеографию, океанологию. Большое значение имеет использование данных и методов почвоведения, планетологии, истории и археологии, а также таких точных наук, как математика, физика, химия, астрономия.

Как и все науки, геоморфология и геология четвертичных отложений призваны решать научные и практические вопросы большого народнохозяйственного значения.

Выдающееся *научно-теоретическое значение* этих наук связано с возможностью непосредственного наблюдения процессов рельефообразования и континентального осадконакопления. Широкое применение актуалистического и сравнительно-исторического принципов позволяет использовать данные геоморфологии для познания общих закономерностей преобразования земной поверхности в геологическом прошлом. Изучение современных и новейших тектонических движений геоморфологическими методами ведет к выяснению многих общих свойств тектогенеза и тем самым становится одним из важнейших способов познания тектонического развития Земли.

К главнейшим научным задачам обеих наук необходимо отнести разработку общей теории геоморфологического процесса, уточнение стратиграфии и всей истории геологического развития неоген-четвертичного времени в связи с проявлениями неотектонических движений и оледенений, установление причин и повторяемости оледенений и их влияния на эвстатические колебания уровня океана. Установление закономерностей развития земной

поверхности в новейшее время дает основу предвидения ее дальнейшего развития и последствий тех крупнейших ее преобразований, которые связаны с деятельностью человека.

Важной задачей рассматриваемых наук является установление закономерностей, определяющих связь геологического строения субстрата с рельефом и строением четвертичных образований.

Практическое значение геоморфологии и геологии четвертичных отложений весьма велико.

Методы этих наук широко используются при геологическом картировании и при проведении поисковых работ, в особенности при поисках россыпных месторождений, всегда тесно связанных с рельефом. Большое значение приобрело изучение рельефа и новейших отложений при поисках нефти и газа, прежде всего на основе морфометрических и морфографических методов прогноза антиклинальных поднятий. Иногда индикаторами таких структур, перспективных на нефть и газ, являются конусы грязевых вулканов. Геоморфологические методы используются при поисках строительных песков, глин, торфа, бокситов. Нередко хорошо выражаются в рельефе вторичные кварциты, железные шляпы, рудоконтролирующие разрывы.

Методы геоморфологии и четвертичной геологии имеют также значение для решения таких насущных вопросов современной геологии, как прогнозирование глубинного строения и осуществление глубинных поисков полезных ископаемых. В составе комплексной методики современных геологических исследований, призванных решать эти задачи на закрытых территориях, структурно-геоморфологический анализ как средство прогноза нередко занимает важное место. Все более существенную роль приобретают геоморфологические методы в анализе структуры рудных полей. Можно полагать, что геоморфология найдет применение при поисках полезных ископаемых и в пределах морского дна.

Изучение рельефа и рыхлого покрова является основой при выделении и характеристике природно-ландшафтных зон. Знание истории рельефа необходимо для выявления путей миграции минеральных масс по поверхности Земли, что очень важно для правильной постановки поисков и оценки их результатов. При проектировании разведочных горных выработок необходим полный учет данных геоморфологии.

Широко используются материалы обеих наук в гидрогеологии и инженерной геологии. Геоморфологические методы являются основой инженерно-геологических изысканий при всех видах строительства, в особенности гидротехнического и транспортного. Роль этих методов особенно велика при изысканиях под строительство в сейсмоопасных и неотектонически активных зонах, а также при прогнозе возбужденной сейсмичности.

Геоморфологические исследования необходимы также при осуществлении картографо-геодезических работ и как источник данных, используемых при почвенных и геоботанических исследованиях.

Глава I

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА СУШИ И ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Образование рельефа, или морфогенез, протекает очень сложно. Он развивается под действием целого ряда факторов рельефообразования — движущих сил и причин возникновения рельефа. Главное место среди них занимают *эндогенные (внутренние)* и *экзогенные (внешние) рельефообразующие процессы*, непосредственно создающие формы рельефа. Кроме того, велико значение других факторов, и среди них прежде всего — геологического строения земной коры и климата.

Рельефообразующие процессы

Рельеф Земли представляет результат постоянно протекающего антагонистического взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов и в силу этого находится в состоянии постоянного преобразования. Эндогенные процессы — тектонические движения земной коры и вулканизм — играют при этом ведущую роль. Они создают главнейшие неровности земной поверхности, подвергающиеся затем разрушающему воздействию внешних сил — воды, ветра, льда, которые, подчиняясь законам гравитации, стремятся уничтожить, выровнять возникшие поднятия, заполняя впадины продуктами разрушения. Действие этих экзогенных процессов ведет в общем к выравниванию земной поверхности. Однако в результате постоянного возобновления эндогенных процессов неровности в рельефе Земли возникают вновь и вновь. Но и влияние внешних процессов осуществляется противоречиво, так как они ведут первоначально к расчленению земной поверхности и лишь потом к ее нивелировке.

Развитие экзогенных рельефообразующих процессов имеет важнейшее значение. Оно выражается не только в разрушении земной поверхности, но и в формировании континентальных осадочных образований, которые, отлагаясь на поверхности, образуют формы ее рельефа, что обуславливает теснейшую связь развития рельефа с образованием осадочного покрова.

Эндогенные процессы. Главнейшую роль в формировании рельефа Земли играют процессы образования земной коры и тектонические движения. С ними связаны наиболее крупные формы земной поверхности. Тектонические движения ведут к вертикальным и горизонтальным перемещениям обширных частей коры, к образованию крупных складок, выражающихся в рельефе, к глубоким перемещениям по разрывам, к растяжению коры — рифтогенезу. Важное значение для образования рельефа имеет колебательный характер движений земной коры — чередование поднятий и опусканий, а также неравномерное их проявление в пространстве и времени.

Горный рельеф на поверхности Земли отвечает тектонически активным областям поднятий, зонам высокой подвижности земной коры. Крупнейшие равнины соответствуют тектонически стабильным областям — материковым и океаническим платформам. В итоге основой распределения типов рельефа на земной поверхности является тектоническая зональность рельефа, обусловленная историко-геологическим развитием земной коры, и прежде всего историей новейших неоген-четвертичных движений.

Тесно связан с тектоникой вулканизм. *Вулканические процессы* проявляются не повсеместно, однако местами они играют в образовании рельефа решающую роль.

Экзогенные процессы образуют обычно более мелкие формы, осложняющие строение эндогенных форм. Однако для практической геоморфологии экзогенный рельеф имеет особое значение — и вследствие его значения для практики и потому, что он отражает развитие более крупных форм. Поэтому пристальное внимание уделяется внешне как будто бы второстепенным экзогенным процессам. Последние подразделяются на три группы геологических процессов — выветривания, денудации и аккумуляции.

Выветривание — процесс разрушения и преобразования поверхностного слоя горных пород под воздействием термодинамической и физико-химической обстановки поверхности суши. Оно приводит к разрыхлению внешнего слоя горных пород, подготавливая их к перемещению под действием внешних сил.

Денудация (лат. *denudatio* — обнажение) — это совокупность процессов удаления продуктов выветривания и непосредственного разрушения горных пород агентами денудации. Денудация, вскрывая коренные породы, обуславливает дальнейшее развитие выветривания. Ее важнейшее последствие — разрушение (деструкция) земной поверхности и образование денудационного, или выработанного, рельефа. С другой стороны, перемещая массы обломочного материала, денудационные процессы сменяются его отложением, как только для этого создаются подходящие условия. Отложение продуктов разрушения называется *аккумуляцией*. При этом, с одной стороны, возникают отложения, их особые генетические типы, с другой стороны, образуются аккумулятивные формы рельефа. Таким образом, денудация и аккумуляция всегда представляют собой две

стороны единого экзогенного процесса, хотя нередко они и обозначаются разными терминами.

Денудационно-аккумулятивные процессы различаются как по характеру сил и агентов, вызывающих перемещение минеральных масс, так и по характеру деятельности этих агентов. Сюда относятся: 1. Группа гравитационных процессов — смещение минеральных масс по склонам под непосредственным влиянием силы тяжести. 2. Делювиальный процесс — плоскостной смыв тонкими безрусловыми струями воды. 3. Флювиальный процесс — деятельность русловых водных потоков. 4. Ледниковый (гляциальный) процесс — деятельность движущихся ледников. 5. Флювиогляциальный процесс — деятельность талых ледниковых вод. 6. Карстовый процесс — вынос химически растворенного вещества подземными водами. 7. Суффозия — вынос подземными водами механически взвешенных частиц. 8. Волноприбойный процесс — деятельность волноприбоя по берегам морей и озер. 9. Ветровой (эоловый) процесс — деятельность ветра. 10. Антропогенный или техногенный процесс — перемещение минеральных масс техническими средствами.

Кроме того, специфическими процессами разрушения горных пород, сопровождающими многие денудационные процессы, являются коррозия — механическое действие влекомых водой, льдом или ветром минеральных частиц, и коррозия — частичное растворение вещества на поверхности горных пород.

Большое разнообразие экзогенных процессов в значительной мере обуславливает огромное разнообразие форм рельефа на Земле. Однако не только рельефообразующие процессы определяют облик рельефа. Результаты действия экзогенных процессов зависят от целого ряда других геологических, географических и иных факторов.

Геологические и географические факторы рельефообразования

Эти факторы рельефообразования сами не создают форм рельефа, но существенно влияют на его образование. Они определяют обстановку, в которой протекают процессы, интенсивность их проявления и самый комплекс экзогенных процессов. К этим факторам относятся тектонические движения, геологическое строение местности, климатические условия, растительность, горные и равнинные условия. Важную роль играет время — длительность и стадийность процессов, изменение условий во времени. Все возрастающая роль принадлежит народнохозяйственной деятельности человека.

Тектонические движения обуславливают изменение высоты и уклонов земной поверхности, вызывая тем самым изменение обстановки и хода внешних процессов. Они интенсивно влияют на деятельность водных потоков и ледников, на ход склоновых процессов. Резкие тектонические подвижки, выражающиеся землетря-

сениями, приводят к катастрофическим проявлениям гравитационных процессов — горных обвалов, оползней.

С ролью тектонического фактора связано и распределение на Земле гор и равнин, которые сами по себе оказывают большое влияние на ход внешних процессов и вырабатываемый ими рельеф. Резко различна, например, морфология речных долин горных и равнинных стран.

Влияние геологического строения. Земная кора чрезвычайно неоднородна по своему строению. Слагающие ее горные породы сильно различаются по своей устойчивости против процессов выветривания и денудации. Помимо собственных свойств горных пород, их устойчивость в очень большой степени зависит от форм и условий залегания. Влияют характер чередования и мощность слоев, величина геологических тел, их форма и тектонические дислокации. Разрывы, мелкие складки, зоны повышенной трещиноватости очень ослабляют сопротивляемость горных пород. В ослабленных зонах, как и на выходах слабых, неустойчивых пород процессы разрушения развиваются быстрее, и здесь возникают разнообразные углубления в рельефе. Прочные горные породы, высокой противоденудационной устойчивости, напротив, разрушаются медленнее, образуя различные выступы. Явление это носит название *селективной*, или *избирательной денудации*. Вследствие этого даже при действии какого-либо одного экзогенного процесса возникает чрезвычайно большое разнообразие скульптурных форм.

Эффект селективной денудации приводит к формированию большой группы форм структурного и структурно-обусловленного рельефа (рис. 1).

Под структурным рельефом следует понимать рельеф, непосредственно отражающий формы геологических тел. В возникновении его большую роль играют мощные толщи устойчивых пород, образующих так называемые *бронирующие слои*, задерживающие денудацию. На горизонтально-залегающих породах с верхним устойчивым к денудации пластом образуется бронированный рельеф *слоевых плато* (см. рис. 1, А) типа плато Усть-Урт. В районах полого-моноклиналиного залегания слоев препарировка денудацией устойчивых пластов приводит к образованию рельефа асимметричных гряд или *куэст* (см. рис. 1, Б); примером могут служить куэсты второй гряды Крымских гор. При более крутом (свыше 25°) падении моноклиналиных пластов образуются *моноклиналиные гребни* (см. рис. 1, В). Мелкие формы структурного рельефа представлены слоевыми уступами и структурными террасами на склонах (см. рис. 1, Г), *антиклинальными сводами*, отпрепарированными денудацией дайками.

Структурно-обусловленный рельеф отражает структуру земной коры не прямо, а косвенно. К этому типу рельефа относятся приразрывные долины (см. рис. 1, Д), возвышенности на массивах гранитов (см. рис. 1, Е) и другие. Кроме того, выделяется *литогенетический рельеф*, представляющий обычно более мелкие фор-

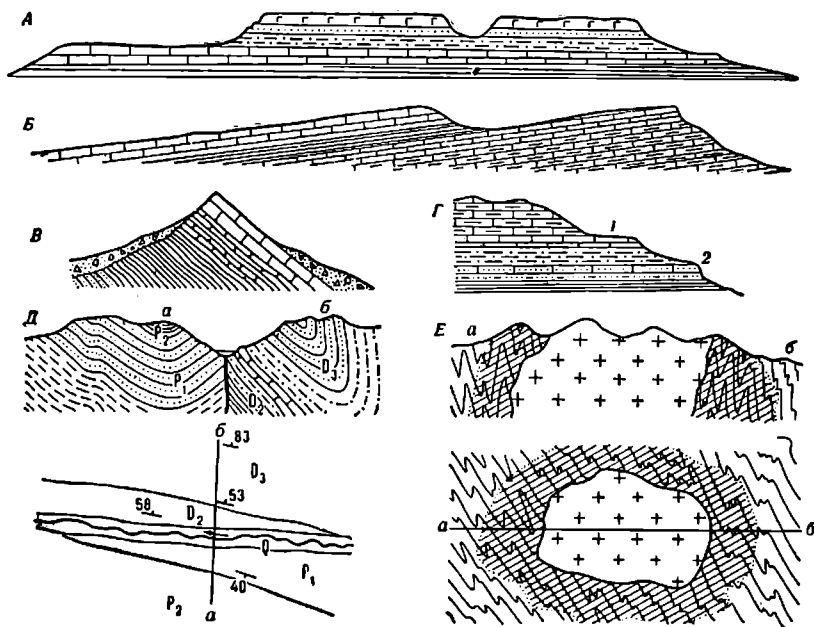


Рис. 1. Виды структурного и структурно-обусловленного рельефа:

А — слоевое плато, Б — наклонное плато (кузота), В — моноклиальный гребень, Г — структурные формы рельефа на склоне: 1 — структурная терраса, 2 — уступ; Д — приразрывная долина (в разрезе и в плане); Е — мелкопочный рельеф на массиве гранитов и контакто-измененных породах (в разрезе и в плане)

мы, характерные для определенных типов горных пород. Таковы, например, останцы-истуканы эоценовых известняков Бахчисарая.

Важнейшим фактором рельефообразования является климат. *Климатические условия* обуславливают проявление тех или иных экзогенных процессов, их интенсивность и выражение в рельефе. Важнейшие внешние процессы, такие как выветривание, деятельность льда, ветра, водных потоков, тесно связаны с климатом. Поэтому в разных климатических условиях возникают разные формы рельефа. Крупнейшие изменения климата Земли в прошлом, его резкие похолодания вели к накоплению колоссальных масс воды на суше в виде ледников и тем самым вызывали общие *эвстатические* понижения уровня океана, что также влияло на развитие рельефа. От климата зависит и характер растительности, сильно влияющий на рельефообразование. Густой дерновой покров препятствует плоскостному смыву, уменьшает поступление обломочного материала в реки и озера. Леса задерживают развитие оврагов, разрушение склонов.

В самых общих чертах климат зависит от количества тепла, получаемого поверхностью Земли от солнца, т. е. от широты

местности и высоты ее над уровнем моря. В связи с этим в распределении климата наблюдается широтная и вертикальная зональность, находящая свое отражение в рельефе. Поэтому и в распространении экзогенных форм рельефа наблюдается сложная *климатическая зональность*.

Важнейшими типами климата являются гумидный, нивальный, полярный и аридный.

Гумидный климат характеризуется резким превышением количества выпадающих атмосферных осадков над испарением и просачиванием, что обеспечивает постоянный сток поверхностных вод. Характерны господство химического и органического выветривания, большая роль в развитии рельефа водных потоков и плоскостного смыва, богатое развитие растительности (лесов), задерживающей денудацию. Распространены флювиальные формы рельефа — речные долины и овраги. Гумидный климат приурочен к средним и экваториальным широтам.

Нивальный климат отличается выпадением атмосферных осадков в твердой фазе в виде снега, накопление которого ведет к образованию ледников. Господствуют физическое выветривание и ледниковый процесс. Нивальный климат приурочен к приполярным областям. В связи с вертикальной зональностью он развит также в горных странах.

Полярный климат характеризуется большой сухостью и низкими температурами зимы, что при слабом развитии снежного покрова ведет к возникновению вечной мерзлоты. Пресобладает физическое выветривание, в особенности морозное, и специфические мерзлотные и гравитационные процессы (см. главы III и IV). Полярный климат типичен для Северной Азии и Восточной Сибири.

Аридный климат отличается резким дефицитом влаги, поэтому сток воды возникает крайне редко. Растительность развита слабо. Господствуют физическое выветривание и ветровой процесс, создающий характерный эоловый рельеф пустынь. Аридный климат приурочен к тропическим поясам, однако в пределах крупных континентов значительно смещается в умеренные широты (Тибет, Монголия).

Большое геоморфологическое значение имеет переходный *семиаридный климат*, отличающийся периодическим выпадением ливневых дождей, обуславливающих существенную роль различных видов стока воды. Это климат засушливых степей, саванн.

Широтная зональность климата нарушается вертикальной зональностью, обусловленной высотностью рельефа. Климатическая зональность осложняется также распределением суши и моря. В историческом развитии Земли климатические зоны неоднократно смещались, в связи с чем наблюдается совмещение различных климатических типов рельефа в одной области. Так, например, в Северной Европе широко развиты формы рельефа, созданные четвертичными ледниками, тогда как в настоящее время — это

зона гумидного климата, где господствуют флювиальные процессы.

Большое количество факторов и процессов рельефообразования, разнообразие их сочетаний, существенно меняющееся во времени и в пространстве,— обуславливают то богатство и разнообразие форм рельефа, которое присуще Земле.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Формы рельефа представляют собой морфологически обособленные части поверхности Земли, образовавшиеся в результате какого-либо физико-геологического процесса и в некоторых случаях под влиянием геологической структуры. Это тела, сложенные горными породами, или полости, образованные в них. Различают простые (моногенные) формы — такие как промоины, барханы, и сложные формы, осложненные простыми, иногда совершенно различного генезиса. К сложным относятся все эндогенные формы рельефа, а также большинство экзогенных. Простые и сложные формы могут объединяться в комплексы форм — парагенетически связанные на определенном пространстве формы рельефа, образующие геоморфологические ландшафты. Выделяют затем морфогенетические типы рельефа, объединяющие формы, обладающие единством генезиса и морфологическим сходством.

По наиболее общим морфологическим признакам формы рельефа делят на положительные и отрицательные (выпуклые и вогнутые), плоские, замкнутые и незамкнутые.

Любая форма рельефа может быть расчленена на отдельные элементы. К *элементам рельефа* относятся поверхности или грани (склоны, субгоризонтальные поверхности), линии, точки (рис. 2 и 3, А). Различают, кроме того, геометризованные поверхности рельефа, проведенные мысленно как поверхности, касательные к главным линиям и точкам рельефа — объемлющие поверхности (см. рис. 3, Б). Это поверхности общего ската, уровенные, вершинные. Этот прием применяется для выявления важнейших морфографических свойств рельефа.

Классификации рельефа очень разнообразны. Они могут быть основаны на различных принципах, главным из которых является генетический. Под генезисом рельефа подразумевается его возникновение в результате проявления какого-либо ведущего рельефообразующего процесса. Сложность рельефообразования заключается в совокупном воздействии многих процессов, вырабатывающих ту или иную форму рельефа, а также в том, что во времени роль различных рельефообразующих процессов меняется. Поэтому формы рельефа часто бывают генетически неоднородны. Важнейшей задачей геоморфологии является выявление главного рельефообразующего процесса. При образовании рельефа под действием ряда равноценных процессов выделяют формы комплек-

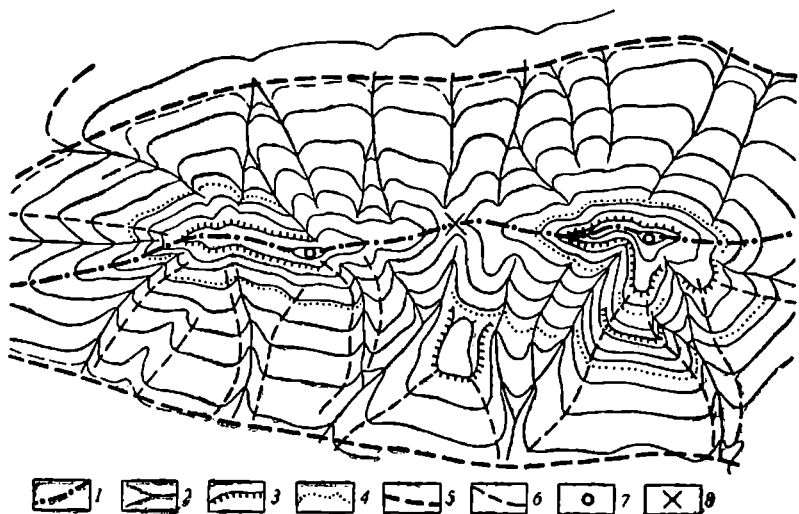


Рис. 2. Основные элементы рельефа (по Ю. К. Ефремову с изменениями):

1 — линии водоразделов; 2 — линии тальвегов; 3 — линии бровок; 4 — линии вгибов; 5 — линии подошвы склонов; 6 — ребровые линии; 7 — вершины; 8 — седловины

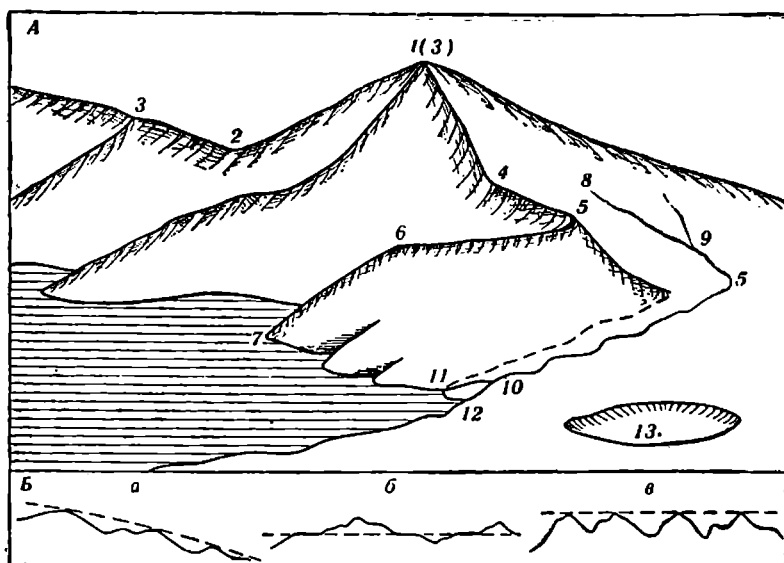


Рис. 3. Морфографические (угловые) точки рельефа (А) (по Ю. К. Ефремову, с изменениями) и объемлющие поверхности (Б):

Точки 1 — вершинная, 2 — седловинная, 3 — узловая, 4 — локтевая, 5 — поворотная (коленная), 6 — плечевая, 7 — мысовая, 8 — истока, 9 — развилочная, 10 — фуркационная, 11 — устьевая, 12 — изголовья бухты, 13 — глубинная; поверхности: а — общего ската, б — ровенная, в — вершинная

ного происхождения. Определяющую роль в образовании некоторых форм рельефа играет геологическое строение, что также должно быть учтено в генетической классификации.

Самой общей генетической классификацией является предложенное И. П. Герасимовым деление форм земной поверхности на три категории. По выражению в рельефе структуры земной коры и тектонических движений выделяются элементы *геотектуры* — материковые выступы и океанические впадины и *морфоструктуры* — горные поднятия, впадины и равнины; по проявлению экзогенных процессов — элементы *морфоскульптуры*.

Другая весьма общая классификация основана на морфометрическом принципе. По размерам выделяют: *величайшие (планетарные) формы* — материки и впадины океанов; *мегарельеф* — горные системы, равнины, впадины морей, срединно-океанические хребты; *макрорельеф* — горные хребты, возвышенности, крупнейшие долины; *мезорельеф* — гряды, холмы, долины; *микрорельеф* — мелкие дюны, овраги, террасы; *нанорельеф* — рытвины, мелкие бугры.

Общие классификации, конечно, недостаточны для практических целей. При мелкомасштабном картировании используется в основном морфогенетический принцип с выделением площадей однородных по морфологии и генезису рельефа. Благодаря разнообразию в морфологии рельефа эти классификации очень сложны. С ними можно познакомиться, например, на картах СССР масштаба 1 : 4 000 000 или 1 : 7 500 000. При более подробном изучении рельефа на первый план выступает генетическая классификация, которая дополняется морфографическими признаками рельефа и возрастом его форм. В общей схеме в такой классификации выделяются: А. *Эндогенные формы рельефа*, подразделяющиеся на 1) планетарные, 2) тектонические и 3) вулканические. (Они рассматриваются в главе II). Б. *Экзогенные формы рельефа*, которые накладываются на эндогенные формы, в той или иной степени их перерабатывая. Эти формы рельефа подразделяются на 1) денудационные (выработанные) и 2) аккумулятивные. Денудационный рельеф в зависимости от роли в его образовании геологического строения делится на а — структурный, б — структурно-обусловленный. В каждой из этих групп выделяются формы рельефа, создаваемые определенными экзогенными процессами, как, например, эрозионные, ледниковые, гравитационные, аллювиальные, пролювиальные (см. главы III—X). При совокупном воздействии ряда процессов среди денудационного рельефа выделяют формы рельефа комплексной денудации.

В анализе рельефа особое значение имеет разделение на группы денудационных и аккумулятивных форм. Господство той или другой группы форм характеризует самые существенные черты развития рельефа. *Денудационные поверхности* в рельефе Земли — это участки преобладания сноса, денудации. Их господство характерно для районов поднятия земной коры. Преобладание аккумуля-

лятивных поверхностей типично для областей прогибания или нейтральных. На площадях стабильных, в условиях очень слабых медленных поднятий происходит срезание денудацией возвышенностей и заполнение впадин продуктами разрушения с образованием *поверхностей выравнивания*. Вторичное возникновение денудации на площадях аккумулятивного рельефа приводит к образованию сложных *денудационно-аккумулятивных форм* (например, сильно расчлененных эрозией конусов выноса).

Под *возрастом рельефа* подразумевается относительное геологическое время его образования. Возраст современных форм может быть датирован и в исторической шкале. С применением радиологических или палеомагнитных датировок устанавливают также абсолютный возраст рельефа. Важнейшими способами определения возраста являются методы возрастных пределов и коррелятивных отложений. Метод возрастных пределов применяется так же, как и в геологии. Устанавливается возраст самых молодых пород, слагающих форму рельефа, и самых древних пород, перекрывающих ее или прислоненных к ней. Метод коррелятивных (т. е. сопоставимых) отложений дает более точные данные. Так, например, возраст речной долины определяется возрастом связанного с ней аллювия. Возраст аккумулятивных форм устанавливается по возрасту слагающих их отложений. Возраст коррелятивных моласс определяет наиболее точно время горообразования, т. е. датирует тектонические формы рельефа.

Понятие о возрасте форм рельефа очень сложно, так как они сильно преобразуются за время своего существования. В своем развитии формы рельефа проходят ряд стадий. В связи с этим говорят об относительном геоморфологическом возрасте рельефа, имея в виду стадии юности, зрелости и дряхлости в развитии его форм. Это же понятие имеет другой аспект, отражающий наличие более древних форм рельефа, осложненных позднее образовавшимися. Примером могут служить моренные гряды былых оледенений, переработанные речными долинами и оврагами.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Развитие рельефа и образование континентальных отложений тесно связаны между собой. История формирования рельефа и его генезис не могут быть поняты вне истории континентального осадконакопления, что определяет необходимость одновременного рассмотрения генезиса как форм рельефа, так и отвечающих им генетических типов отложений. В генетической систематике континентальных отложений за основу принимаются принципы, сформулированные А. П. Павловым и развитые в дальнейшем Н. И. Николаевым, Е. В. Шанцером, С. А. Яковлевым в учение о генети-

ческих типах континентальных отложений. В настоящее время различают генетические типы и морских отложений.

Понятие о генетическом типе отложений имеет особое значение для геоморфологии, так как при этом осадконакопление рассматривается в тесной связи с образованием рельефа. Под *генетическим типом отложений* понимаются отложения, возникающие в результате действия какого-либо внешнего физико-геологического процесса. Это закономерно построенный комплекс генетически сопряженных осадков, образующийся как результат единого процесса аккумуляции. Важнейшим признаком каждого генетического типа является его качественно особая роль в строении и истории формирования осадочного покрова и его место в рельефе и эволюции последнего.

Генетические типы отложений различаются между собой не столько по литологическому составу, который внутри каждого типа может сильно варьировать, сколько по положению в рельефе, по формам поверхности и формам залегания. В этом заключается огромное практическое значение этого понятия, так как, определив генезис отложений по некоторым из этих признаков, мы можем прогнозировать недостающие, и в особенности скрытые от нас формы залегания и соотношения с другими генетическими типами.

Разнообразие природных условий, в которых проявляются экзогенные процессы, приводит к выделению подтипов (например отложения материкового и горного оледенения). Особенности условий отложения осадков в ходе какого-либо процесса ведут к возникновению фаций, различающихся по составу осадка, а иногда и по условиям залегания. В результате совместного проявления разных процессов, в особенности на склонах, в природе часто наблюдается смещение генетических типов или их очень частая перемежаемость, которая не может быть отражена в данном масштабе исследования. В этих случаях выделяются смешанные категории.

Классификация генетических типов континентальных отложений, предложенная Е. В. Шанцером, основана на их группировке по месту, занимаемому ими в ходе миграции продуктов разрушения горных пород от источников сноса к областям аккумуляции и на главных типах транспортировки материала. Эта классификация сведена в табл. 1. Сами же генетические типы будут рассмотрены в следующих главах.



Таблица 1

Классификация генетических типов континентальных отложений
(по Е. В. Шанцеру, с изменениями)

Парагенетические ряды	Группы генетических типов	Генетические типы
Элювиальный (ряд коры выветривания)	Группа элювия	Термофракционный элювий Криогенный элювий Хемоморфный элювий
	Группа собственно коры выветривания	Элювий собственно коры выветривания
	Группа почв	Автоморфные почвы Гидроморфные почвы
Склоновый (коллювиальный)	Гравитационная группа (коллювий обрушения)	Обвальные накопления Осыпные накопления
	Водно-гравитационная группа (коллювий сползания)	Оползневые накопления Солифлюкционные накопления
	Водно-склоновая группа (коллювий смывания)	Делювий Склоновый пролювий
Водный (аквальный)	Группа отложений русловых водных потоков (флювиальная)	Аллювий Проллювий Дельтовые отложения
	Группа озерных отложений (лимническая)	Озерные отложения (волноприбойные, донных течений, гравитационного осаднения, хемогенные, биогенные)
Подземноводный (субтерральный)	Группа отложений пещер (субтерральная)	Остаточные обвальные, водно-механические, водно-хемогенные, органогенные
	Группа отложений источников (фонтанальная)	Туфы и травертины
Ледниковый (гляциальный)	Группа собственно ледниковых отложений (гляциальная)	Основные морены Краевые морены Боковые морены
	Группа водноледниковых отложений (флювиогляциальная)	Приледниковые отложения Внеледниковые отложения
	Группа ледниково-озерная (лимногляциальная)	Озерно-ледниковые отложения

Продолжение табл. 1

Парагенетические ряды	Группы генетических типов	Генетические типы
Ветровой (эоловый)	Группа эоловых песков (перфляционная)	Эоловые пески
	Группа эоловых лёссов (суперфляционная)	Эоловые лёссы
Биогенный	Группа торфяников	Автохтонные торфяники (низинные и верховые)
Вулканогенный	Группа отложений водного сноса	Лахары
	Группа отложений источников	Отложения гейзеров
Техногенный	Группы образований; насыпных, намывных, искусственных водоемов, преобразованных	Горно-промышленные Строительные Ирригационные Хозяйственно-бытовые

Глава II

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА, СВЯЗАННЫЕ С ЭНДОГЕННЫМИ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИМИ ПРОЦЕССАМИ

В развитии рельефа нашей планеты исключительно большую роль играют эндогенные процессы, обуславливающие важнейшие черты рельефа Земли. Эндогенные формы рельефа подразделяются на планетарные, тектонические и вулканические формы, очень тесно связанные между собой.

ПЛАНЕТАРНЫЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Планетарные и тектонические формы рельефа в своем возникновении и развитии обусловлены процессами формирования земной коры и тектоническими движениями.

Наиболее крупными *величайшими формами* рельефа планеты являются *материковые выступы* и *океанические впадины*. Они возникают в результате глобальных процессов тектогенеза и отражают коренные различия не только в строении земной коры, но и верхней мантии. Материки представляют собой обширные возвышенности со средней высотой около +0,8 км над уровнем моря, океаны — еще более грандиозные впадины со средней глубиной —4,2 км (см. рис. 60). Границы их не совпадают с береговой линией, так как в пределы материков входят шельфы и континентальные склоны до изобаты —2500 м. Материкам отвечает более мощная (до 40—70 км) трехслойная земная кора, включающая «гранитный» слой до 10—20 км мощности. В океанах земная кора утоняется до 5—15 км, «гранитный» слой выклинивается и основную часть коры слагает «базальтовый» слой, также сильно уменьшающийся в мощности. Коренные различия между материками и океанами проявляются и глубже в верхней мантии — в глубинной литосфере и астеносфере. Под континентами толщина литосферы вдвое возрастает по сравнению с океанами, меняется и ее состав. Астеносфера, наоборот, под океанами оказывается более мощной — до 300 км, а под материками сокращается до 130—150 км. Именно указанные соотношения — большая мощность и меньшая плотность литосферы в пределах материков обеспечивают их более высокое положение над ложем океанов вследствие изостатического «всплывания» материков.

Вторая категория эндогенных форм, имеющая очень много общего с предыдущей — это *крупнейшие формы* рельефа планеты — мегарельеф, осложняющий строение и материковых и океанических пространств. Ряд исследователей большинство этих форм рассматривает как планетарные и относит к предыдущей категории. Однако развитие крупнейших форм рельефа более тесно связано с собственно тектоническими процессами. Местами эти формы переходят из океанической области в континентальную, как бы накладываясь на них.

Сюда относятся материковые платформенные равнины, крупнейшие системы высоких гор и глубоких впадин, системы островных дуг и глубоководных желобов, срединно-океанические хребты и абиссальные океанические равнины (см. рис. 60). Эти формы рельефа связаны с развитием тектонических структур второго порядка — подвижных поясов и устойчивых платформ. Платформам в рельефе отвечают равнины: материковые — со средним уровнем $+0,5$ км, океанические — с глубинами $-4,5$ км. Они имеют соответствующий тип строения земной коры и верхней мантии. Подвижные пояса характеризуются своеобразным и сильно расчлененным рельефом. Выделяют четыре основных типа подвижных поясов, которым отвечают особые типы мегарельефа. Все они отличаются также и по особенностям строения земной коры и верхней мантии. Морфологически подвижные пояса характеризуются огромной протяженностью, достигающей нередко десятков тысяч километров, и большой расчлененностью рельефа, амплитуда которого по экстремальным точкам доходит до 20 км, причем резко возрастают градиенты высот. Например, к востоку от Филиппин они достигают 12 км на 130 км. Отмечаются резкие колебания мощности земной коры и литосферы. С подвижными поясами связаны зоны крупнейших глубинных и сверхглубинных разломов, уходящих в мантию на 700 км от поверхности. В связи с этим подвижные пояса проявляют и наиболее высокую сейсмичность, и высокую вулканическую активность.

На континентах выделяют эпигеосинклинальные и эпиплатформенные орогенные пояса, которым отвечают горные системы.

Эпигеосинклинальные орогенные пояса развиваются на складчатых сооружениях геосинклинальных областей на заключительном, или орогенном этапе их развития. Они характеризуются сочетанием наиболее высоких горных систем и глубоких впадин, резкой расчлененностью земной коры, в строении которой выделяются участки максимальных мощностей (до 70 км) с типичным континентальным строением, отвечающие высочайшим поднятиям (Гималаи), и глубокие впадины (Черное, Тирренское моря) с резко утоненной корой субокеанического типа, т. е. лишенной «гранитного» слоя, но имеющей большой мощности осадочный чехол. К этому типу относится Средиземноморский горный пояс, развившийся на межматериковом геосинклинальном поясе, и горный пояс Кордильер Америки, образовавшийся на окраинно-материковом поясе.

Эпиplatformенные орогенные пояса отличаются тем, что в горообразование вовлекаются участки, пережившие длительное платформенное развитие. Они связаны с процессами вторичной тектонической активизации земной коры. Эти пояса развиваются на коре материкового типа повышенной мощности (до 55—65 км) и характеризуются преобладанием поднятий, однако местами имеются и крупные опускания (Южный Тянь-Шань). Крупнейший внутриконтинентальный пояс этого типа тянется от Памира через Тянь-Шань, Алтай и Прибайкалье. Пояса сходного рода примыкают к эпигеосинклинальным поясам (Скалистые горы США) и к оксаническим впадинам (Аравийско-Африканский пояс).

К зоне, переходной от материков к океанам, приурочены горные сооружения островных дуг, глубоководные желоба и впадины окраинных морей. Они соответствуют окраинно-материковым геосинклинальным поясам и обладают особым переходным типом земной коры с промежуточной и сильно изменчивой мощностью, с полосами нечетко выраженного гранитного слоя (субконтинентальный тип коры, характерный для зрелых островных дуг), или с утоненным базальтовым слоем и довольно мощным осадочным чехлом (субокеанический тип, характерный для впадин). Важная особенность этих поясов выражена в сильном разуплотнении под ними верхней мантии, что связано, возможно, с выступами астеносферы, обуславливающими высокую тектоническую и вулканическую активность островных дуг. Размах рельефа между островными дугами и сопровождающими их глубоководными желобами составляет 10—11 км. Над впадинами окраинных морей (Берингова, Охотского) они возвышаются на 4,5—6,5 км. Более молодые дуги, типа Алеутской или Марианской, глубоко погружены и выступают над уровнем океана лишь в виде отдельных островов. Зрелые дуги, типа Японской или Индонезийской, представляют цепи сложно построенных горных хребтов, образующих крупные острова.

Срединно-океанические хребты или рифтогенные пояса представляют собой грандиозные по размерам мегаформы. Их общая длина превышает 60 000 км, а в ширину они достигают 1500 км, местами до 4000 км. Над уровнем океанических равнин они возвышаются на 1—4 км и обладают очень сложным рельефом. В ложе земной коры им соответствует обширное поднятие, так что на дно океана выходит, как предполагается, непосредственно базальтовый слой. По строению верхней мантии они близки к островным дугам и также отличаются высокой сейсмичностью и вулканической активностью.

Характерной чертой срединно-океанических и некоторых эпиplatformенных поясов является возникновение вдоль их осевой части необычайно протяженных рифтовых впадин — сравнительно узких линейных грабенов — рифтов. К рифтам приурочены озеро Байкал, Красное море, озера Восточной Африки. Континентальные рифты смыкаются с рифтовыми зонами срединно-океанических хребтов, образуя единую планетарную систему, что позволяет вы-

делять рифтогенез как особый тип развития земной коры. Пояса образования рифтов носят название *рифтогенов*.

Корни мегарельефа уходят, таким образом, в глубины верхней мантии и, следовательно, в своем образовании он связан с эволюцией литосферы и мантии и развитием тектонических процессов. Происхождение последних чрезвычайно дискуссионно. Существует много гипотез, объясняющих тектогенез. Они рассматриваются в курсах геотектоники (В. В. Белоусова, В. Е. Хаина и др.). В развитии мегарельефа важнейшую роль, несомненно, играет вертикальная составляющая тектонических движений. Однако в конфигурации и взаимном расположении форм мегарельефа в плане возможно и определяющее значение горизонтальных движений литосферы. Время существования этих форм определяется сотнями миллионов и первыми миллиардами лет.

Таким образом, горный и равнинный рельеф нашей планеты отражает основные черты тектонического развития Земли — положение областей консолидации земной коры в виде платформ и зональное распределение подвижных поясов разного типа.

Морфоструктуры. Поверхность мегарельефа осложняется самыми разнообразными тектоническими формами меньшего масштаба, относимыми к категории морфоструктуры. Под морфоструктурами мы будем понимать формы рельефа горных стран и равнин, обязанные своим происхождением образованию тектонических структур в их взаимодействии с экзогенными процессами, ход которых существенно направляется самим развитием морфоструктур. Выделяют три порядка морфоструктур, различаемых по их величине и глубине проникновения порождающих их тектонических процессов.

Необходимо отметить, что термин «морфоструктура» имеет неоднозначное толкование. Нередко к морфоструктурам относят формы рельефа, образованные на пассивных в тектоническом отношении структурах, как, например, отпрепарированные денудацией дайки, интрузивные массивы, долины на антиклиналях или хребты на синклиналях («обращенные морфоструктуры»). Определяют морфоструктуру как геолого-тектоническое образование, ясно выраженное в рельефе, включая сюда заведомо структурно-денудационные формы рельефа. В связи с этим многие исследователи не используют термин «морфоструктура» или рассматривают его как термин свободного пользования, отражающий любое проявление тектонического фактора в рельефе. Однако в динамическом понимании термин «морфоструктура» является очень ценным, объединяя большой круг крупных, средних и малых форм рельефа, непосредственно отображающих тектонические движения земной коры.

Большинство морфоструктур связано с новейшими (неоген-четвертичными) движениями, т. е. являются неотектоническими (см. главу XIII). Однако имеются и значительно более древние — палеогеновые и даже мезозойские морфоструктуры, особенно многочисленные в пределах платформ и океанов. Кроме того, подоб-

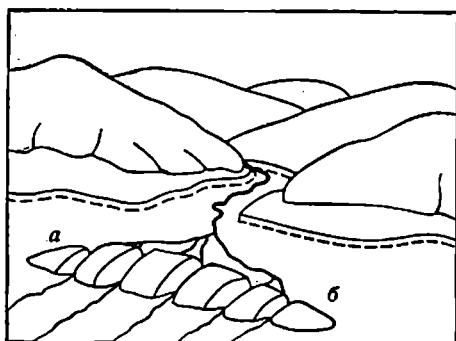


Рис. 4. Мелкая антиклинальная морфоструктура (а—б), прорезаемая antecedентными долинами; пунктир — подошва террасы. Четвертичная Карамарьянская антиклиналь, Малый Кавказ (по В. А. Гроссгейму)

низменности. В орогенах платформ — это системы горстов и грабенов (типа горного Алтая), или крупных разрывно-складчатых структур (типа гор Тянь-Шаня).

Более мелкие морфоструктуры, осложняющие строение крупных, еще более разнообразны. На платформах это глыбовые поднятия, нередко выраженные значительными горами, и впадины (например Тенизская впадина в Казахстане), в подвижных поясах — это отдельные хребты, например Туркестанский или Алайский в Тянь-Шане, межгорные впадины (типа впадины озера Иссык-Куль). Они отвечают крупным разрывно-складчатым структурам — горст-антиклинориям, грабен-синклинориям, мегаскладкам. Все эти типы морфоструктур, как показывают геофизические исследования, уходят корнями в литосферу и могут быть названы, по В. Е. Хаину, литосферными и региональными.

Еще более мелкие морфоструктуры отвечают отдельным длительно развивающимся складкам (рис. 4), валам, куполам, мелким прогибам и впадинам, горстам и грабенам. Особенно разнообразны различные неравномерно поднятые блоковые морфоструктуры. Нередко в рельефе непосредственно выражаются сбросовые уступы, надвигающиеся блоки. Эти виды тектонических структур не выходят за пределы земной коры или даже осадочной оболочки. Поэтому их относят к коровым или чехольным формам, а по величине — к локальным морфоструктурам. Несмотря на их малую величину, они имеют важнейшее практическое значение в связи с поисками нефти и газа и при изучении структур рудных полей.

ные формы древнего, уже исчезнувшего рельефа, служат предметом изучения палеогеоморфологии.

К наиболее крупным из морфоструктур в пределах платформ относят денудационные равнины на щитах и аккумулятивные равнины на плитах. В подвижных поясах геосинклинального типа — это системы хребтов, отвечающих горным поднятиям типа Большого Кавказа, системы впадин, отвечающих межгорным прогибам типа Закавказской депрессии, или межгорные равнины на срединных массивах типа Средне-Дунайской

Вулканические формы рельефа образуются в результате проявления эндогенных процессов, обусловленных магматизмом и выражающихся в извержениях продуктов магматизма на земную поверхность. Тесно связаны с ними формы рельефа, возникающие вследствие дислокаций, происходящих вблизи поверхности земной коры, в результате близповерхностных перемещений магмы, и относящиеся к категории вулcano-тектонических форм рельефа.

Иногда к вулканическим относят формы рельефа, образующиеся вследствие препарировки денудационными процессами отдельных глубинных магматических тел, выведенных на земную поверхность. Это, конечно, неправильно. Такого рода формы рельефа относятся к денудационным и являются либо структурными (например, дайки и нэкки), либо структурно-обусловленными (рельеф гранитных, диоритовых и т. п. массивов).

В связи с затуханием вулканических процессов со временем выделяют области *современного и угасшего вулканизма*, различающиеся по степени сохранности форм вулканического рельефа. Важной особенностью вулканического рельефа является необыкновенная быстрота его возникновения. В течение нескольких лет или даже месяцев появляются новые вулканические горы и острова, за считанные часы исчезают прежние вулканы, образуются мощные толщи вулканических накоплений. Преобладающее распространение имеют формы аккумулятивного вулканического рельефа, всегда в той или иной степени переработанные денудационными процессами.

Образующие эти формы отложения вулканического ряда очень своеобразны и рассматриваются в курсах петрографии и петрологии. Мы отметим лишь некоторые их особенности, важные для понимания их рельефообразующей роли. Среди продуктов вулканизма выделяется пять основных генетических групп: эффузии — излияния жидкой лавы (лавовые потоки и разливы), экструзии — выдавливание загустевшей, застывающей лавы (лавовые обелиски и купола), эксплозии — газо-взрывные выбросы пирокластического материала и обломков пород, слагающих вулканы (выбросы лавовых взрывов, выбросы разрушения, игнимбриты), тефроиды — аллохтонные, свежепереотложенные массы пирокластического материала (горячие и холодные лахары), поствулканические — натечно-термальные и газовые. Главную рельефообразующую роль играют эффузии и эксплозии, которые в зависимости от типов извержения и свойств лавы определяют основные черты образующихся форм рельефа.

Среди собственно вулканических форм выделяются две главные группы: формы, обусловленные извержениями центрального типа, и формы, связанные с трещинными извержениями.

Формы рельефа, связанные с деятельностью вулканов центрального типа. Вулканы этого типа образуются при извержениях лавы или продуктов газо-взрывной деятельности по единому под-

водящему каналу округлого сечения, вокруг жерла которого и возникает на поверхности вулканическое сооружение. Процесс извержения обычно распадается на две фазы: вначале проявляется газо-взрывная деятельность (эксплозивная фаза), затем идет излияние лавы (эффузивная фаза). Два эти вида вулканической деятельности проявляются, однако, очень различным образом, в особенности эксплозивная деятельность вулканов. В связи с этим возникает большое разнообразие форм рельефа этого типа.

Стратовулканы в настоящее время наиболее распространены на поверхности суши. Они представляют собой аккумулятивные конусообразные горы, образующиеся в результате последовательного наложения лавовых потоков и пластов пирокластического материала — вулканического пепла и бомб, извергающихся из жерла вулкана, располагающегося обычно на его вершине, где имеется углубление, называемое кратером. В зависимости от количества и характера извергаемого материала величина и форма вулканов сильно меняются. Высота вулканов (над невулканическим основанием) колеблется от 100 до 3000 м и более. Абсолютная высота вулканов еще больше (например, высота вулкана Чимборасо в Эквадоре 6272 м, Ключевской сопки 4850 м). Многие вулканы отличаются чрезвычайно правильной конической формой. Таковы, например, Ключевская и Кроноцкая сопки на Камчатке. Обычно вблизи кратера накапливается более грубый пирокластический материал и склоны тут становятся более крутыми, достигая 35—37°, ниже они постепенно выполаживаются, и общий профиль склона нередко бывает слабо вогнутым. Увеличение доли лавовых излияний также приводит к выполаживанию склонов. Строение вулканических гор осложняется нередко боковыми конусами, мощными лавовыми потоками, образующими гряды, иногда с волнистым или глыбовым микрорельефом. Грандиозные осложнения вносит деструкционная деятельность взрывного типа. Взрывы нередко сильно расширяют кратеры, иногда ведут к образованию кальдер взрыва — обширных углублений до 2—4 км в диаметре, возникающих на месте боковой части конуса.

Рельеф склонов вулканических гор резко осложняется денудацией. На поверхности свежесвыпавшего пирокластического материала быстро развиваются глубокие V-образные эрозионные промоины, идущие вниз по линии наибольшего ската. Они называются барранко. По мере роста вулкана промоины разрастаются в достаточно крупные долины, по которым в дальнейшем спускаются лавовые потоки.

Щитовые вулканы образуются при резком преобладании в составе извергаемого материала базальтовых лав, отличающихся высокой текучестью. Вследствие этого лава растекается на большой площади и склоны этих вулканов очень пологи. Вулканы этого вида представляют собой слабо выпуклую щитовидную возвышенность, посредине которой находится центральный кратер. Крутизна склонов не превышает 6—10°, уменьшаясь к вершине

и к основанию. Щитовые вулканы мало распространены. Они имеются в Исландии, сравнительно невелики, достигая 6 км в поперечнике при высоте до 500 м, и отличаются присутствием около кратера небольшого кольцевого вала. Гигантские щитовые вулканы известны в Тихом океане. Так, остров Гавайи с двумя кратерами Мауна-Лоа и Мауна-Кеа возвышается на 9 км над дном океана и имеет поперечник около 120 км. Поверхность этого вулкана осложнена многочисленными боковыми кратерами, потоками лавы и эрозионными ложбинами.

Экструзивные купола возникают, напротив, при выдавливании очень густой лавы кислого состава, отличающейся высокой вязкостью. Они представляют собой сравнительно небольшие (до 200—400 м высоты) караеобразные холмы, сложенные застывшей лавой и скрывающие под собой жерло вулкана; встречаются редко. В СССР известны в Закавказье.

Особняком стоят формы рельефа, возникающие при однократной взрывной вулканической деятельности центрального типа. Сюда относятся маары и трубки взрыва. Маары представляют собой вулканические кратеры однократного взрывного действия. Главной их частью является воронкообразное, округлое в плане углубление, окруженное незначительной высоты кольцеобразным валом, иногда отсутствующим. Диаметр котловины может быть от 200 до 3200 м, глубина 60—400 м. Вулканические продукты (лава, пепел) встречаются в малом количестве, иногда и совсем отсутствуют. Днище воронки и кольцевой вал сложены преимущественно раздробленными местными горными породами. Вулканическая природа мааров устанавливается на основании их приуроченности к областям современной или недавней вулканической деятельности. Они известны в Центральной Америке, на о. Ява, в Новой Зеландии, в Западной Европе (Овернь, Эйфель). Близко к маарам стоят трубки взрыва, заполненные кимберлитом или вулканическим туфом. Однако как формы рельефа они относятся уже к денудационным образованиям.

Формы рельефа, связанные с трещинными извержениями, в настоящее время почти не образуются на поверхности суши. Но в недавнем геологическом прошлом они формировались более широко. В большинстве случаев по трещинам происходили излияния текучих базальтовых лав, образовавших на поверхности обширные покровы. При достаточной длительности излияний рельеф постепенно выравнивается и верхние покровы представляют собой в рельефе ровные или ступенчатые плато. Вулканические плато имеют обычно ровную или слегка волнистую поверхность, осложненную отдельными котловинами и вулканическими грядами, а иногда пересекаемую крутыми уступами — краями отдельных покровов. На поверхности плато местами возвышаются мелкие вулканические кратеры и шлаковые конусы, расположенные цепочками, отмечающими подводящие лаву трещины. Вулканические плато подвергаются интенсивному разрушению экзогенными процессами. Они бывают прорезаны глубокими ущельями и сохра-

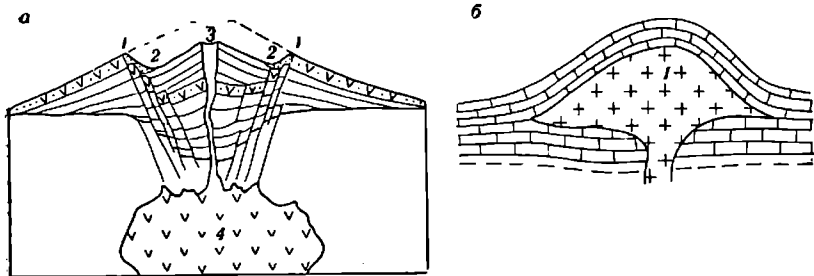


Рис. 5. Вулкано-тектонические формы рельефа:

а — кальдера проседания (1 — сомма, 2 — атрио, 3 — молодой вулканический конус, 4 — близповерхностный вулканический очаг на глубине 5 — 6 км); **б** — вулкано-тектоническая возвышенность (1 — лакколлит)

няются нередко лишь в виде останцовых столовых гор. Крупнейшие вулканические плато имеются в Северной и Южной Америке, в Индии. Они есть в СССР — на Малом Кавказе, в Сихотэ-Алине, а также в Исландии и во многих других странах.

Вулкано-тектонические формы рельефа обычно очень тесно связаны с вулканическими формами. Среди них преобладают различного рода котловины оседания, образование которых обусловлено внезапным опорожнением (при извержении) близповерхностных магматических резервуаров, при прекращении в это же время связи их с глубинными магматическими очагами. Наиболее характерны как формы рельефа кальдеры проседания, представляющие собой результат оседания центральной части вулканического конуса с образованием вокруг кольцевого гребневидного вала (рис. 5). Вулканический конус с кратером при этом иногда сохраняется, иногда разрушается и затем образуется вновь. Прототипом такого рода кальдер является вулкан Везувий. Кольцевой вал Везувия — Сомма дал название всем формам такого рода. Чаще всего просевшая часть вулкана бывает несколько смещена в сторону от центра, почему соммы обычно имеют неодинаковую высоту гребня и не образуют полного кольца. Размеры этих кальдер очень велики. Они достигают от 5 до 28 км в поперечнике и до 800 м глубины.

С близкоповерхностными поднятиями магмы связаны вулкано-тектонические возвышенности, обычно представляющие собой первоначально куполовидные горы или холмы, образованные куполовидно приподнятыми магмой слоями (см. рис. 5). Они возникают над магматическими диапирами или над лакколитами. Характерно их расположение в виде группы обособленных гор, иногда среди равнинной местности. В СССР наиболее известны горы такого происхождения в окрестностях г. Пятигорска. В результате разрушения свода магматические породы часто выходят на поверхность, образуя различные денудационные формы.

Закономерности распространения вулканических форм рельефа на поверхности Земли достаточно сложны. В целом вулканы при-

урочены к областям высокой тектонической активности, к ослабленным, сильно проницаемым для магмы зонам земной коры. На суше большинство вулканов (80%) сосредоточено в Тихоокеанском подвижном поясе (Курильские о-ва, Камчатка, Алеутские о-ва, Аляска, Американские Кордильеры, Филиппины, Япония). Большое количество вулканов имеется также в Средиземноморском поясе (Италия, Кавказ, Индонезия). В платформенных и древних складчатых областях вулканы редки и приурочены к зонам разломов и в особенности к рифтам. Они известны в Азии, в Манчжурii и на Витимском плоскогорье, в Африке — в зоне Великого Восточно-Африканского рифта и в Камеруне. Здесь характерны крупные одиночные вулканические горы, как, например, Килиманджаро (6010 м), Кения (5194 м) и др. Группы потухших вулканов имеются в Западной Европе (в горах Оверни и Эйфеля).

В пределах океанов вулканы приурочены к срединно-океаническим хребтам. Многие из них выступают в виде вулканических островов. Кроме того, вулканы известны в зонах крупных разломов (Гавайские о-ва) и погруженных островных дуг. Местами большое количество вулканов отмечено на дне океанических впадин (Северо-Запад Тихого океана). Начинаясь погружение под воды морей кальдер приводит к образованию своеобразных кольцевых островов. Вулканы подвергаются сравнительно быстрому уничтожению различными экзогенными процессами, но главной причиной отсутствия древних вулканов являются тектонические движения, вызывающие либо разрушение их в результате дислокаций, либо захоронение под толщей молодых отложений при опускании земной коры.

Псевдовулканические формы рельефа включают образования, связанные с деятельностью грязевого вулканизма. Грязевые вулканы образуются в молодых интенсивно прогибающихся синклинальных зонах, там, где имеются глинистые толщи, насыщенные подземными водами. Активным началом является присутствие обильно выделяющихся газов, обычно углеводородных. Поэтому грязевой вулканизм тесно связан с газо- и нефтеносными областями и структурами, в чем заключается его важное практическое значение. В рельефе грязевые вулканы представляют собой конусовидные, пологие холмы (сопки) с несколькими кратерами, через которые происходит излияние, а иногда взрывной выброс грязи, образующей валы и потоки на склонах сопки. В СССР грязевые вулканы известны на Апшеронском, Таманском и Керченском полуостровах.

Глава III

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ОТЛОЖЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ВЫВЕТРИВАНИЕМ И МЕРЗЛОТНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

ВЫВЕТРИВАНИЕ

Одним из важнейших экзогенных процессов является выветривание — процесс механического разрушения и химического преобразования горных пород под влиянием агентов выветривания в термодинамической и физико-химической обстановке земной поверхности. Агентами выветривания являются — солнечная инсоляция, составные части атмосферы, вода, кислоты, растительные и животные организмы. Различают физическое, химическое и органическое выветривание, которые обычно действуют совместно с преобладанием определенной группы факторов в зависимости от климатической обстановки.

В результате процессов выветривания образуется особый генетический тип континентальных отложений — *элювий* и связанные с ним элювиальные месторождения (бокситы, никель, хром, марганец, железные шляпы, элювиальные россыпи), а также различного типа почвы.

Физическое выветривание

При физическом выветривании происходит растрескивание и дробление горной породы на обломки различного размера под влиянием различных физико-механических воздействий. Выделяют температурное, морозное и солевое выветривание. При *температурном выветривании* вследствие резкого суточного колебания температур происходит попеременное нагревание (расширение) и охлаждение (сжатие) пород, неравномерные на поверхности и внутри породы, что приводит к возникновению в ней напряжений, вследствие которых порода растрескивается и шелушится (десквамация). Активно этот процесс протекает в тонком приповерхностном слое, в который проникают суточные колебания температуры. Наиболее интенсивно разрушаются темноокрашенные породы (сильнее нагреваются), полиминеральные (из-за различного коэффициента объемного расширения минералов), крупнозернистые. Температурное выветривание протекает наиболее активно в условиях резко континентального климата в пустынях, а также в горах (более на крутых склонах южной экспозиции), где про-

гревание интенсивнее и быстрее удаляются продукты разрушения. При *морозном выветривании*, протекающем в условиях полярного климата, раздробление горных пород происходит вследствие механического воздействия увеличивающейся в объеме при замерзании в трещинах и порах горных пород воды. В жарком сухом климате пустынь происходит *солевое выветривание*, возникающее под действием кристаллов солей, растущих в трещинах и порах горных пород, куда соль попадает с водой, поднимающейся по капиллярам из более глубоких горизонтов и испаряющейся днем. Механическое раздробление горных пород при физическом выветривании в большой степени способствует их химическому преобразованию.

Химическое выветривание

Химическое выветривание приводит к изменению первичного состава минералов и горных пород, к образованию новых вторичных соединений; оно связано с климатом и происходит под действием воды, свободного кислорода, углекислого газа и органических кислот. Интенсивнее химически выветриваются породы более пористые и трещиноватые. Главным фактором химического выветривания является вода, которая и сама активно воздействует на горные породы и является мощным катализатором, стимулирующим активность растворенных в ней кислорода, углекислого газа и органических веществ. Обеспечивая проникновение на глубину растворенных в ней агентов выветривания, вода вместе с тем выносит и частично переотлагает продукты химического выветривания. Скорость химического выветривания интенсивно возрастает во влажном и жарком климате, а в холодном (арктическом) и аридном климате — резко падает, ограничиваясь физическим выветриванием.

Основные реакции, протекающие при химическом выветривании, это — окисление, гидратация, растворение и гидролиз.

Окисление выражается переходом закисных низковалентных соединений в окисные высоковалентные, например, переход гематита в гематит, пирита в лимонит. В последнем случае происходит не только окисление, но и *гидратация* (поглощение кристаллизационной воды). Примером гидратации является также переход гематита в лимонит, ангидрита в гипс. *Растворение* и *гидролиз* происходят под действием воды и углекислоты. Наиболее легко растворимы хлориды (NaCl, KCl и др.), затем сульфаты (гипс) и карбонаты (известняки, доломиты, мергели). При гидролизе силикатов и алюмосиликатов происходит разложение минералов с разрушением и перестройкой их кристаллических решеток. При этом образуются новые глинистые минералы. Продуктами выветривания основных и ультраосновных пород являются монтмориллонит, нонтронит и бейделлит; при выветривании кислых пород, содержащих полевые шпаты и слюды, образуются гидрослюды и каолинит.

В результате сложного и многообразного процесса, который Е. В. Шанцер назвал элювиальным процессом, формируется *кора выветривания*. Оставшиеся на месте своего образования продукты выветривания различных горных пород образуют *элювий*. Наиболее общим признаком элювия является тесная связь состава (химического, а иногда и минералогического) с подстилающими материнскими горными породами. В элювии отсутствуют принесенные извне минеральные примеси, посторонние обломки. Присутствующие обломки не окатаны, не сортированы; слоистость не характерна для элювия; в химически преобразованном элювии может сохраниться слоистость исходной породы (реликтовая слоистость) или наблюдаться ложная слоистость (зональное строение элювия).

При активном воздействии подземных вод и огромной (миллионы лет) длительности элювиального процесса мощность коры выветривания достигает десятков, а местами (вдоль глубоких трещин) даже сотен метров. Возникает *собственно кора выветривания* — закономерно построенный элювиальный профиль, длительно развивающийся на исходных породах путем гипергенного преобразования их вещества. Необходимым условием образования мощных кор выветривания является длительное существование влажного и жаркого климата и стабильности земной коры с очень слабыми поднятиями. Такие условия существовали в позднем триасе и ранней юре в Центральном Казахстане и на Южном Урале.

В зависимости от климатической обстановки элювиальный процесс протекает по-разному, в связи с чем образуются различные типы коры выветривания.

В областях полярного и нивального климата господствует морозное выветривание. Образуется обломочный криогенный элювий, подробнее рассматриваемый ниже в связи с мерзлотными процессами.

В условиях аридного (сухого) климата пустынь, где из-за недостатка воды миграция активных веществ очень ограничена, элювиальный покров формируется в основном вследствие физического выветривания. Представлен элювий обломочным материалом из глыб, щебня и дресвы разрушенных материнских пород. Химическое выветривание проявляется локально, в виде корок пустынного загара, гипсовых корок и солончаков.

В полусухих (семиаридных) областях физическое выветривание может привести к образованию пылеватых частиц, возникает кора выветривания, обогащенная карбонатами. Образовавшиеся здесь карбонаты и другие соли остаются в коре не выщелоченными из-за недостатка воды. Мощность коры выветривания небольшая, окраска светлая, желтовато-серая.

В областях с гумидным (влажным) и теплым климатом кора выветривания достигает полного развития. Происходит интенсивный вынос подвижных продуктов выветривания, способствующий

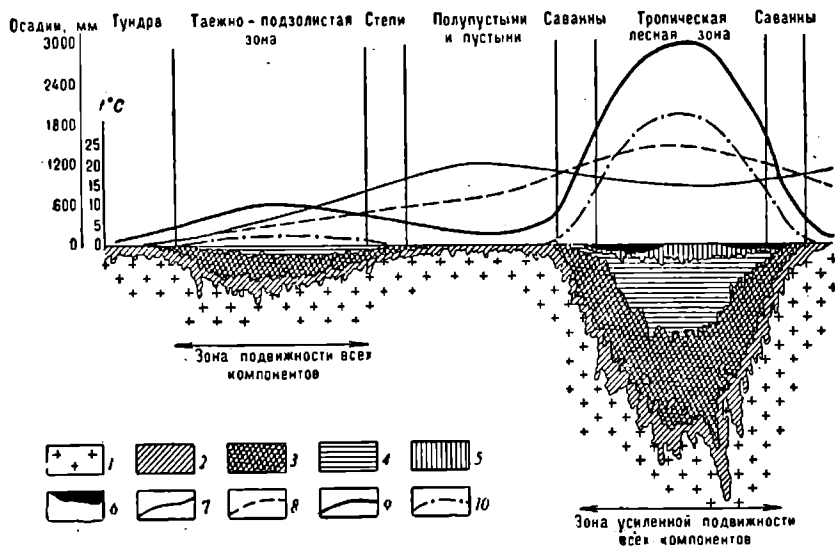


Рис. 6. Схема образования коры выветривания в условиях различных ландшафтных зон на тектонически мало подвижных площадях (по Н. М. Страхову).

1 — материнская порода; 2 — зона дресвы химически малоизмененной; 3 — гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона; 4 — каолинитовая зона; 5 — окры Al_2O_3 ; 6 — панцирь $Fe_2O_3 + Al_2O_3$; 7 — годовое испарение; 8 — средняя годовая температура; 9 — средняя годовая сумма атмосферных осадков; 10 — годового отпад органического (растительного) вещества

гидролизу силикатов, превращению их в глинистые минералы с выщелачиванием оснований и установлением кислой реакции среды (кислый сиаллитный элювий). Возникший при выветривании богатых алюмосиликатами магматических и метаморфических пород (гранитов, гнейсов и др.) каолинит может образовать местоорождения каолина.

В условиях жаркого и влажного климата происходит дальнейшее разложение и достаточно устойчивых алюмосиликатов на гидраты окиси алюминия и железа, которые образуют латеритную кору выветривания (аллитный элювий). Образовавшиеся при этом бокситы могут достигать промышленных скоплений. Кора выветривания здесь окрашена в яркие красные и оранжевые тона.

Элювий областей влажного климата представлен пресобладающе остаточными глинами. Вследствие того что процессы химического выветривания начинаются и быстрее всего протекают в поверхностной части земной коры, а с глубиной замедляются и ослабевают, наблюдается вертикальная зональность сложного элювиального профиля мощных кор выветривания тропиков и субтропиков. Верхние горизонты коры выветривания обычно представлены более глубоко измененными разностями элювия, а ниже располагаются все менее измененные элювиальные образования, часто сохраняющие структуру и текстуру материнских пород (рис. 6).

На состав элювиальных образований, мощность и сохранность коры выветривания влияет, кроме климата и состава исходной породы, рельеф местности и интенсивность вертикальных восходящих тектонических движений и положение уровня грунтовых вод. В малоподвижных платформенных областях на выровненных водоразделах и плато, где ослаблены процессы денудации, элювиальный покров достаточно широко развит и хорошо сохраняется. В областях новейшего горообразования, отличающихся активными тектоническими поднятиями и активными денудационными процессами, за которыми не успевают процессы химического выветривания, не образуется мощной коры выветривания с полным элювиальным профилем.

Породы, отличающиеся составом, структурой, текстурой, трещиноватостью, растворимостью и т. п., по-разному подвергаются процессам выветривания (избирательное или селективное выветривание), в результате которого создаются различные формы выветривания. При выветривании часто препарируется и лучше проявляется трещиноватость пород, подчеркивающая, например, столбчатую или шаровую отдельность базальтов, матрацевидную гранитов и т. д. В сочетании с эоловой или водной обработкой создаются формы микрорельефа — ниши, карнизы, соты, ячеи и т. п.

Органическое выветривание

Органическое выветривание выражается в преобразовании горных пород растениями и животными. Корни растений, проникающие в породу по трещинам и порам, кроме физического разрушения породы, извлекают из нее необходимые для жизнедеятельности минеральные вещества (K, P, S, Ca, Na, Mg, Fe, Al, Si и др.), а после отмирания разлагаются на органические кислоты, которые усиливают активность химических процессов (растворение и гидролиз) и превращаются в новые минеральные соединения. Особенно большую роль в таком биологическом круговороте вещества играют микроорганизмы (грибки и бактерии).

Почвы

Органическое выветривание имеет существенное значение при образовании почв, которые формируются в верхней части коры выветривания за счет биохимических преобразований ее и обогащения органическим веществом (т. е. одновременно процессов выветривания и почвообразования). Существенным признаком почвы является ее плодородие. Последнее обуславливается наличием гумуса или перегноя, образующегося при разложении органических остатков и состоящего из гуминовых (гуминовой и ульминовой) и фульвокислот (креновой и апокреновой). Гуминовые кислоты окрашены в черный или коричневый цвет, грубодисперсны, хими-

чески менее активны в сравнении с более подвижными, тонкодисперсными бесцветными фульвокислотами.

Степень интенсивности почвообразовательных процессов зависит от климата, растительности, состава исходных пород и рельефа местности, но главную роль играют климатическая обстановка и характер растительности. В условиях влажного климата инфильтрующаяся в большом количестве в почву влага осуществляет интенсивный промыв и вынос гумуса и растворенных веществ в нижние горизонты почвы. В сухом климате при недостатке влаги промыва практически нет, растворение слабое. В зависимости от состава растительности образуется различный по составу гумус. Из древесной растительности возникает гумус, богатый фульвокислотами, и в лесной зоне гумус более активен, что приводит к более быстрому разложению горных пород и почвообразованию. В степях в гумусе из травянистой растительности много гуминовых кислот, следовательно, меньшая скорость и глубина процесса почвообразования. Оба фактора (климат и растительность) взаимосвязаны и действуют совместно, обуславливая соответствующую широтную и вертикальную зональность в распределении типов почв.

Основные типы почв. Все почвы можно разделить на два ряда: элювиальные (автоморфные) и гидроморфные почвы.

Элювиальные почвы формируются в условиях глубокого залегания грунтовых вод на междуречьях, когда атмосферные осадки, проникая глубоко, обеспечивают активный вынос продуктов выветривания и органического разложения. В профиле этих почв выделяется два основных генетических горизонта сверху вниз: 1) элювиальный, или горизонт вымывания (A), отличающийся преимущественным выносом веществ в нижние горизонты. Верхняя часть его выделяется как перегнойно-аккумулятивный подгоризонт (A_1), где идет основной процесс накопления гумуса; 2) иллювиальный, или горизонт вмывания (B), где происходит накопление веществ, вынесенных из других частей почвы. Ниже располагается слабо измененная материнская порода или глубокая часть коры выветривания (C) — подпочва. К этому ряду относится большинство почв земного шара. Из них наиболее важны подзолистые почвы, характерные для лесной зоны умеренного климата, и черноземные почвы степной зоны умеренного пояса.

Подзолистая почва формируется в лесах, в условиях достаточного количества осадков, которые, просачиваясь глубоко вниз, интенсивно выщелачивают верхние горизонты. Из горизонта A в горизонт B выносятся коллоидные растворы гидратов Al и Fe ; остается только кварц; гумуса почти нет. Поэтому в элювиальном горизонте под маломощными лесной подстилкой и перегнойно-аккумулятивным горизонтом (A_1) образуется светлоокрашенный, лишенный питательных веществ бесплодный подзолистый горизонт (A_2) мощностью 0,1—0,25 м (рис. 7). В горизонте B происходит коагуляция гидратов Fe и Al , что приводит к цементации и окрашиванию в бурые тона на глубину до 0,9 м.



Рис. 7. Профиль подзолистых почв (по Е. В. Шанцеру)

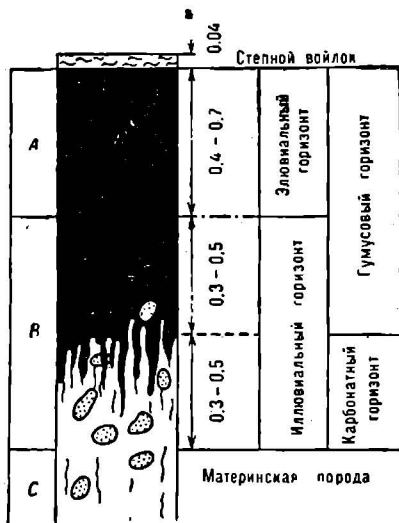


Рис. 8. Профиль черноземных почв (по Е. В. Шанцеру)

Черноземная почва развивается в зоне травянистых степей, где количество осадков приблизительно равно испарению. Происходит просачивание на глубину 1—2 м, и затем летом — высыхание. Выносятся в иллювиальный горизонт (B) только легко-растворимые хлориды, сульфиды, карбонаты, а окислы Fe, Al и Si остаются. Гумус в нейтральной среде коагулирует, становится неподвижным и накапливается в почве, составляя иногда до 25% веса и обеспечивая плодородность черноземных почв, достигающих мощности 1—1,4 м (рис. 8). При движении к югу от степной полосы ближе к пустыне, где растительности и осадков становится все меньше, уменьшается и количество гумуса; процессы почвообразования затухают, окраска становится светлее; черноземные почвы сменяются последовательно каштановыми (0,7 м), бурыми (0,5—0,6 м) и сероземами (0,2—0,3 м).

Гидроморфные почвы развиваются в условиях избыточного переувлажнения вследствие неглубокого залегания грунтовых вод, когда просачивание вниз и промывка атмосферными осадками исключается. В этом случае возможна обратная миграция влаги по капиллярам вверх в сухое время года. Горизонты A и B выделить трудно.

В жарких степях и пустынях, где воды минерализованы, при испарении в этих условиях вследствие засоления образуются солончаки, гипсовые, содовые, глауберовые, чаще натровые (NaCl).

К северу от подзолистых почв, в полосе тундр, происходит также замещение элювиальных почв гидроморфными. Встречаются они еще и в зоне тайги отдельными пятнами среди подзолистых почв, в переувлажненных низинах, так же, как и солончаки в степной полосе среди каштановых почв. В тайге такие почвы называются *торфяно-болотными*. Из-за переувлажнения и слабого доступа кислорода происходит обугливание растительных остатков, образование торфа; в восстановительной среде окись Fe переходит в закись; под торфяной подушкой (до 0,5 м) вследствие гидролиза алюмосиликатов образуется зеленовато-серый оглеенный горизонт — болотный глей. В тундре *торфяно-глеевые почвы* развиты почти повсеместно и, в отличие от лесных, маломощны (0,2—0,3 м).

В связи с особенностями состава материнской породы возникают почвы *литогенного ряда*. В лесной полосе на карбонатных породах образуется перегнойно-карбонатная почва, или *рендзина*, обогащенная гумусом. На кварцевых песках образуются подзолистые почвы, где резко (до 1—2 м) возрастает мощность горизонта A_2 (*боровые пески*). В степях и пустынях образуются солонцы, содержащие растворимые соли по всему профилю; в отличие от солончаков, где засоленность резко увеличивается кверху, в солонцах она может возрастать книзу, что связано с составом материнской породы.

При изменении геологических условий почвы, как и элювий вообще, могут быть перекрыты какими-либо континентальными отложениями. Изучение таких *погребенных почв и элювия* имеет важное значение в геоморфологии и четвертичной геологии, поскольку оно помогает восстановить историю развития рельефа и климата.

МЕРЗЛОТНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ РЕЛЬЕФОБРАЗУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ

В области распространения многолетней (постоянной) мерзлоты образование элювия связано с многократным промерзанием и оттаиванием грунта. Возникает обломочный элювий, причем раздробление достигает местами состояния физической пыли (до 0,05 мм); образуются суглинки, смешанные со щебнем и глыбами. Поверхностный покров полярных тундр формируется под действием морозного выветривания и мерзлотных деформаций в расположенном над многолетней мерзлотой активном (деятельном) слое сезонного протаивания. С мерзлотными процессами связаны морозобойные трещины, ледяные жилы, каменные и трещинные полигоны и другие «структурные грунты», бугры пучения, наледи, термокарст и солифлюкция*.

Полигональные образования возникают на основе развития морозобойных трещин вследствие неравномерного изменения объе-

* Рассматриваются в разделах о термокарсте и склоновых процессах.

ма поверхностной части грунта при сильном и быстром охлаждении или усыхании его поверхности.

Трещинные полигоны. Трещины глубиной от 1 до 3—5 и более метров, шириной у поверхности 1—5 м разбивают грунты на полигоны (правильные четырех-, пяти- или шестиугольники) размером от десятка сантиметров до 25—50 м. Трещины заполнены водой или торфом, нередко зарастают мхом; центральная часть полигона слабо выпуклая либо представляет собой плоское заболоченное понижение. Осенью при замерзании воды в трещинах образуются ледяные клинья (жилы), которые, увеличиваясь в объеме и нарастая в стороны, давят на стенки трещин, отжимают грунт вверх и вызывают образование продольных валиков по краям полигонов высотой до 1 м и шириной 1—3 м (полигонально-валиковый рельеф). При этом нередко отмечается смятие грунта на границе с ледяными клиньями. При вытаивании льда образуются рвы, которые заполняются минеральным грунтом. Такие грунты могут сохраняться в ископаемом состоянии и свидетельствовать о мерзлотных процессах в условиях холодного субполярного климата прошлых времен.

Каменные полигоны представляют собой каменные валики, высотой до 0,3 м, состоящие из щебня, гальки, валунов, бордюром окружающие в виде многоугольников или колец плоские или слабовыпуклые участки (размером 0,5 до 3—7 м), сложенные мелкозернистым материалом. Образование их связано с морозной сортировкой неоднородного по составу активного (сезонно-талого) слоя. В результате неоднократного промерзания и оттаивания по полигональным трещинам этого слоя происходит перемещение крупных обломков вверх под давлением мелкозернистых участков грунта, более пористых, более увлажненных и интенсивнее увеличивающихся в объеме при замерзании. Плоские обломки в каменных бордюрах обычно поставлены на ребро. Каменные многоугольники образуются на горизонтальных поверхностях, а на пологих склонах наблюдаются вытянутые в направлении их уклона каменные овалы, полосы, гирлянды среди мелкоземистых участков. Морозная сортировка материала наиболее активна в верхней части деятельного слоя (до 0,5—0,8 м) и постепенно затухает с глубиной в зависимости от глубины активного промерзания — протаивания и положения поверхности многолетней мерзлоты.

Пятна-медальоны или *медальонная тундра* имеют широкое распространение в субполярных областях и представляют собой округлые или овальные, размером 0,2—0,3 до 2—5 м плоские или слабовыпуклые пятна непокрытого грунта, сложенные мелкоземистым материалом (рис. 9). Пятна разделены трещинами, отмеченными бордюром из растительности. Образуются пятна-медальоны при мерзлотной дифференциации только мелкоземистого материала при отсутствии крупнообломочного — в центральной и верхней частях пятна концентрируются глина и мелкая пыль, в периферийной и нижней частях — мелкий песок и крупная пыль.

Кипящие почвы, или кипуны наблюдаются в тонких и однород-

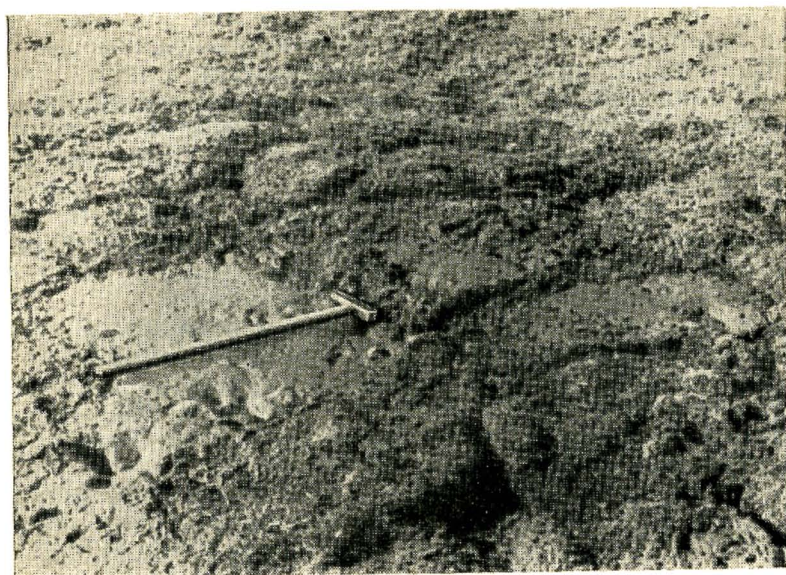


Рис. 9. Пятна-медальоны. П-ов Таймыр. Фото А. И. Попова

ных грунтах за счет неоднородного промерзания деятельного слоя вследствие различной трещиноватости. Наиболее промерзшие участки грунта (центры кристаллизации льда) давят на пластичный незамерзший грунт, который деформируется, оттекая между центрами давления. При неоднократном повторении этого процесса образуются беспорядочные смятия, разрывы и внедрения одного слоя в другой; в ясно слоистых грунтах могут образоваться «фестончатые» складки. Деформации в «кипунах» называются криотурбациями.

Бугристый рельеф также характерен для многих районов распространения многолетнемерзлых грунтов. Представлен либо небольшими (высотой 0,5—1,0 м и до 3—5 м в поперечнике) буграми — могильниками, сложенными мелкоземистыми, щебнистыми грунтами или торфом на плоских заболоченных участках, либо крупными буграми, размеры которых достигают нескольких десятков и сотен метров в поперечнике, а высота 8—10 м и более. Крупные бугры могут быть целиком сложены торфом, либо под слоем торфа залегает минеральный грунт, пронизанный линзами и жилами льда, слагающего ядро бугра. Такие формы получили название *гидролакколиты*, или *булгуняхи*. Приурочены они к пониженным участкам, богатым водой, к берегам рек и озер. Образуются при неравномерном промерзании деятельного слоя, в котором остаются участки талого грунта и воды, испытывающие со всех сторон давление промерзающего грунта, выжимающиеся вследствие этого вверх и приподнимающиеся в виде бугра замерзший выше расположенный грунт.

Наледи различают наземные, образующиеся в результате выхода на поверхность речных вод, прорывающих под напором замерзающее суженное русло реки (речные наледи), а также вследствие излияния на поверхность незамерзающих подземных вод под напором многолетней мерзлоты и промерзающей верхней части деятельного слоя или замерзания воды у источника подземных вод (наледи подземных вод, или грунтовые наледи). Находясь под большим давлением в ядре гидролакколита, вода может выливаться на поверхность, после взламывания и даже взрыва слоя сезонной мерзлоты. По площади наледи могут достигать нескольких десятков квадратных километров.

Все рассмотренные явления, связанные с морозным выветриванием, сортировкой и мерзлотными деформациями мерзлых грунтов, имеют большое значение в развитии рельефа, формировании четвертичных отложений и тщательно учитываются при инженерно-геологических изысканиях в областях распространения многолетней мерзлоты.

Глава IV

РАЗВИТИЕ СКЛОНОВ И СКЛОНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Склонами называются участки земной поверхности, имеющие относительно повышенный уклон, не менее 2° . Сюда не относятся однако (независимо от их уклона) наклонные днища долин и волноприбойные площадки побережий. Различают склоны водораздельных плато, долин, впадин, горных вершин и хребтов. Склоны представляют собой чрезвычайно характерные части всех форм рельефа, подчеркивающие их своеобразие и типические черты. Обычно крутизна склона измеряется в градусах, но в пределах плоских равнин уклон склонов иногда измеряется несколькими метрами на километр.

Сверху склоны ограничиваются водораздельными линиями или линиями бровок, а также могут восходить к вершинным точкам (склоны горных вершин и холмов). Снизу склоны очерчиваются линией подошвы. Различные по величине наклона участки склонов разделяются бровками и линиями вгибов. Склоны сочленяются также по наклонным и горизонтальным, прямым и криволинейным ребровым линиям.

Для характеристики склонов очень важна их крутизна, или уклон. Существуют различные схемы классификации склонов по их крутизне. Приведем классификацию Н. И. Николаева (с упрощениями).

По углу склона выделяют: склоны очень пологие — $2-6^\circ$, пологие — $6-15^\circ$, средней крутизны — $15-30^\circ$, крутые — $30-45^\circ$, очень крутые — $45-60^\circ$, обрывистые — $60-80^\circ$, отвесные — $80-90^\circ$ и нависающие — более 90° . Большое значение имеет также высота и длина склонов. Длина склона измеряется по направлению общего его ската. Измеряя склоны в горизонтальном направлении вдоль них, говорят о протяженности склонов.

Крутизна склонов имеет большое практическое значение, особенно в военном деле (для определения проходимости местности), в инженерной геологии и в горном деле. Высота и крутизна склонов играют определяющую роль в самом развитии рельефа, обуславливая возникновение различных денудационных и аккумулятивных процессов в пределах склона, особенности их проявления и их энергию.

Морфология склонов чрезвычайно разнообразна (рис. 10) и определяется прежде всего рельефообразующими процессами и многими другими факторами, из которых важнейшее значение

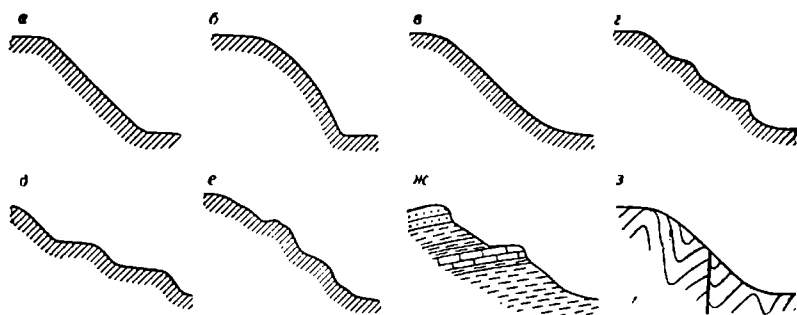


Рис. 10. Морфологические типы склонов:

а — прямые, б — выпуклые, в — вогнутые, г — ступенчатые, д — террасированные, е — со сложным рельефом, ж — структурные, з — аструктурные склоны

имеет геологическое строение. Большую роль играют физико-географическая обстановка (тип рельефа, климат, растительность), обуславливающая формы проявления экзогенных процессов, а также тектонические движения. Основными формами профиля склонов являются прямые, выпуклые и вогнутые (см. рис. 10, а, б, в). На крутых склонах нередко выделяется два элемента — верхняя, более крутая часть его — вершинный уступ, с денудационным рельефом, и нижняя, более пологая часть с рельефом аккумулятивным. Пологие склоны нередко бывают лишены уступа и имеют плавный выпукло-вогнутый профиль. Среди многочисленных подчиненных форм рельефа, осложняющих склоны, упомянем тут лишь широко распространенные выположенные участки, называемые террасами, и очень крутые, называемые уступами и обрывами. В горных странах на очень крутых обрывах склон иногда приобретает обратный уклон и возникают разнообразные карнизы и навесы.

Рельефообразующие процессы по своей роли в образовании склонов подразделяются на три категории. Первые две категории процессов создают первичные склоны. 1. *Эндогенные склонообразующие процессы* — тектоника и вулканизм. Они же, определяя движения земной поверхности, обуславливают общие условия развития склонов. 2. *Экзогенные склонообразующие процессы* — деятельность водных потоков, ледников, абразии, ветра. 3. *Склоновые процессы*, связанные с действием сил гравитации, с оползанием и осыпанием, с плоскостным смывом, составляют третью категорию. Они перерабатывают первичные склоны, определяют их конкретный облик и их дальнейшее развитие.

Экзогенные склоны, как первичные, так и вторичные, подразделяются на денудационные и аккумулятивные. Денудационные склоны возникают в результате процессов сноса и разрушения. Аккумулятивные склоны представляют собой покатости, образующиеся в результате накопления наземных отложений, — склоны морен, барханов, дюн и т. д. Эти склоны, после прекращения

процесса аккумуляции, подвергаются разрушению и переходят в разряд денудационно-аккумулятивных, а затем преобразуются в денудационные. Важно подчеркнуть, что различные склоновые процессы постоянно проявляются совместно, с различной степенью выражения. Поэтому генетическая принадлежность склонов определяется по ведущему, преобладающему процессу. Часто приходится выделять склоны комплексной денудации. Это относится и к процессам аккумуляции. Смешение различных генетических типов отложений на склонах нередко настолько сложно, что заставляет выделять их под общим названием «*склоновых*» или «*коллювиальных*» отложений.

Итак, каково бы ни было первоначальное происхождение склонов, в их формировании и современной моделировке важнейшую роль играют склоновые денудационные и аккумулятивные процессы.

СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

На склонах важнейшим фактором, вызывающим перемещение продуктов выветривания и разрушение склонов, является сила тяжести. Однако в зависимости от высоты и крутизны склонов, а также от степени и характера воздействия воды гравитационные силы вызывают возникновение целого ряда процессов. Этот ряд включает собственно *гравитационные процессы* (обваливание и осыпание), в которых действие силы тяжести проявляется в наиболее чистом виде; *водно-гравитационные процессы* (оползание и солифлюкция), когда увлажнение горных пород становится обязательным фактором при решающей роли силы тяжести, и *водно-склоновые процессы* (плоскостной смыв и склоновая эрозия), которые осуществляются деятельностью текучих вод, лишь подчиненных действию силы тяжести. В аридных областях в разрушении склонов важную роль играет ветровой процесс (см. главу IX).

Гравитационные процессы

Гравитационные процессы развиваются только на крутых склонах с углом наклона более 30°. Главной областью их распространения являются горы. На равнинах они встречаются там, где имеются очень крутые склоны. При обрывистых и нависающих склонах развивается *процесс обваливания* — внезапное обрушение громадных блоков горных пород. На склонах меньшей крутизны возникает *процесс осыпания*, при котором основную роль играет скатывание обломков на поверхности склона.

Обвальные процессы или горные обвалы представляют собой обрушения крупных массивов горных пород, происходящие внезапно и сопровождающиеся дроблением сорвавшейся массы при ее падении к подножию склона. При обвалах значительная доля обломков проходит часть пути в свободном падении и лишь ниже

по склону основная масса обвала приобретает скользящее движение, развивая огромную скорость, достигающую 150 м/с. Трение о ложе или встреча с крупным препятствием гасит скорость, и обвальная масса останавливается. Важнейшими условиями образования обвалов являются крутизна склонов, сложная тектоника, присутствие крупных трещин, длительная подготовка склона, выражающаяся в развитии трещиноватости в скальных породах. Непосредственной причиной обвалов могут быть землетрясения, сильные ливни, удары молнии.

Как правило, горные обвалы имеют катастрофический характер. В историческое время одним из грандиознейших был обвал, произошедший в 1911 г. в ущелье р. Мургаб на Памире. Масса горных пород около 7 млрд. т обрушилась в долину и засыпала ущелье, образовав плотину до 740 м высотой. За ней образовалось озеро, получившее название Сарезского, достигающее и в настоящее время 60 км длины и до 505 м глубины.

В результате обвальной денудации склонов возникают *гравитационные* или *обвальные обрывы* и *обвальные цирки* и *ниши*. К аккумулятивным формам относятся *обвальные гряды* и *холмы*. Гряды располагаются обычно вдоль склона, но встречаются и поперечные гряды, расположенные под обвальными цирками. Поверхность обвальных гряд имеет крайне неправильный, хаотический рельеф и изобилует беспорядочно расположенными скальными выступами и глыбами.

Обвальные отложения, слагающие эти формы рельефа, характеризуются полным отсутствием сортировки обломков, совместным нахождением очень крупных глыб, мелко раздробленного материала, средних и мелких обломков, хаотически сгруженных и совершенно не окатанных. Петрографический состав обломков обычно однороден и полностью соответствует составу пород, слагающих обрыв.

Особым типом обвалов являются *лавинные обвалы*, связанные с лавинами, деятельность которых подробно изучена Г. К. Тушинским. Снежные лавины увлекают за собой большое количество земли, щебня, глыб и с огромной скоростью проносят все это к подножью склона, где образуются *лавинно-обвальные гряды* и *холмы*. Главной денудационной формой являются *лавинные лотки* — желобообразные углубления на склонах.

Осыпные процессы развиваются намного медленнее обвальных, но распространены несравненно шире. Осыпи являются характернейшим элементом горного ландшафта. Они имеют большое значение для хозяйственной деятельности человека в горах. Под осыпями понимают скопления обломков, скатывающихся по склону под действием силы тяжести и отлагающихся у его подножия. Важнейшими условиями для образования осыпей являются крутой уклон земной поверхности, обилие скальных выходов коренных пород, сухой или морозный климат с интенсивным накоплением продуктов выветривания в виде щебня. Осыпи очень характерны для высокогорной зоны, т. е. там, где продукты выветрива-

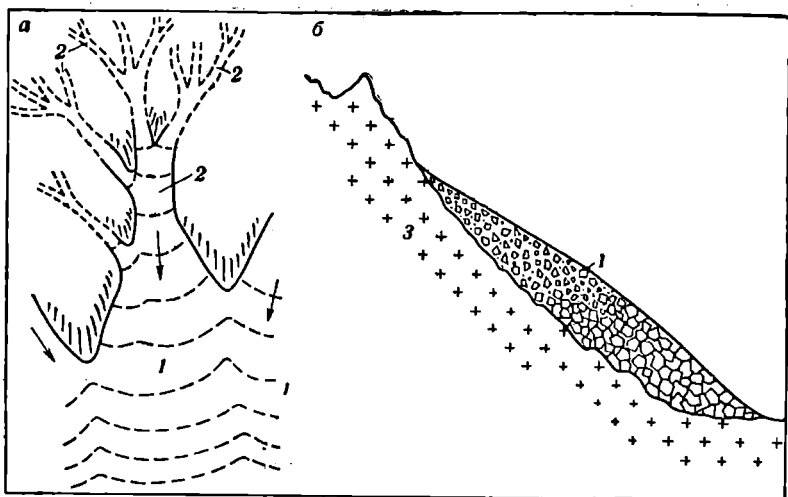


Рис. 11. Схема строения осыпи: а — в плане, б — в разрезе.

1 — осыпной шлейф; 2 — осыпные лотки; 3 — скальные породы; стрелки — направления осыпания обломков; пунктир — условные горизонталы

ния не закрепляются растительностью. Скатывающиеся вниз по склону обломки постепенно концентрируются в поперечных к склону впадинах поверхности и сами производят разрушительную работу, создавая углубления, напоминающие русла — осыпные лотки. Сливаясь между собой, они дают ниже по склону все более крупные формы (рис. 11). Обломки, достигая более пологой части склона, скапливаются, образуя тело осыпи.

Движение обломков вниз зависит, кроме крутизны склона, от формы и величины обломков. Наиболее подвижны изометричные, наименее — плоские, неправильные обломки. Величина обломков влияет более сложно — крупные начинают движение лишь при более крутых склонах, но, обладая большой инерцией, катятся значительно дальше. Кроме того, на подвижность обломков сильно влияет степень увлажнения материала, строение и свойства пород ложа.

В верхней части склонов, в ходе процесса осыпания, образуются формы денудационного рельефа — различной величины скальные обрывы — участки разрушения и отрыва обломков и осыпные лотки — узкие русловидные углубления, направленные всегда по линии наибольшего ската — пути «стока» обломков. Они имеют вид сглаженных желобов с очень неправильным продольным профилем и местами с крутыми скальными бортами. В зоне аккумуляции, у подножья склона или на его пологих участках, возникают отдельные конусы осыпания, разрастающиеся затем в более широкие осыпные шлейфы (см. рис. 11) и сливающиеся в сплошные полосы осыпей. Уклон поверхности осыпи опре-

деляется углом естественного откоса для данного обломочного материала. Угол этот зависит от формы и величины обломков, а также от степени увлажнения. Поэтому уклон поверхности осыпи тесно связан с ее составом.

В составе осыпных отложений резко преобладает щебень различной величины. Встречаются также глыбы и дресва. Обломки не окатаны, хотя бывают значительно обтерты. Важнейшей их чертой является тесная связь петрографического состава с составом пород склона. Свежие осыпи обычно бывают не цементированными. В более старых обломки могут быть скреплены песчано-глинистым материалом, или же, в случае присутствия минеральных источников — кристаллическим, чаще всего кальцитовым цементом, превращающим породу в крепкую брекчию.

Для осыпей характерна некоторая сортированность материала с преобладанием крупных обломков в нижней части шлейфа и постепенным уменьшением их размера вверху. В связи с этим, так как угол естественного откоса для крупных обломков возрастает до 45—50°, а для мелких уменьшается до 35°, продольный профиль молодых и больших крупноглыбовых осыпей оказывается выпуклым (см. рис. 11, б) и наблюдается резкий переход от склона осыпи к поверхности ее основания. В щебневых осыпях профиль приближается к прямому или слабо-вогнутому. То же наблюдается в более древних осыпях, из-за постепенного перемещения более мелких обломков все ниже по склону.

Коллювий обрушения. Обвальные и осыпные отложения, находясь часто в тесном переплетении друг с другом, образуют в горных странах чрезвычайно распространенный там коллювий обрушения, сплошным плащом одевающий подножье горных склонов. Знание его особенностей очень важно при проведении горных и геологоразведочных работ. В связи с тем что встречаются древние, ныне задернованные осыпи и обвалы, важно умение распознавать их по внешним формам рельефа. Проходка буровых скважин и горных выработок в них очень затруднена. Главную опасность представляет собой увлажнение толщи коллювия природными или производственными водами. Особенно опасны в этом отношении древние осыпи, обычно уже совершенно задернованные с поверхности. Вследствие увлажнения, при вскрытии их горными работами, они приходят в движение, которое может иметь катастрофические последствия.

Водно-гравитационные процессы

Водно-гравитационные процессы характеризуются тем, что смещение горных пород по склону происходит при их увлажнении. К этой группе относятся оползание, солифлюкция и нивация, а также имеющая меньшее значение дефлюкция.

Оползание представляет собой процесс соскальзывания крупных блоков или разрушенных масс горных пород по возникаю-

щим в массиве склона разрывным поверхностям. Оползание происходит под действием силы тяжести и обычно обусловлено присутствием подземных вод. Основными условиями возникновения оползней являются наличие достаточно крутых склонов (обычно не менее 25°) и увлажнение определенной части пород в области склона.

Оползни имеют большое инженерно-геологическое значение. Они развиваются нередко в местах чрезвычайно важных для жизни человека — по берегам крупных рек и морей (например, в Среднем Поволжье, по побережью Кавказа, Крыма) и представляют серьезное препятствие для строительства зданий и дорог.

Причинами образования оползней могут быть: 1) быстрое возникновение крутых склонов (например при подмыве их рекой, морем); 2) присутствие водоносных и водоупорных (глинистых) слоев, обуславливающих повышение влажности пород и тем самым уменьшающих внутреннее трение с возникновением поверхностей облегченного скольжения, по которым и происходит срыв вышележащего блока; 3) геологическое строение — расположение слоев, крупных тектонических трещин и в особенности наличие глинистых пород, пластичность которых резко возрастает при увлажнении; 4) большая высота склона, обеспечивающая минимальный вес горных пород, необходимый для отрыва блока. Оползанию способствует и переувлажнение пород склона водами атмосферных осадков, образование при быстром развитии крутых склонов продольных к ним *трещин бортового отпора (отседания)*, обусловленных силами упругого последействия, связанными с разгрузкой от давления уничтожаемых денудацией толщ. Важна роль деятельности человека: строительство зданий вызывает перегрузку склонов, прокладка оросительных каналов ведет к смачиванию и оползанию.

Различают четыре большие группы оползней. 1. Оползни-обвалы — представляющие собой результат соскальзывания крупных блоков прочных пород по глинистому субстрату с одновременным дроблением их и сгуживанием у подножья образующейся циркообразной стенки отрыва. 2. Собственно оползни — разнообразные по сложности, глубине и размерам. 3. Осовы — мелкие оползни с глубиной залегания поверхности скольжения менее 5 м и захватывающие только рыхлые поверхностные отложения. 4. Сплывы — смещения, захватывающие только самый поверхностный, подготовленный выветриванием покров на глубину не более 1 м. Главное значение имеет лишь вторая группа, собственно оползней, которую мы и рассмотрим подробнее. Эта группа подразделяется на блоковые и глетчерные оползни.

Блоковые оползни представляют собой результат смещения крупных блоков горных пород по возникающей при этом *поверхности оползания*. Она может быть динамической и предопределенной. *Динамическая поверхность* возникает в ходе отрыва и скольжения блока по законам механики. В поперечном разрезе она представляет собой вогнутую кривую, близкую к параболе

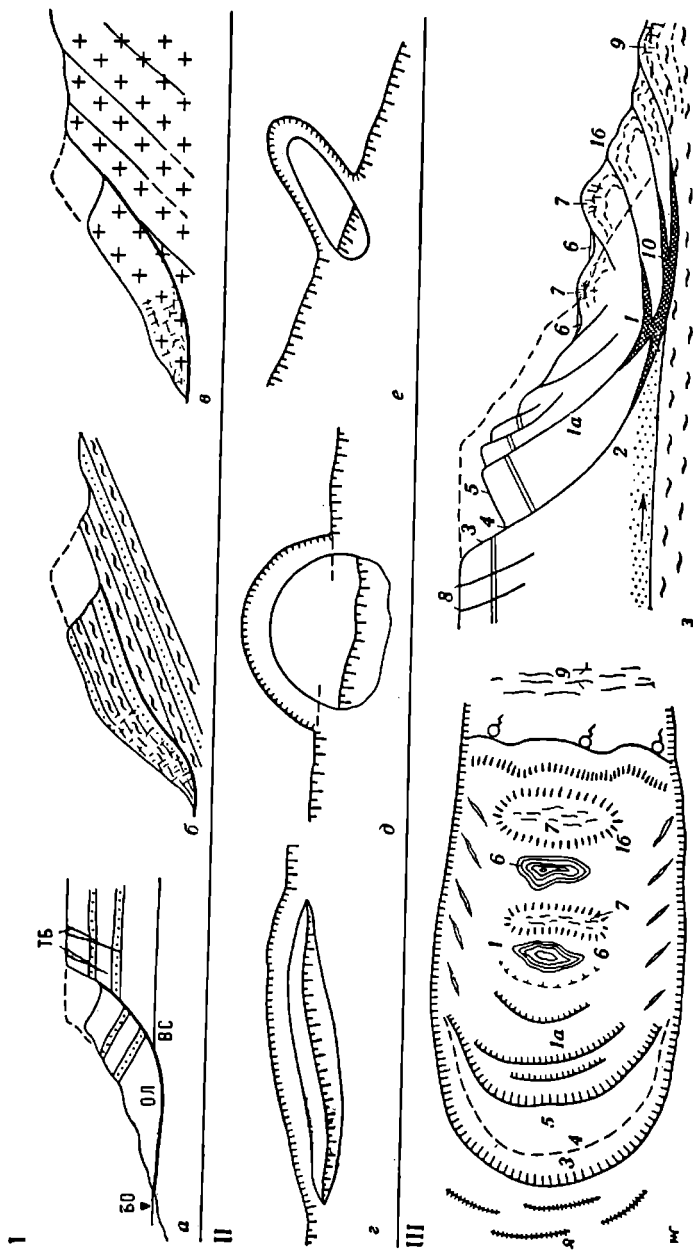


Рис. 12. Рельеф и строение оползней.

I—виды поверхностей оползания (показаны жирной линией): а—динамическая, б и в—предопределенные. БО—банан оползания, ВС—водоупорный слой, ОЛ—оползневое ложе, ТБ—трещины бортового отпора. II—виды оползней по форме поверхности оползания в плане: г—линейный, д—циркообразный, е—ложкообразный; ИI—схема строения дегрузированного оползня: ж— в плане, з— в разрезе; 1—тело оползня; 1а—тыловая и 1б—лобовая (фронтальная) части; 2—оползневое ложе; 3—стенка отрыва, 4—оползневая западина, 5—оползневая терраса, 6—озерца, 7—бухты выпирания с трещинами и оползневыми складками, 8—трещины бортового отпора; 9—внешняя гряда выпирания с трещинами, 10—брекчия и глины трещин; стрелка → первоначальная форма склона до; пунктир — первоначальная форма склона

(рис. 12). Низшая точка кривой определяется базисом оползания, которым может быть подошва склона, поверхность водоупорного слоя, уровень дна реки. — *Предопределенная поверхность* определяется геологическим строением — положением поверхностей напластования, тектонических трещин (см. рис. 12, I, б и I, в), контактов с интрузивами. Форма поверхности оползания в плане зависит от формы склона и гидрогеологических условий. По форме поверхности выделяют оползни линейные, циркообразные и ложкообразные (см. рис. 12, II). В зависимости от высоты и формы склона, количества водонасыщенных горизонтов блоковые оползни могут развиваться неодинаково. При невысоких склонах с единым базисом оползания они бывают одноярусными. При наличии нескольких водоносных горизонтов может образоваться несколько ярусов оползней.

По характеру движения блоков оползни подразделяются на *сокальзывающие* и *выталкивающие*, названные А. П. Павловым *деляпсивными* и *детрузивными*. *Деляпсивные оползни* развиваются путем свободного скольжения блоков под действием своего веса при сравнительно ровной поверхности склона и положении базиса оползания на уровне подошвы склона или выше нее. Обычно эти оползни возникают в нижней части склона. *Детрузивные оползни* бывают более крупными и возникают чаще в верхней части склона. Базис оползания располагается ниже уровня лежащих впереди горных пород, которые при оползании выталкиваются. Тело оползня при этом в нижней части оказывается интенсивно разрушенным (см. рис. 12, III). Кроме того бывают оползни *смещанного типа*, когда при наличии более пологой нижней части склона сползающий блок лишь толкает перед собой нижняя часть оползневого тела.

Глетчерные оползни или *оползни-потоки* образуются при периодических сильных ливнях, на участках, сложенных раздробленными толщами, при их сильном увлажнении. При этом оползающие блоки сразу же разрушаются, образуя поток глыб или щебня, по форме напоминающий глетчер — язык горного ледника.

В результате развития оползней образуются денудационные формы рельефа — *стенки отрыва* (см. рис. 12, III) и аккумулятивные формы — *оползневые террасы, холмы и гряды*. Размеры оползней в большой степени зависят от высоты склонов. В горах оползневые блоки достигают иногда нескольких километров в поперечнике. Оползневой рельеф характеризуется своей хаотичностью, обилием неправильных бугров и мелких бессточных западин. На равнинах размеры оползней чаще измеряются десятками и сотнями метров и формы рельефа их более типичны.

Стенки отрыва имеют большую крутизну (до 45° и более). В плане они чаще дугообразны, иногда вытянуты параллельно склону. От стенки отрыва оползневое тело отделяется *оползневой западиной*. Это, первоначально, обычно бессточная впадина, образующаяся между стенкой отрыва и тыловой частью оползня. Иногда в западинах возникают мелкие озера или заболоченность.

Оползневое тело может иметь форму удлиненного холма или вытянутой параллельно склону гряды (линейные оползни). Различают тыловую и лобовую часть оползня (см. рис. 12, III). В тыловой части тело оползня мало разрушено. Здесь характерны плоские площадки, наклонные в сторону склона — оползневые террасы, сохраняющие первоначальную форму блока. Нижняя часть тела оползня обычно бывает интенсивно разрушена. Рельеф тут имеет очень неправильные очертания. Развиты бугры выпирания и мелкие бессточные впадины, нередко занятые озерцами. В лобовой части обычно располагается наиболее крупная гряда выпирания. Впереди крупных оползней смешанного типа возникают нередко внешние гряды выпирания.

Горные породы оползневого тела образуют оползневые или делящиеся отложения, представляющие собой очень своеобразный генетический тип. В тыловой части оползня они обычно сохраняют облик коренных пород склона. Ниже возникают сложные оползневые складчатые дислокации, блоки приобретают форму линз. В основании и между линзами появляются брекчии и глины трения. На поверхности — дефлюкционные потоки оползневых брекчий и грязей.

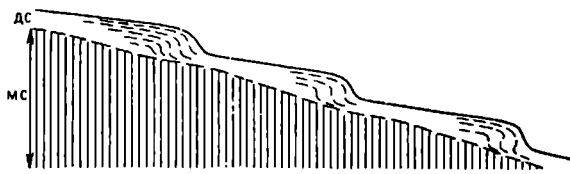
Оползневой рельеф развивается обычно на склонах на большом протяжении — там, где для этого имеются соответствующие геологические условия, вызывая образование оползневых склонов. Развитие оползневых склонов представляет собой весьма длительный процесс. По данным Г. С. Золотарева, позднечетвертичный цикл развития оползней в Среднем Поволжье продолжался около 100 тыс. лет. Эволюция оползневого склона начинается с увеличения его крутизны за счет стенок отрыва, но затем приводит к его выполаживанию.

Солифлюкция представляет собой процесс медленного течения поверхностного выветрелого слоя горных пород под влиянием силы тяжести и увлажнения. Наиболее характерно и типично выражена солифлюкция в условиях «вечной» или затяжной сезонной мерзлоты. Кроме того, солифлюкция проявляется в областях сильного увлажнения поверхностного грунта, в особенности в зоне влажного тропического климата (тропическая солифлюкция, по Е. В. Шанцеру).

Развитие мерзлотной солифлюкции связано с возникновением во время теплого сезона оттаивающего деятельного слоя (рис. 13), насыщенного водой, в котором разрыхленная поверхностная часть горных пород, переувлажненная до вязко-текучей консистенции, приходит в состояние вязкого течения. С повышением температуры количество влаги в грунте непрерывно увеличивается за счет таяния мерзлоты. Кроме того, из-за суточных колебаний температуры возникает интенсивное морозное выветривание, вследствие чего стекающие массы постепенно измельчаются, достигая состояния физической пыли. Перемещение грунта начинается уже при уклонах в 2—3° и наиболее активно идет на склонах с уклоном 5—20°. Скорость движения

Рис. 13. Солифлюкционные террасы на склоне (по С. Г. Бочу) и их строение

дс — деятельный слой,
мс — мерзлотный слой



при солифлюкции очень мала и обычно измеряется сантиметрам, редко — первыми метрами за сезон.

В СССР солифлюкционный рельеф и отложения его распространены очень широко. Главная область их распространения — север и восток Сибири, Забайкалье, северо-восток Азии. Кроме того, солифлюкция встречается в горах, а следы древней солифлюкции имеются всюду в области бывшего четвертичного оледенения.

Солифлюкция часто сопровождается *нивацией* — процесс, связанный с подтаиванием скоплений снега — снежников и включающий дробление горных пород, вследствие морозного выветривания, и вынос размельченного материала талыми водами и солифлюкцией. Описываемые процессы имеют большое значение для всевозможного строительства и проведения геологоразведочных работ в зоне мерзлоты, влекут за собой важные последствия для геологического картирования и поисков.

Формы рельефа, развивающиеся при солифлюкции и нивации в зоне денудации, имеют сложное происхождение и обусловлены совместным действием морозного выветривания, солифлюкции и нивации. Наиболее крупными формами являются *нагорные террасы*. На месте снежника с нагорной стороны возникает крутая стенка в скальных породах — снеговой (морозный) забой, в результате физического выветривания смещающийся в сторону склона (рис. 14). Ниже забоя разрастается пологая площадка — поверхность террасы, в верхней части врезанная в скальных породах, а в нижней части сложенная солифлюкционными отложениями и материалом, снесенным талыми водами. Ширина площадок

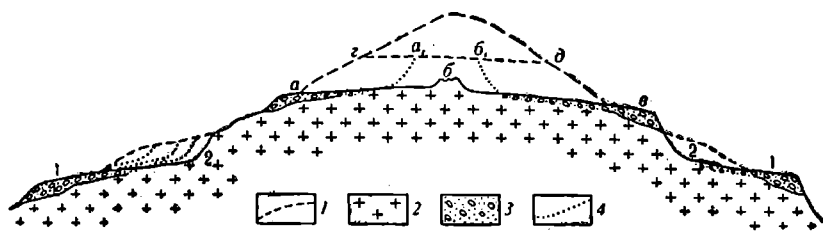


Рис. 14. Схема строения нагорных (гольцовых) террас и образования поверхности нивального выравнивания.

1 — первоначальная форма возвышенности; 2 — скальные породы; 3 — обломочный материал; 4 — стадии отступления уступа нагорной террасы. Нагорные террасы (1) и снеговой (морозной) забой (2). *а, б* — поверхность нивального (гольцового) выравнивания; *в, д* — положение древней поверхности выравнивания; *а, б* — тупы: останец верхней поверхности в процессе развития нижней поверхности выравнивания; *б* — скалистые останцы разрушения тупа

террас достигает десятков метров, уклон их 3—5°, высота может быть до 10 м, но обычно невелика. Нагорные террасы, разрастаясь, срезают вершину, сливаясь в единую плоскую поверхность (см. рис. 14). В областях нивального климата этот процесс является важным фактором выравнивания рельефа. В условиях, когда вершины гор сложены особо крепкими массивными породами, высота и протяженность морозобойных стенок может резко возрастать. Таково происхождение многих обрывов *гольцовых вершин* в Сибири.

В зоне солифлюкционной аккумуляции возникает неправильно бугристый рельеф. При увеличении уклона и более однородном составе грунта образуются *солифлюкционные террасы*. В плане они каплеобразные с уступами в виде фестонов и плоской наклонной поверхностью, которая обычно на 5—10° положе склона (см. рис. 13). Наиболее крупной аккумулятивной формой являются *солифлюкционные увалы*, образующиеся у подошвы склона, где сгруживается главная масса солифлюкционных отложений.

Солифлюкционные отложения при сравнительно пологих склонах и медленном оплывании в ходе постоянного морозного выветривания сильно измельчаются и представлены суглинками, всегда содержащими щебенку и мелкие глыбы более прочных пород. В зоне активного стока в этом материале нередко наблюдается полосчатая текстура течения. В увалах полосчатость исчезает. Преобладают суглинки с беспорядочно распределенными щебнем и глыбами.

Для солифлюкционных отложений характерны различные мерзлотные явления — криотурбации (кипуны), клиновидные тела, каменные полигоны. Внешними признаками солифлюкции являются также покосившиеся деревья, сооружения и столбы на склонах, деформации дорог. На аэроснимках бывает заметна полосчатость, вытянутая поперек склона.

Курумы. Совершенно особый тип солифлюкционных образований возникает на поверхностях, сложенных массивными гранита-

ми, гнейсами и другими породами, дающими при выветривании глыбовую отдельность. На склонах здесь скапливаются развалы каменных глыб, медленно смещающиеся вниз по склону и называемые курумами (курум — по якутски камень). На пологих водоразделах они образуют целые поля — «каменные моря», ниже по склону разбивающиеся на полосы — «каменные реки», подчиненные ложбинам на склоне. У подножий каменные потоки нередко сливаются, образуя обширные глыбовые россыпи. При смещении материала играют роль температурные колебания и сезонное оттаивание деятельного слоя, облегчающие смещение глыб. В связи с этим движение глыб идет и на очень пологих склонах с уклоном не более 2—3°. Скорость движения составляет от 5 до 150 см в год, сильно увеличиваясь в середине потока.

Изучение курумов важно при проведении горных дорог. Имеет, например, огромное значение для работ в районе БАМа. Кроме того, смещение глыбовых развалов — курумов необходимо учитывать при геологическом картировании.

Тропическая солифлюкция в условиях жаркого влажного климата осуществляется существенно иначе. Тут происходит вязкопластичное течение переувлажненного грунта, чему способствует обилие влаги и быстрое выветривание, дающее большое количество глинистого материала.

Дефлюкция представляет собой движение вязкопластичной массы грунта на склонах под влиянием силы тяжести и умеренного увлажнения. Скорости движения измеряются долями миллиметров в год. Из-за крайней медленности этого процесса он может играть существенную роль лишь на древних склонах. С этим процессом связано массовое смещение грунта к подножью склона и такое явление, как изгиб слоев, жил, поверхностей разрывов вниз по склону. Подробно массовые движения грунта на склонах описаны С. С. Воскресенским.

Водно-склоновые процессы

Водно-склоновые процессы связаны с проявлением плоскостного смыва продуктов выветривания и разрушением склонов мелкими временными струями воды. Оба эти процесса очень тесно связаны и обычно рассматриваются вместе как *процесс склонового смыва*. Поскольку важным результатом его является образование делювиальных отложений, его называют также *делювиальным процессом*. Кроме того на склонах периодически образуются и более крупные ручьи. Возникает другая форма смыва — *склоновая эрозия* или *мелкоовражный размыв*, по Е. В. Шанцеру.

Склоновый смыв обусловлен деятельностью дождевых и талых снеговых вод, стекающих по поверхности склонов. Наиболее интенсивно он протекает в условиях слабого развития растительности в областях семиаридного климата. Деятельность текучих вод на склонах принимает различные формы в зависимости от крутизны склона. На пологих склонах с уклоном до 5° проявляется

плоскостное действие текущей по поверхности воды без каких-либо русел. Перемещается только самый мелкий материал, так как мощность струек крайне невелика. На более крутых склонах разрушительная способность струек воды возрастает, в связи с чем они начинают врезаться в поверхность склона. Возникает *струйчатый*, или *мелкорытвинный смыв*. Постоянное перемещение мелких рытвин вызывает в целом плоскостное разрушение склона, общее и равномерное понижение его поверхности. Следовательно, обе описанные формы стока ведут к *плоскостному смыву*. Верхняя часть склона при этом разрушается, нижняя — погребается в продуктах выноса. Переносимый материал откладывается, попадая на более пологие участки склона, образуется аккумулятивный шлейф, верхний край которого поднимается вверх по склону, способствуя его выравниванию.

Процесс ведет, таким образом, к выполаживанию склонов, к сглаживанию и срезанию выпуклостей. Однако в зависимости от прочности пород это происходит очень неравномерно. Прочные горные породы значительно медленнее разрушаются и обычно образуют выступы, слабые наоборот — выполаживаются быстрее. Здесь создаются ложбины с более пологим скатом. В ослабленных сильно трещиноватых зонах развиваются более глубокие рытвины. В условиях еще более крутых склонов с уклоном 20—30° сток концентрируется лишь по немногим более крупным рытвинам, быстро перерастающим в промоины и в мелкие овраги. Развивается *склоновая эрозия*. В особенности большое значение приобретает она на горных склонах, где овражное расчленение становится основным процессом их разрушения.

Интенсивность склонового смыва в большой степени зависит от процессов выветривания, рыхлые продукты которого удаляются смывом.

Денудационные формы рельефа, возникающие при склоновом смыве, очень разнообразны. На равнинах в однородных породах образуются сглаженные *склоны смыва*, очень постепенно переходящие в водораздельные равнины. При неравномерной прочности пород присутствуют *останцовые выступы* и *ложбины стока* — *делли*. Все эти денудационные формы бывают обычно скрыты мало-мощным покровом элювия и делювия и постепенно сливаются с рельефом аккумулятивного шлейфа в нижней части склона. В результате склоновой эрозии образуются *рытвины*, *промоины*, *мелкие овраги*. Все они направлены по линии наибольшего ската, очень слабо извилисты в плане. Характерно снижение высоты бортов этих ложбин вниз по склону до их полного исчезновения и почти прямая или слабо вогнутая форма продольного профиля.

В нижней части склонов и у подножий образуются *аккумулятивные делювиальные шлейфы*. Они имеют плоскую поверхность, полого спускающуюся ко дну долины, и отличаются слабо вогнутым поперечным профилем (рис. 15). В начальной стадии склонового смыва более активно развиваются отдельные конусы выноса, образующиеся в устьях более крупных рытвин и про-

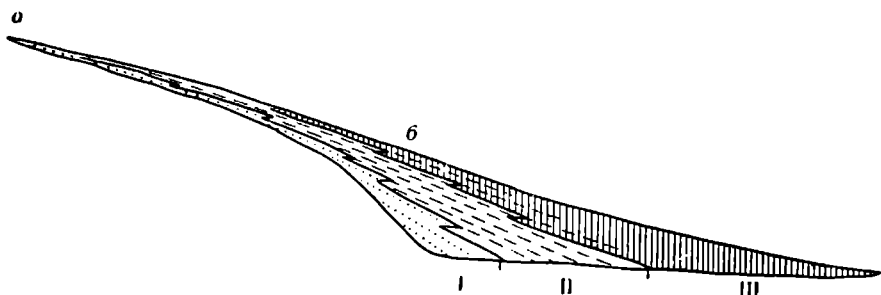


Рис. 15. Строение делювиального шлейфа:

а — склон смыва; б — делювиальный шлейф; фация: I — присклоновая, II — срединная, III — низовая

моин. Однако они быстро погребаются в общем едином аккумулятивном шлейфе. Образующиеся при этом делювиальные отложения или делювий были впервые выделены как особый генетический тип А. П. Павловым в 1890 г. Делювий представляет собой отложения склонов и их подножий, возникшие в процессе плоскостного смыва при действии непостоянных безрусловых струек дождевых и талых вод. Он характеризуется мелкоземистостью, местами тонкой наклонной слоистостью, а также плащеобразным залеганием. В составе делювия преобладают суглинки и супеси, в большей или меньшей степени обогащенные песком, а иногда дресвой или даже мелким щебнем. Сортировка материала выражена слабо. Она осуществляется за счет того, что вода уносит дальше более мелкие частицы, а также в результате неравномерности стока. Сильные ливни вызывают снос значительно более крупных частиц. В связи с этим характер материала меняется.

В строении делювия выделяются три фации (см. рис. 15): присклоновая (I), обогащенная более крупным обломочным материалом; срединная (II), отличающаяся более отчетливой слоистостью, связанной с неустойчивым тут режимом стока, и периферическая или низовая (III), сложенная наиболее тонким материалом.

Слоистость в делювии имеет наклон параллельно поверхности шлейфа. Выражена она прослойками песчано-дресвяного материала или чередованием суглинков разного тона окраски и разного механического состава. Мощность делювия в верхней части шлейфа очень мала (1—2 м), затем резко увеличивается, и над погребенной подошвой склона достигает максимума (10—15 м), а в низовой части шлейфа уменьшается до нуля. При одновременном накоплении делювия и пойменного аллювия низовая часть шлейфа редуцируется и делювиальные отложения средней части шлейфа фациально переходят в аллювий. Делювий имеет площадное распространение. Он не связан с линейными (русловыми) потоками. В этом его коренное отличие от других водных отложений — аллювия и пролювия.

С делювиальными отложениями связаны *склоновые россыпи*, образующиеся в результате отмыва более тяжелых и трудно разрушаемых минералов, остающихся на месте. В зависимости от формы и положения рудного тела россыпи могут быть поперечными или продольными к склону. Эти россыпи, как правило, не имеют промышленного значения, но указывают на положение коренных руд. Такую же роль играет делювиальный снос продуктов выветривания рудных тел.

Делювий широко распространен на равнинах, но встречается и в горах, где он приурочен к более пологим склонам. В горах характерно его смешение с другими генетическими типами отложений — с осыпями, с пролювием и т. д. Иногда они картируются под общим названием «коллювия», т. е. отложений подножий. Недопустимо называть эти смешанные отложения делювием, так как они резко отличаются от делювия по своим инженерно-геологическим свойствам.

В результате склоновой эрозии образуется склоновый пролювий — отложения мелких конусов выноса у устьев промоин на склоне. Он сложен дресвой и щебнем в обильном землесто-суглинистом цементе. Конусы выноса сближенных промоин постепенно сливаются и вместе с делювием образуют единый шлейф *коллювия смыва*.

В целом делювиальные склоны характеризуются очень сглаженными выпукло-вогнутыми формами с широким развитием в равнинных условиях аккумулятивных шлейфов. Образование делювия ведет к смягчению форм и общему выполаживанию рельефа.

ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ И РАЗВИТИЯ СКЛОНОВ

Коренные различия в рельефе склонов связаны с их происхождением. Поэтому наиболее общее значение в подразделении склонов имеет их генетическая классификация (табл. 2). Эта класси-

Генетическая клас

Эндогенные склоны

Тектонические (сбросовые уступы, крылья неотектонических складок и флексур)

Первичные и переработанные экзогенными процессами)

Экзогенные склоны

Первичные

эрозионные	ледниковые	абразионные	ветровые	карстовые
------------	------------	-------------	----------	-----------

Денудационные и аккумулятивные

фикация может применяться только с учетом сказанного о чрезвычайно тесной связи самых разнообразных процессов. Наиболее распространены склоны комплексной денудации, развивающиеся под действием нескольких процессов. Так, в горных и холмистых районах важнейшую роль играют склоны с развитием склоновой эрозии, всегда сопровождающейся другими процессами. Выделяются также разного рода денудационно-вулканические, денудационно-абразионные склоны, или конкретнее — например, обвальнo-абразионные. Генетическая классификация дополняется и элементами морфометрической классификации. Выделяют склоны крутые, средней крутизны, пологие, высокие, низкие и т. п.

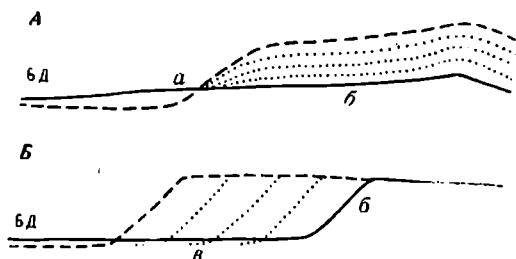
Морфология склонов зависит также от геологического строения и климатических условий. В зависимости от геологического строения различаются *аструктурные* и *структурные* склоны. Первые возникают на однородных по своим физико-механическим свойствам горных породах, которые склон срезает, не считаясь с их структурой (см. рис. 10, *з*), вторые — либо совпадают с поверхностью бронирующих толщ (см. рис. 1, *Б* и *В*), либо возникают на породах, различающихся по своей прочности и залегающих более крупными телами (см. рис. 10, *ж*). На склонах этого типа различается ступенчатость (*структурные уступы*), наличие выступов и ниш. При наличии более мощных прочных слоев среди слабых пород образуются *структурные террасы*. В зависимости от свойств и залегания горных пород возникают весьма разнообразные типы литоморфного рельефа. Большую роль играют неравномерное развитие трещиноватости, различная растворимость в карбонатных породах. Форма возникающих при этом причудливых останцов, папоминающих башни или статуи, бывает очень характерна для тех или иных пород и нередко служит важным признаком при геологическом картировании.

Таблица 2

сификация склонов

Эндогенные склоны					
Вулканические (склоны кратеров, вулканов, лавовых покровов и потоков)					
Первичные и переработанные экзогенными процессами)					
Экзогенные склоны					
Вторичные (переработанные склоновыми процессами)					
гравитационные		оползневые	соли- флюкцион- ные	делю- виальные	комплекс- ной денудации
обвальные	осыпные				
Денудационные и аккумулятивные					

Рис. 16. Схема развития склонов путем пенеппенизации (А) и педиппенизации (Б)



а—аккумулятивный склон; б—денудационный склон; в—транзитно-аккумулятивный склон; БД—базис денудации; точечный пунктир—стадии последовательного развития склона

Климатические факторы влияют через выветривание, тесно связанное с климатом, и вследствие связи с ними денудационных процессов. Растительность, обусловленная климатом, заметно задерживает такие склоновые процессы, как плоскостной смыв и образование осыпей. Сильное влияние имеют климатические особенности также на унос материала от подножий склонов. Так, при исключительно сильных тропических ливнях во время дождливого сезона в условиях семиаридного климата делювиальные шлейфы на склонах не образуются. Весь материал выносятся на присклоновую равнину и откладывается в ее пониженной периферической части.

На развитие склонов влияют также экспозиция склона, т. е. ориентировка его по отношению к солнцу, гидрогеологические условия, силы вращения Земли, направление и сила господствующих ветров, на современном этапе — деятельность человека. Роль этих факторов поясняется в главах V, IX и X.

К наиболее общим факторам, влияющим на развитие склонов, относятся *тектонические движения*. Поднятие земной коры вызывает врезание потоков — усиление эрозии (см. главу V). Начинается интенсивное углубление долин. Склоновые процессы, менее мощные, не успевают выровнять склоны, и в результате они приобретают выпуклую форму, с увеличением крутизны к руслу потока. Замедление эрозии при опускании земной коры вызывает заполнение долин продуктами сноса, скопление их у подножья склонов, которые, в конце-концов, приобретают вогнутую форму, с постепенным выполаживанием к днищу долины.

Впервые вопросы о развитии склонов в условиях одновременно протекающих тектонических движений земной коры были рассмотрены В. Пенком в 1924 г. Им введены понятия восходящего и нисходящего развития рельефа. Идеи В. Пенка о развитии склонов играют большую роль в оценке общей направленности новейших тектонических движений.

Важнейшее значение для выработки общей теории эволюции склонов имеет правильное понимание соотношения двух главных типов развития склонов — пенеппенизации и педиппенизации. Учение о *пенеппенизации рельефа* было разработано В. Дэвисом и основывалось на представлении о неизбежном выполаживании склонов в ходе их развития (рис. 16, А). Склоновые процессы ве-

дут к более энергичному разрушению верхней части склонов и перемещению продуктов разрушения к их основанию. В результате происходит общее снижение поверхности водораздела, что ведет к выполаживанию и расширению склонов и, в конечном счете, к выравниванию, к переходу страны от расчлененного гористого рельефа к почти равнине — *пенеплену*.

Другой путь развития склонов — путь *педипленизации** протекает без выполаживания их, в условиях удаления продуктов разрушения от подножий склонов. Как это было показано В. Пенком, а затем обосновано Л. Кингом, склоновая денудация, развиваясь при указанных условиях на всем протяжении склона и progressing в общем равномерно, вызывает отступление склона в сторону водораздела параллельно первоначальной поверхности без выполаживания (рис. 16, Б), что также приводит к выравниванию страны. Педипленизация проявляется в условиях сильных тропических ливней при общем сухом климате, в полярном климате при солифлюкционном оттоке продуктов разрушения, а также всюду, где подножье склона срезается боковой эрозией рек, абразией морей, деятельностью ледников и ветра. Необходимо также учитывать чрезвычайно большую длительность развития склонов, некоторые из которых формируются в течение десятков и даже первых сотен миллионов лет. Это обстоятельство резко повышает роль таких медленных процессов, как выветривание, дефлюкция, которые сами по себе приобретают рельефообразующую роль в тесной связи с климатическими условиями.

Таким образом, в формировании склонов решающую роль играет не только тектоника, но также геологические и физико-географические условия, в которых развиваются склоны, в особенности климат и время.

* От латинского слова *pedis* — подножье, род. пад., и английского *plain* — равнина.

Глава V

ФЛЮВИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ОТЛОЖЕНИЯ

Одним из важнейших экзогенных процессов при формировании рельефа земной поверхности является разрушительная и аккумулятивная деятельность русловых водных потоков — рек и ручьев. Транспортирующая и разрушительная деятельность потоков получила в геоморфологии наименование *эрозионной деятельности*, или *эрозии*; аккумулятивная деятельность подразделяется на *аллювиальный, пролювиальный и дельтовый процессы*. В общем водно-эрозионные и водноаккумулятивные процессы и образуемые ими формы рельефа и отложения называются *флювиальными* (лат. fluvium — река).

Вследствие своей упорядоченности и интенсивности деятельность водных потоков приобретает на обширных пространствах роль ведущего экзогенного рельефообразующего процесса, регулирующего развитие других экзогенных процессов и определяющего развитие рельефа на больших площадях суши. Перенос продуктов разрушения горных пород водными потоками представляет собой важнейшее звено в ходе миграции минеральных масс по поверхности суши к местам их аккумуляции во впадинах и морских бассейнах. Так, с территории СССР за один год реками сносится около 800 млн. т минеральных веществ. Наконец, с флювиальными процессами связаны месторождения многих важнейших полезных ископаемых — россыпи золота, платины, редких элементов, залежи строительных материалов.

ЭРОЗИОННАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВОДНЫХ ПОТОКОВ

В геоморфологии под *эрозией* (лат. erodere — разъедать, разрушать) понимают *линейный размыв земной поверхности, производимый русловыми водными потоками*. Эрозия противопоставляется плоскостному смыву, связанному со стоком безрусловых вод, а также абразии — разрушению земной поверхности деятельностью волноприбоя по берегам морей и озер.

Эрозионная работа потоков развивается в соответствии с физическими законами гидродинамики и осуществляется в процессе взаимодействия между силами текучей воды, размывающей ложе потока, и сопротивлением размыву слагающих это ложе горных пород. Работа текучей воды определяется кинетической энергией

потока и зависит главным образом от скорости течения, которая прямо пропорциональна уклону ложа, а также от массы воды в потоке. Скорость течения зависит, кроме того, от шероховатости ложа, глубины и ширины потока. Главную роль, однако, играет уклон.

Эрозионная деятельность потоков представляет собой сложный процесс, включающий: 1) снос водой обломочного материала; 2) механическое разрушение горных пород в ложе потока и 3) растворение водой встречающихся на ее пути растворимых пород. *Транспортирующая способность* потоков зависит прежде всего от скорости течения воды. Так, при скорости течения 0,162 м/с начинает передвигаться по дну мелкий песок, при 0,216 м/с — крупный песок, при скорости 0,975 м/с — мелкая галька. Влияют также масса воды и турбулентность течения.

Переносимый водой обломочный материал образует так называемый *твердый сток*, играющий важнейшую роль в разрушительной работе потока. Основная часть этой работы связана с попутным процессом *водной корразии*, выражающимся в механическом истирании и царапании ложа потока влекомыми водой обломками. Однако при перегрузке потока твердым стоком размыв замедляется (так как на перенос затрачивается значительная часть кинетической энергии), и, наконец, эрозия может прекратиться, а затем смениться отложением наносов.

Первоначально эрозия проявляется в углублении и расширении ложа потока, и первичным результатом ее является образование русла. *Руслом* называется линейное углубление в земной поверхности, формируемое водой по пути движения потока. Работа мелких потоков приводит к образованию ряда малых эрозионных форм — борозд, промоин и оврагов. Основным геоморфологическим результатом эрозионного процесса является образование *эрозионных долин*, представляющих собой следствие длительного врезания русловых водных потоков.

Важным общим элементом, определяющим развитие эрозионного процесса, является *базис эрозии*. Под базисом эрозии понимается уровень, ниже которого прекращается эрозионная деятельность данного потока. Базис эрозии располагается в устье потока. Для большинства рек земного шара им является уровень мирового океана — общий базис эрозии почти всех рек суши. Благодаря этому эрозионная деятельность ведет в конечном итоге к выравниванию суши экзогенными процессами до единого уровня. Кроме того, существуют местные базисы эрозии, представляющие собой уровни водоемов и рек, принимающих данный поток. Выделяются еще временные или подвижные базисы эрозии в виде различных препятствий для эрозионного процесса, например, в виде выходов крепких горных пород.

Различают два вида эрозии — глубинную и боковую. *Глубинная эрозия* характеризуется господством донного врезания потока, постоянно стремящегося углублять свое русло и долину. *Боковая эрозия* выражается в разрушении потоком бортов русла и до-

лины, вследствие чего происходит расширение долины, возрастающее в зависимости от длительности развития процесса. Роль обоих видов эрозии на разных стадиях развития долины меняется, а в связи с этим меняется и форма долины.

Основные закономерности работы потоков

В результате глубинной эрозии разрабатывается *продольный профиль потока*, с выработкой которого закономерно связаны важнейшие и наиболее общие черты рельефообразующей деятельности водных потоков. Первоначально продольный профиль потока является невыработанным, с очень изменчивыми уклонами разных отрезков. На участках с крутыми уклонами эрозия идет интенсивнее, чем на пологих, почему поток, неравномерно врезаюсь в ложе, постепенно выравнивает его уклон. С течением времени поток сам выработывает себе правильное ложе, имеющее вид плавной вогнутой кривой, очень постепенно снижающейся к базису эрозии и более крутой в верховьях (рис. 17, А). Профиль такого рода называется *выработанным*.

Выше уровня базиса врезание потока будет происходить до тех пор, пока уклоны ложа не достигнут минимальной величины, при которой глубинная эрозия потока будет полностью уравновешиваться сопротивлением пород ложа размыву и энергия станет затрачиваться лишь на перенос наносов и подмыв бортов. Так

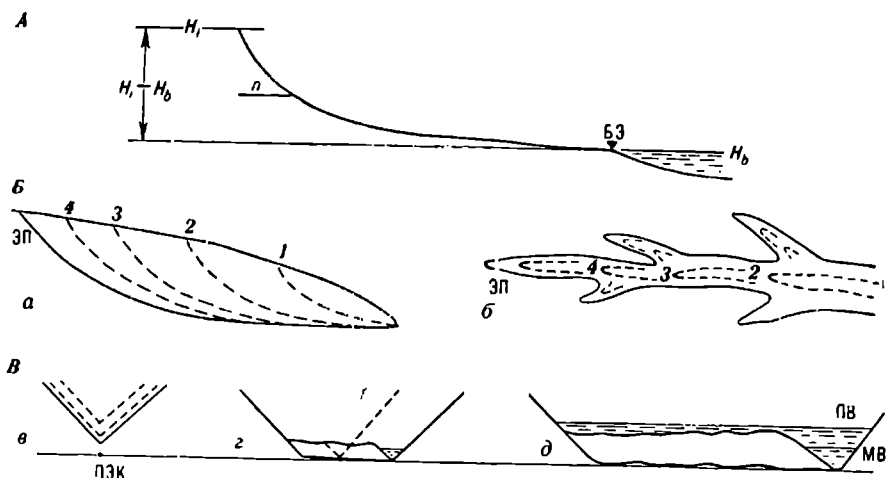


Рис. 17. Глубинная и боковая эрозия.

А—предельная эрозионная кривая потока; БЭ—базис эрозии; H_1 —уровень истока; H_b —уровень базиса эрозии; $H_1 - H_b$ —разность уровней истока и базиса эрозии; n —уклон потока.
 Б—регрессивное развитие оврага: а—в разрезе, б—в плане; ЭП—эмбриональная промоина; 1, 2, 3, 4—последовательные стадии развития. В—переход глубинной эрозии в боковую: в—развитие глубинной эрозии; ПЭК—положение предельной эрозионной кривой; з—развитие боковой эрозии и начало образования аллювия; д—дальнейшее развитие боковой эрозии с образованием поймы; ПВ—уровень паводковых вод; МВ—уровень меженных вод

как количество воды в реке уменьшается к верховьям, динамическое равновесие достигается там при все более крутых уклонах, чем и объясняется вогнутая форма кривой. Такой профиль называется *профилем равновесия*, или *предельной эрозионной кривой*. Он является пределом врезания долины при данной величине кинетической энергии потока и данном положении базиса эрозии. Для достижения предельной кривой необходимо очень длительное время. В изменчивой обстановке поверхности Земли условия обычно меняются ранее, чем формируется устойчивый профиль потока.

При однородных условиях выработанный профиль достигается раньше в низовьях потока. Врезание тут прекращается, а затем сменяется аккумуляцией. В дальнейшем выработанный профиль появляется все выше по течению. Смещается вверх по долине и аккумуляция, и положение точек наибольшего вреза (рис. 17, Б, а), а во временных потоках также истоки. Происходит разрастание оврагов, постоянно удлиняющихся в своих верховьях (см. рис. 17, Б, б). С этим же связано перемещение вверх по течению водопадов (явление *регрессивной*, или *попятной эрозии*). Таким образом, развитие эрозионного процесса идет (в общем случае) от устья потока к его верховьям.

Разработка продольного профиля потока и выполаживание его продольного уклона определяет также смену глубинной эрозии — боковой и возникновение аккумулятивной деятельности потока.

При приближении русла к положению предельной эрозионной кривой глубинная эрозия все более замедляется, а освобождающаяся энергия потока расходуется на разрушение бортов русла. Начинается боковая эрозия — расширение русла и всей долины с подмывом потоком одного из бортов и его боковым смещением (рис. 17, В). С расширением русла вследствие боковой эрозии уменьшаются скорость потока и его транспортирующая способность. Максимальный вес обломков, которые может переносить поток, пропорционален шестой степени скорости течения. Поэтому аккумуляция начинается при малейшем спаде скорости потока. На дне потока выпадают наиболее крупные обломки, а затем и более мелкий материал, образуя покров *аллювия*, наращиваемый затем вне русла во время паводков. Так формируется пойма — важнейшая аккумулятивная форма рельефа речных долин (см. рис. 17, В). Тем самым восстанавливаются ширина и глубина потока, необходимые для поддержания скорости течения воды в нем. Ширина русла потока в каждом данном его сечении стремится оставаться постоянной.

В развитии флювиального процесса выделяется *три стадии*, последовательно сменяющиеся по мере выполаживания уклона русла. Первая характеризуется невыработанным продольным профилем, глубинной эрозией и углублением долины. Это *стадия молодости* долины. На второй стадии, при выработанном продольном профиле, господство переходит к боковой эрозии, одновременно с которой начинается аккумуляция — образование аллювия на

дне долины и формирование поймы. Это *стадия зрелости долины*. Третья стадия, при достижении предельного выравнивания профиля, характеризуется затуханием эрозионного процесса. Возникает очень широкая пойма, в пределах которой блуждает извилистое русло реки. Это *стадия старости долины*.

Нормальная последовательность флювиального процесса, однако, может быть коренным образом изменена в результате движений земной коры или собственных колебаний базиса эрозии. Изменения относительного положения базиса эрозии и уровня истока реки меняют уклон и величину водной энергии потока, определяемую произведением массы воды на высоту ее падения. Увеличение разности уровней истока и базиса эрозии (см. рис. 17, А) ведет к возобновлению глубинной эрозии (всегда на участках, приобретающих повышенный уклон), к *омоложению* уже хорошо разработанной долины, т. е. к врезанию в ее широкое днище новой узкой более глубокой долины. Уменьшение этой разности приводит к падению энергии потока и усилению аккумуляции. Важнейшим следствием омоложения долин является образование речных надпойменных террас — остатков прежнего дна долины с залегающим на нем покровом аллювия (см. рис. 29).

Факторы развития флювиальных процессов в различных природных обстановках

Рассмотренные выше закономерности отражают лишь самые общие черты развития флювиального процесса. Конкретное развитие флювиального процесса зависит от многих факторов, связанных с изменчивостью природных обстановок. Наиболее важны особенности гидродинамики, обусловленные турбулентностью движения воды, гидрологический режим потока (периодические паводки), климатические условия и геологическое строение местности.

Очень сложно развивается продольный профиль долины и русла рек. Важнейшую роль играют особенности гидродинамики, коренным образом различающиеся в горных и равнинных потоках. В горных потоках с их большими скоростями течения вихреобразные движения воды совершаются чрезвычайно неустойчиво, беспорядочно, и вследствие этого их значение усредняется. Большую роль при выработке продольного профиля приобретают геологическое строение ложа потока, количество и характер обломочного материала, поступающего со склонов долины, новейшие тектонические движения и вся предшествующая история долины. Для равнинных рек с меньшими скоростями течения характерно устойчивое, так называемое упорядоченно-турбулентное движение воды. Здесь именно гидродинамика потока определяет важнейшие особенности развития русла, хотя климатические условия и геологическое строение играют достаточно существенную роль.

Для горных рек характерно ступенчатое строение продольного профиля русла, распадающегося на отдельные участки, состоящие

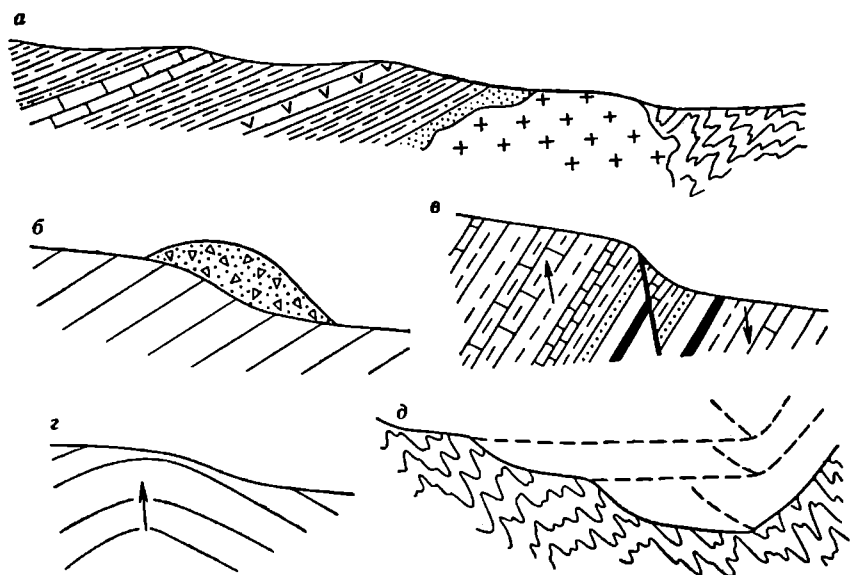


Рис. 18. Ступенчатое строение продольного профиля горных рек и типы ступеней:
 а—структурно-петрографический; б—аккумулятивный; в и г—тектонические; д— историко-гео-
 морфологический

из протяженной, более пологой, части и короткой, более крутой (рис. 18). Ступени опираются на временные подвижные базисы эрозии и по своей природе очень разнообразны. Наиболее распространены *структурно-петрографические ступени*, обусловленные геологическим строением местности. Наличие ступеней связано с выходами крепких горных пород, перегораживающих долину. *Аккумулятивные ступени* связаны с появлением крупных конусов выноса, образуемых притоками, с обвалами и оползнями, как бы подпруживающими течение реки. *Тектонические ступени* связаны с рельефообразующими современными и неотектоническими движениями земной коры — с ростом неотектонических антиклиналей или горстов, смещениями по сбросам и т. п. Распознавание ступеней этого типа требует специальных исследований. *Историко-геоморфологические ступени* связаны с предшествующей историей рельефа. В горных районах наибольшее значение имеют перепады русла, обусловленные повторным развитием эрозии, вызванным периодическими поднятиями горных областей. Главная река, быстрее эродирующая, раньше притоков углубляет свою долину, а притоки, разрабатывая свои долины регрессивно, успевают выработать новый продольный профиль лишь в своих нижних течениях.

У *равнинных рек* продольные профили более выровнены, хотя ступенчатость встречается и здесь. Кроме указанных выше, ха-



Рис. 19. Продольный профиль русла крупной равнинной реки

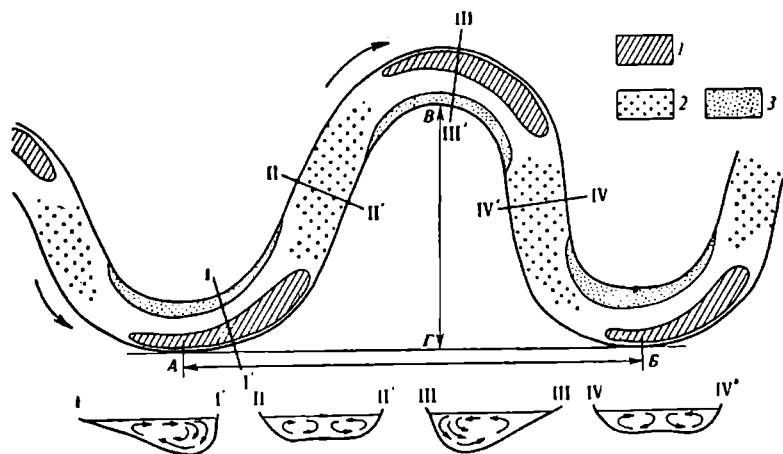


Рис. 20. Меандры равнинных рек и расположение плёсов и перекатов:

1—плёсы; 2—перекаты; 3—прирусловые отмели. I—IV—поперечные профили русла; АБ—шаг меандрирования; ВГ—амплитуда меандров

рактены ступени, связанные с впадением крупных притоков и резким увеличением массы воды. Продольный профиль русла равнинных рек, построенный по линии наибольших глубин, имеет вид волнообразной кривой с чередованием *плёсов и перекатов* (рис. 19). Расположение плёсов и перекатов в плане тесно связано с излучинами русел равнинных рек, или *меандрами* (рис. 20). Плёсы постоянно располагаются на выпуклой стороне излучины русла, несколько смещаясь вниз по течению от ее оси; на противоположной вогнутой ее стороне располагаются прирусловые (береговые) отмели. Перекаты размещаются по наиболее прямым отрезкам русла между плёсами. Поперечное сечение русла на плёсах становится резко асимметричным, на перекатах оно более симметрично, глубина реки здесь уменьшается. Долгое время эти явления объясняли случайными причинами — образование меандров связывали с какими-либо препятствиями на пути потока. Однако теперь установлено, что в выработке всех этих особенностей русел рек с плавным спокойным течением важнейшее значение имеют гидродинамика потока и его гидрологический режим.

Обнаружено, что в равнинных реках с малыми уклонами русел создаются устойчивые условия так называемого упорядочен-

но-турбулентного движения воды. Здесь приобретает заметную роль ускорение течения во внутренней части потока, в связи с чем наряду с общим движением воды вниз по течению возникает поперечная циркуляция. На прямолинейных участках русла наблюдается симметричная поперечная циркуляция. Русло приобретает симметричное строение и умеренную глубину. Эти участки соответствуют перекатам. Иная картина возникает на участках искривления русла. Здесь образуется односторонняя циркуляция, причем русло приобретает асимметричное строение и будет смещаться в сторону разрушаемого борта. На этом участке начнется образование меандра (благодаря смещению русла) и плёса, а на противоположном борту — прибрежной отмели. После следующего переката процесс этот повторяется с обратным знаком, и в результате с одной стороны возникает меандрирование русла, т. е. закономерное образование меандров, крупных излучин реки, с другой стороны образуются связанные с ними плёсы и разделяющие их перекаты. Шаг меандрирования, т. е. расстояния между осями меандров, и их амплитуда оказываются также обусловленными гидродинамикой потока и зависят от массы воды в потоке и скорости течения.

Таким образом, фактически продольные профили рек так или иначе не соответствуют форме предельной эрозионной кривой. Важнейшее значение закона предельной эрозионной кривой для развития флювиального рельефа суши заключается в том, что эрозия не может идти глубже этой кривой.

МОРФОЛОГИЯ И ТИПЫ ЭРОЗИОННЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Наиболее общей характерной формой рельефа, возникающей в результате эрозионного процесса, является *эрозионная долина*. Широко распространены и более мелкие эрозионные формы: *эрозионные борозды* (до 0,5 м), *рытвины* (до 1—2 м), *промоины* (до 3—5 м глубиной) и *овраги*. Эти формы характерны для временных потоков, питаемых атмосферными осадками. Продольный профиль борозд и рытвин еще в общем параллелен склону. Промоины обладают слабо вогнутым продольным профилем. Все эти формы характеризуются обычно треугольным поперечным сечением. Часть промоин в дальнейшем своем развитии переходит в овраги. Овраги имеют значительно более разработанный продольный профиль русла и могут достигать большой глубины. Склоны их нередко бывают закреплены растительностью. При прекращении эрозионной деятельности овраги, вследствие проявления склоновых процессов, превращаются в широкие *лога* или *суходолы* с плавными вогнутыми очертаниями поперечного профиля. Иногда их называют *балками*. Однако этот термин понимается по-разному, и балками во многих местах называют крупные овраги с плоским и широким дном. Правильнее их называть *овражными долинами*.



Рис. 21. Поперечный разрез бассейна и долины реки. ВЛ — водораздельная линия

Более крупные эрозионные формы — речные долины связаны с деятельностью речных потоков, постоянных или временных. Долины представляют собой сложные отрицательные формы рельефа, резко удлиненные углубления в земной поверхности. Они сочетают в себе, по существу, комплекс различных эрозионных и аккумулятивных форм, связанных с флювиальным процессом, и склоновых форм, обусловленных процессами, протекающими на склонах.

Речные долины, овраги, промоины вместе с разделяющими их пространствами объединяются в речные бассейны. *Речным, или водосборным бассейном* называют всю территорию поверхностного водосбора данной реки. Бассейн оконтуривается *водораздельной линией*, объемлющей водосборные бассейны всех притоков этой реки. В рельефе бассейна выделяются две главные части — это склоны водоразделов и склоны речных долин. Нередко выделяются, кроме того, поверхности водораздельных равнин (плато). Склоны долин первоначально формируются эрозионной деятельностью реки и затем бывают более или менее переработанными склоновыми процессами. Склоны эти включают останцы горизонтов аллювиальных отложений, залегающих на речных террасах, и участки, опирающиеся на эти террасы и несущие следы предшествующей отложению аллювия глубинной эрозии потока. Граница долины нередко намечается перегибом склона (рис. 21, точка А). Если же на склоне, лишенном террас, такой перегиб отсутствует, граница здесь проводится условно (в точке Б, намечаемой на одном уровне с точкой А). В молодых овражных долинах граница обычно обозначается перегибом в рельефе.

Морфология речных долин

В *морфологии речных долин* различаются три основных элемента рельефа — русло, днище и склоны. *Русло* потока представляет собой относительно узкое линейное углубление, по которому идет

сток воды в период межени*. В русле происходит наиболее интенсивная эрозионно-аккумулятивная деятельность потока. Днище долины формируется в процессе боковой эрозии и меандрирования с сопутствующей им аккумуляцией аллювия. Большая часть днища речных долин бывает занята *поймой* — аккумулятивной формой рельефа, образующейся в результате накопления аллювия при паводках, когда воды потока выходят из русла и затопляют прилегающие части днища долины. Развитие поймы и расширение днища долины теснейшим образом связано с развитием меандров.

Склоны долины могут иметь самую разнообразную и очень изменчивую крутизну и морфологию. В формировании рельефа склонов играют роль развитие самого эрозионного процесса (смена глубинной эрозии боковой, подмыв того или другого берега), геологическое строение, климат, склоновые процессы, тектонические движения и история развития долины. Наиболее важная форма рельефа склонов — надпойменные речные террасы (см. рис. 21), отражающие основные этапы истории развития долины. Кроме них характерны структурные формы рельефа, связанные с различной прочностью пород — структурные уступы, гребни, продольные структурные террасы, а также различные склоновые формы — оползни, делювиальные шлейфы и другие. На склонах и днищах долин очень характерны пролювиальные конусы выноса, образующиеся в устьях притоков.

Важнейшие черты морфологической характеристики долины заключаются в строении ее поперечного профиля.

Морфология поперечных профилей молодых (первичных) долин зависит прежде всего от устойчивости горных пород, прорезаемых потоком, и от климатических условий, определяющих ход важнейших склоновых процессов. Существующие в природе формы поперечного сечения долин можно свести к нескольким характерным типам, образующим в своем развитии два отдельных ряда.

К первому ряду относятся долины, в формировании которых роль склоновых процессов незначительна. Этот ряд форм возникает в долинах, прорезающих прочные устойчивые горные породы, а также в условиях сухого климата в породах и относительно рыхлых, но способных держать отвесные стенки, как, например, в лёссах, суглинках и т. п. Вначале тут возникают *теснины*, или эрозионные щели — узкие щелевидные врезы, дно которых занято потоком, стенки отвесные, иногда нависающие. При длительном преобладании глубинной эрозии, в пределах возвышенностей, теснины преобразуются в *каньоны*, представляющие собой узкие ущелья с очень крутыми, обрывистыми стенками. В горных районах каньоны достигают огромной глубины (1—2 км); ширина их вверху в два-три раза меньше. В условиях менее прочных горных пород, в горах, чаще образуются более широкие

* Межень — низкий уровень воды в реке, устанавливающийся между паводками.

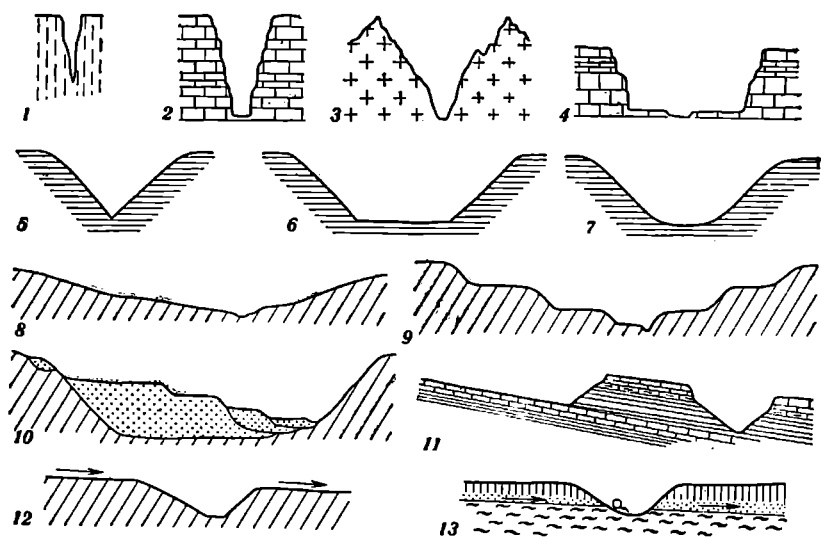


Рис. 22. Типы поперечного профиля долин:

1—теснины; 2—каньоны; 3—ущелья; 4—ящикообразные; 5—V-образные; 6—трапецевидные; 7—корытообразные (U-образные); 8—разложистые; 9—террасированные; 10—13—асимметричные долины: 10 — по закону Вэра-Бабише, 11 — моноклинальные, 12 — по гипсометрическим условиям, 13—по структурно-гидрогеологическим условиям; стрелки обозначают направление стока поверхностных (12) и подземных (13) вод

ущелья, склоны которых заметно скошены, однако все еще преобладают скалистые обрывы. В результате боковой эрозии возникают *ящикообразные долины* с отвесными стенками и плоским дном, ширина которого, однако, превосходит глубину долины (рис. 22).

Второй ряд типов поперечных профилей характерен для долин, в формировании склонов которых важную роль играют склоновые процессы. Образованию такого рода долин способствует недостаточная устойчивость прорезаемых ими пород, а также условия влажного климата. При этом уже в ходе глубинной эрозии происходит разрушение склонов ложбины стока склоновыми процессами, и поперечное сечение долины становится треугольным или *V-образным*, по сходству его с латинской буквой V. На стадии боковой эрозии, при расширении дна возникают *трапецевидные долины*. При затухании эрозионной деятельности и широком проявлении склоновой аккумуляции долины становятся *корытообразными*. Иногда их называют также *U-образными* (по сходству с латинской буквой U). Дальнейшее затухание эрозионных процессов ведет к расширению долин и выполаживанию их склонов. Так возникают *разложистые долины*. В условиях неоднократного чередования эпох донной и боковой эрозии образуются *террасированные долины* (см. рис. 22) с широким развитием речных террас. Они характерны для равнинных и предгорных рек

и свидетельствуют о длительности и сложном ходе формирования долины.

В связи с изменчивостью геологического строения местности, прорезаемой долиной реки, морфология ее поперечного сечения претерпевает неоднократные изменения. На участках слабых неустойчивых горных пород долина расширяется, становится U-образной или даже разложистой; на участках, сложенных толщами крепких массивных пород, возникают ущелья или каньоны.

На общий характер склонов долин большое влияние оказывают тектонические движения. Как это было впервые выявлено В. Пенком, на участках активных поднятий формируются выпуклые склоны. Долины в глубине суживаются, становятся ущелистыми. Напротив, при прекращении поднятий долины расширяются, склоны становятся вогнутыми, поперечный профиль — корытообразным.

[*Асимметрия долин.*] Склоны речных долин обычно несимметричны. Один из них оказывается более крутым, узким в плане, другой — более пологим и широким. Русло смещено к более крутому склону (см. рис. 22, 10—13). Это явление получило название асимметрии поперечного профиля долин. Причины ее возникновения очень разнообразны. Наиболее широко и грандиозно проявлена асимметрия по закону Бэра-Бабинне, обусловленная вращением Земли. Согласно правилу Кориолиса, все предметы, движущиеся по поверхности Земли, в северном полушарии отклоняются вправо от своего направления, в южном полушарии — влево. Такое же отклонение испытывают и воды потоков. В связи с этим реки северного полушария более интенсивно подмывают свои правые берега, и долины в своем развитии смещаются вправо. Поэтому правый склон долин оказывается высоким и крутым, левый — очень широким и отлогим, занятым террасами. Это явление очень ярко выражено в долинах крупнейших рек Русской равнины — Днепра, Дона и Волги. Величина отклоняющей силы при действии вращения Земли крайне мала, поэтому этот закон проявляется лишь при очень продолжительной деятельности рек. Вторым более общим фактором возникновения асимметрии являются *тектонические движения*. На склонах активных поднятий реки смещаются в сторону опущенного участка. Важным отличием от предыдущего типа является то, что широкий и отлогий склон долины может быть значительно выше крутого, подмываемого склона.

Более частными причинами асимметрии могут быть климатические, структурные, гидрогеологические и гипсометрические.

Влияние экспозиции склонов. В условиях сухого климата более крутыми бывают северные, обращенные к солнцу склоны широтных долин. Выветривание протекает здесь более интенсивно, продукты выветривания удаляются легче, тогда как на противоположном, теневом склоне растительность задерживает снос, и здесь наращивается коллювиальный шлейф, что приводит к выполаживанию склона. В условиях нивального климата северные

склоны долин интенсивнее прогреваются лучами солнца и поэтому выполаживаются вследствие действия солифлюкции и нивации. *Структурная асимметрия* возникает в долинах, врезанных в поло- го моноклинально залегающих слоях (см. рис. 22). Долины такого рода называются *моноклиналиными*. Они широко распространены в пределах структурных наклонных плато, в областях куэстового рельефа в Крыму, на Северном Кавказе, в Копетдаге. *Структурно- гидрогеологические и гипсометрические условия* проявляются в неравномерном увлажнении склонов долин. Более увлажненный склон будет быстрее выполаживаться.

Проблема асимметрии должна решаться на основе тщательного анализа достаточной обширной территории с учетом геологических, тектонических, климатических, топографических факторов и прежде всего истории развития рельефа.

Морфологические типы долин в плане. Различают долины прямолинейные и извилистые. Последние чаще бывают неправильно извилистыми, вследствие приспособления долин к пересекающимся разрывам или зонам повышенной трещиноватости, или же к особенностям первичного рельефа водораздельных пространств. Встречаются также *врезанные меандры* — извилины, образующиеся в результате врезания русловых меандров при медленном тектоническом поднятии. По соотношению склонов выделяются *сквозные долины* — прорезающие возвышенности и открытые в обе стороны и *слепые долины* — замкнутые в низовьях, где поток исчезает в карстовой полости.

Морфология устьев рек при их впадении в другую реку, озеро или море в большой степени зависит от количества приносимых рекой наносов и от разрушительной деятельности принимающего водоема. Важную роль играет относительное изменение уровня водоема и в особенности (для морских берегов) влияние тектонических движений. Различают эстуарии, дельты и лиманы. *Эстуарии* представляют собой расширения рек, открытые в сторону моря. На севере СССР их называют обычно губами. Они образуются в результате небольшого, но быстрого погружения земной коры (или быстрого повышения уровня водоема) с возникновением ингрессии моря в речные долины. Большую роль в формировании эстуариев играют морские приливы и отливы. *Дельты* образуются в результате отложения в устье реки мощной толщи наносов, прорезанных обычно системой рукавов реки, разветвляющейся перед впадением в море. Различают дельты выполненные, образующиеся при заполнении наносами эстуариев или каких-либо лагун, и выдвинутые — когда дельтовая равнина выступает в море (дельты рек Лены, Куры и др.). Разновидностью их являются *лопастные дельты* — в случаях, когда рукава реки, окаймленные валами наносов, выступают далеко в море, как в дельте р. Миссисипи. Реже встречаются *врезанные дельты*, в которых рукава реки прорезают не только наносы реки, но и более древние отложения (дельта р. Волги). Дельты возникают в условиях медленного опускания земной коры, ком-

пенсированного приносимым рекой материалом. *Лиманы* представляют собой отмирающие эстуарии, в горловине которых возникает перемычка, изолирующая лиман от основного бассейна.

Системы долин и их классификация

19

Речные долины объединяются в системы, обусловленные существованием и развитием речных систем. В каждой речной системе различают главную реку и ее притоки, вместе с притоками притоков образующие различной сложности гидрографическую сеть.

По формам расположения речных долин в плане можно выделить семь типов речных систем (рис. 23).

Древовидный тип обычен для равнинных областей. *Перистый тип* характерен для молодых складчатых или глыбово-складчатых гор. *Ортогональный тип* развивается на наклонных плато. Главные реки возникают по направлению наибольшего ската. В случае структурных плато долины формируются по направлению падения и простираения слоев. Ортогональная система местами осложняет-

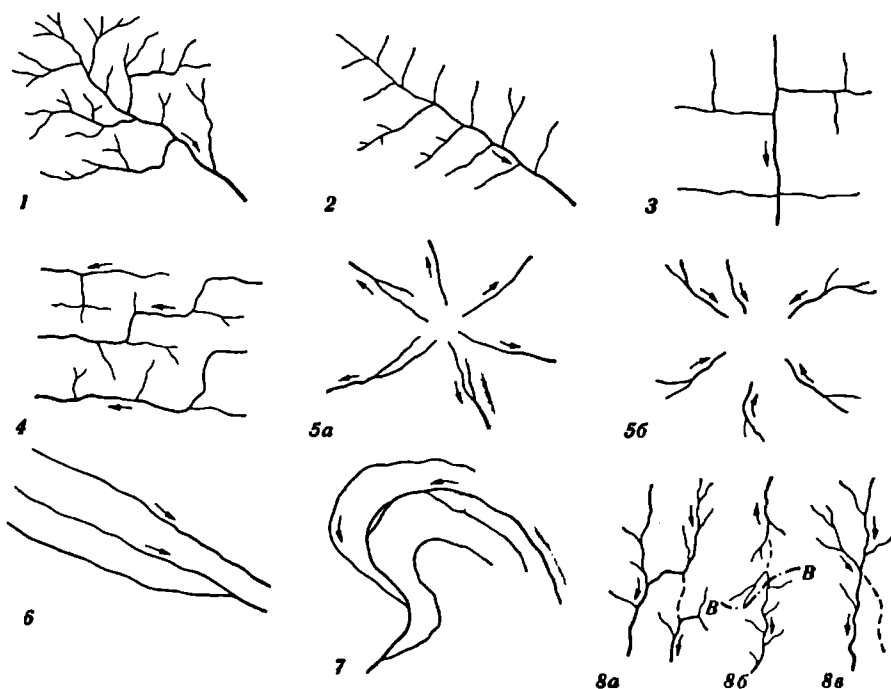


Рис. 23. Типы речных систем:

1—древовидный; 2—перистый; 3—ортогональный; 4—решетчатый; 5—радиальный: а — центробежный, б—центростремительный; 6—параллельный; 7—кольцевидный (окаймляющий); 8 — типы речных перехватов; а — боковой, б — вершинный (BB—первоначальное положение водораздела), в — соприкосновения

ся диагональными долинами, использующими зоны повышенной трещиноватости в горных породах. *Решетчатый тип* возникает в более древних горных странах в результате преобразования первичной перистой системы рек. Реже эта система встречается на равнинах. *Радиальный тип* речной системы наблюдается на округлых в плане островах или возвышенностях (центробежный подтип). Реже встречается центростремительный подтип, когда реки сбегают в замкнутую изометричную котловину. *Параллельный тип* встречается на молодых слабо наклонных равнинах, обычно в условиях сухого климата. *Кольцевидный тип* встречается редко на куполовидных складках или на замыканиях складок.

В процессе преобразования речных систем важное значение имеют *речные перехваты* — отделение каким-либо потоком участка соседней реки. Перехваты бывают обусловлены неравномерностью развития смежных долин, которое может быть вызвано: а) различным положением базиса эрозии, б) различным расстоянием до общего базиса эрозии, в) различной водоносностью, г) разницей в прочности горных пород. Различают три типа перехватов — боковой, вершинный и соприкосновения (см. рис. 23, 8). Боковой и вершинный перехваты связаны с попятной эрозией, перехват соприкосновения — с боковым смещением долины при развитии асимметрии.

Признаками перехватов являются: 1) присутствие ниже перехвата отмершего участка «обезглавленной» долины, висячего по отношению к долине перехвата (в «мертвой» долине со временем возникает поток с обратным скату долины направлением течения); 2) резкие крутые изгибы долины, не связанные с геологическим строением; 3) большие уклоны в продольном профиле долины на участке перехвата и ниже его и, в связи с этим, признаки омоложения долины; 4) появление в составе аллювия (ниже перехвата) обломочного материала, ранее чуждого бассейну данной реки.

По соотношению с геологическим строением речные долины делятся на *неструктурные* — в областях горизонтально залегающих или однородных по своим свойствам пород и *структурно-обусловленные* — в областях дислоцированных пород с крупными структурными формами и с достаточно разнородными по своей прочности толщами горных пород. Среди этих долин выделяют продольные, поперечные и диагональные по отношению к линии простирания структур. *Продольные долины*, вытянутые в направлении простирания, делятся на синклинальные, антиклинальные, моноклинальные и приразрывные (рис. 24, 1—4). *Поперечные долины* расположены вкрест простирания структур. В связи с этим они пересекают различные по своим свойствам толщи горных пород и характеризуются большим морфологическим разнообразием склонов в разных частях долины. *Диагональные долины* в своем образовании используют системы трещин, расположенных под углом около 45° к простиранию. В их морфологии сочетаются черты обоих предшествующих типов. В пределах наклонных пла-

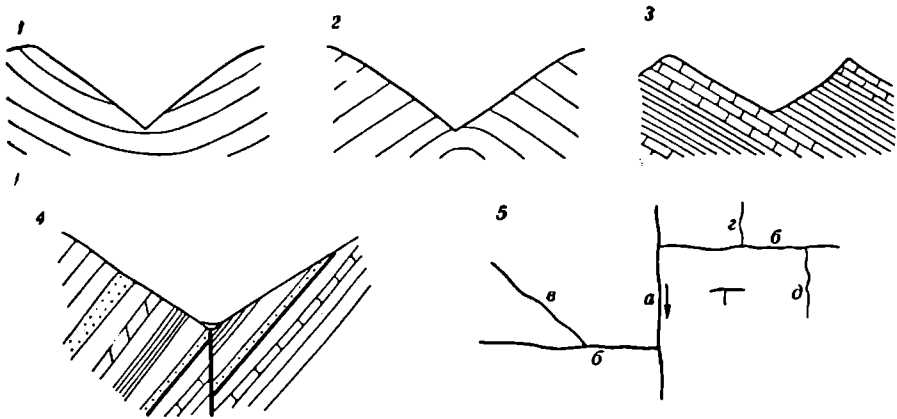


Рис. 24. Типы речных долин по их связи с геологическим строением.

Долина: 1 — синклиальная, 2 — антиклиальная, 3 — моноклиальная, 4 — приразрывная, 5 — долины моноклиальных плато: а — консеквентные, б — субсеквентные, в — диагональные, г — ресеквентные, д — обсеквентные

то, при ортогональной системе долин, применяются особые названия. Первичные поперечные долины называются *консеквентными*, их продольные притоки — *субсеквентными*, притоки последних, идущие вниз по падению, — *ресеквентными*, а против падения — *обсеквентными* (рис. 24, 5).

В зависимости от истории развития долин выделяется целый ряд их типов. Овраги и овражные долины подразделяются на *первичные* и *вторичные*, или *донные*, как бы вложенные в более древнюю ложбину стока. Речные долины обычно бывают *последовательно развивающимися* с неоднократным возобновлением процессов углубления и расширения долин. Но могут они быть и *унаследованными*, т. е. развивающимися вторично по отмершей более древней и широкой долине. Долины, выделяющиеся по молодости эрозионных форм по сравнению с другими долинами окружающей местности, носят название *долин прорыва*. Важнейшим видом их являются *антецедентные* (предшествующие) долины. Это поперечные долины, прорезающие молодой поднимающийся горный хребет (см. рис. 4). Они возникают при условии, что скорость поднятия соизмерима со скоростью эрозии, почему река и успевает «перепилить» тектоническое поднятие. В случае отставания эрозионной деятельности притоков развиваются *висячие долины*, днище которых находится значительно выше уровня главной долины или берега моря. Широко распространены *наложенные*, или *эпигенетические долины*, которые не обнаруживают какой-либо заметной связи в своем расположении с тектоническими структурами и с составом и прочностью горных пород. Эти долины первоначально закладываются в горизонтально лежащих слоях

маломощного платформенного чехла и постепенно врезаются в складчатое основание, сохраняя свое первичное направление, совершенно не связанное со структурой основания.

Типы эрозионного рельефа

Морфология и характер сочетания эрозионных долин, несмотря на простоту основных закономерностей их возникновения, удивительно разнообразны. Долины даже в одной и той же местности могут быть совершенно не похожи друг на друга. В основе этого лежит многообразие действующих факторов и нередко сложная история развития земной поверхности.

На равнинах, в особенности низменных и сложенных горизонтально лежащими отложениями, преобладают аструктурные типы эрозионного рельефа. Среди них можно отметить, по С. С. Соболеву и И. С. Щукину: *редкодольный тип* без оврагов и балок или с краевым овражно-балочным расчленением водоразделов; *долинно-балочный тип* — с широким развитием разветвленной, часто древовидной в плане эрозионной сети долин, балок и оврагов, среди которых преобладают широкие, корытообразные балки, свидетельствующие об угасании эрозионного процесса; *овражно-балочный тип* — с преобладанием оврагов и овражных долин, врезанных в более древние ложбины. В условиях сухого климата возникает рельеф типа «*дурных земель*», когда из-за сближения смежных оврагов водоразделы приобретают гребневидный профиль и вся поверхность оказывается изрезанной бесчисленными оврагами. На полого-наклонных равнинах с параллельно текущими реками возникает *гривистый тип* рельефа с плоскими вытянутыми водоразделами. В условиях поднятия равнин и последующей стабилизации и разрастания эрозионной сети широкое развитие приобретает *останцовый рельеф*, с образованием разного рода останцовых островных гор. При наличии прочных бронирующих толщ на равнинах возникает *структурный плоскогорный тип* рельефа.

Чрезвычайно разнообразны типы эрозионного рельефа в горных странах. Широко развиты структурные типы рельефа — куэстовый тип с системой ортогональных долин и различного рода антиклинальные, синклинальные и приразрывные долины, разнообразие форм которых обусловлено преимущественно геологическим строением. Обычно сочетание структурных и аструктурных типов долин. Очень распространены перистые системы долин. Вследствие интенсивности эрозии в горах характерно, что играющие там большую роль в рельефе долины мелких рек и горных ручьев достигают огромной глубины и ширины.

ФЛЮВИАЛЬНО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В ходе развития флювиального процесса важнейшую роль играет *транспортирующая деятельность* водных потоков, переносящих большие массы обломочного и растворенного материала. Обломочный материал (твердый сток) перемещается водными потоками во взвешенном состоянии, влекомый по дну, а также плавающими льдинами. В виде *взвесей* переносятся глинистые частицы, ил и песок. Материал, *влекомый по дну*, перемещается волочением, а также скалтиацией — скачкообразно, при пульсационном нарастании скорости воды. Таким способом перемещаются песок и галька, а в горных реках также огромные валуны и глыбы. Галька движется скачкообразно, «прыжки» чередуются с волочением и перекатыванием. Движущийся слой донных наносов в реках достигает нередко 1 м толщины. Наличие твердого стока обуславливает преобладающую часть разрушительной работы потоков путем водной коррозии. Главное же, что оно обуславливает аккумулятивную деятельность водных потоков, формирование связанных с нею различных генетических типов отложений. Очень важно, что при перемещении обломочного материала происходит его обработка — измельчение и обтачивание, а также сортировка по величине, удельному весу и прочности.

Генетические типы флювиальных отложений и образуемые ими формы рельефа

Основным генетическим типом флювиальной группы является *аллювий*, играющий важнейшую роль в строении континентального осадочного покрова. К этой же группе относятся пролювиальные и дельтовые отложения.

Аллювием называют отложения, возникающие в результате переноса обломочного материала русловыми водными потоками и приуроченные ко дну ложбин стока, выработанных самими потоками. Важнейшими признаками аллювия являются распространение его в виде рукавообразных залежей, связанных с днищами современных и древних долин, а также заметная, часто хорошая сортировка материала по крупности зерна и обычно его хорошая окатанность. В рельефе аллювий образует пойму и террасы рек, выстилает русла потоков.

Аллювиальные отложения имеют важное практическое значение. С ними связаны ценные полезные ископаемые. Знание строения аллювиальных толщ имеет большое значение для инженерной геологии и проведения поисковых работ. Аллювиальные отложения являются основой для разработки местной стратиграфической схемы и для сопоставления других генетических типов четвертичных отложений и имеют основное значение для изучения палеогеографии и новейших тектонических движений. Присутствие в аллювии

остатков животных и растений, а также остатков материальной культуры человека позволяет нередко определить его геологический возраст.

Различают равнинный, горный и овражно-балочный аллювий.

Аллювий равнинных рек и связанные с его образованием формы рельефа

Равнинный аллювий очень широко распространен и имеет особенно большое значение. В составе аллювия равнинных рек господствуют пески. Кроме того встречаются галечники, супеси, суглинки, глины, скопления валунов и торф. Наблюдается сложно-линзовидное залегание отдельных литологических разностей, вместе образующих плосколинзовидную рукавообразную в плане толщу. В аллювиальных песках бывает развита типичная косая слоистость, указывающая направление течения потока. Важнейшей особенностью аллювия является его двучленное строение — в его составе всегда выделяются два горизонта: нижний, галечно-песчаный (*русловой аллювий*) и верхний, супесчано-суглинистый (*пойменный аллювий*), представляющие собой две главнейшие фации аллювия, образующиеся в условиях постоянного смещения русла. Кроме того, в оставленных рекой участках прежнего русла — старицах образуются резко очерченные линзы отложений *старичной фации* (рис. 25).

Механизм смещения русла достаточно сложен. Общее смещение русла происходит по одной из причин, обуславливающих асимметрию долин в процессе боковой эрозии. Частичные, но более быстрые смещения русла обязаны меандрированию. В вершине каждой излучины русло постоянно смещается в сторону вогнутого берега. Помимо этого происходит постоянное смещение излучин вниз по течению в связи с отклонением стрелы и подмывом низовой ветви меандра (рис. 26). В результате смещения меандров русло проходит вдоль всей поверхности днища долины, что и обуславливает залегание руслового аллювия в виде нижнего го-

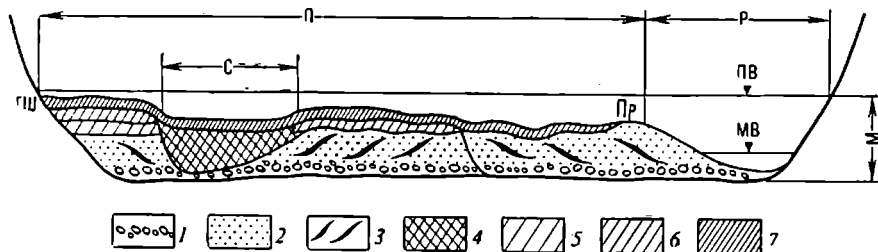


Рис. 25. Схема строения перстративной аллювиальной толщи и геоморфологические элементы поймы (по Е. В. Шанцеру, упрощенно).

1-3 русловой аллювий: 1—грубые пески, гравий, гальки, 2—пески, 3—прослой заиления; 4—старичный аллювий; 5-7 — пойменный аллювий (разновозрастные горизонты).

Р—русло; П—пойма; С—старичная ложбина; ТШ—тыловой шов; ПР—прирусловой вал; ПВ—уровень паводковых вод; МВ—уровень меженных вод; М—нормальная мощность аллювия

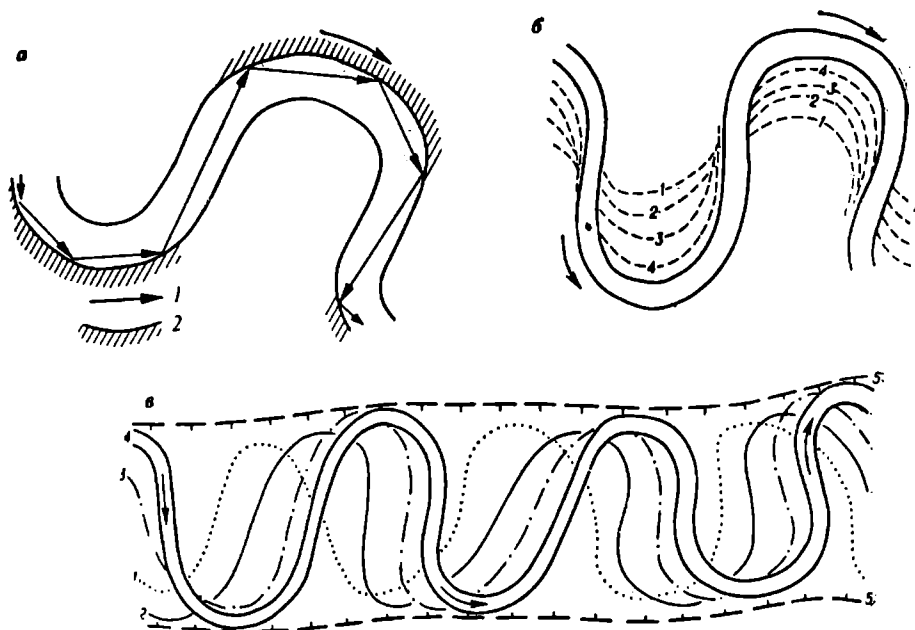


Рис. 26. Схема смещения меандров реки:

а — вследствие отклонения стрежня (1 — линия стрежневого течения, 2 — подмываемый берег); *б* — последовательные стадии развития излучины (1 — 4 — последовательные положения прирусловых валов — грив на пойме); *в* — схема смещения меандров вниз по течению (1 — 4 — последовательные положения русла; 5 — граница пояса меандрирования)

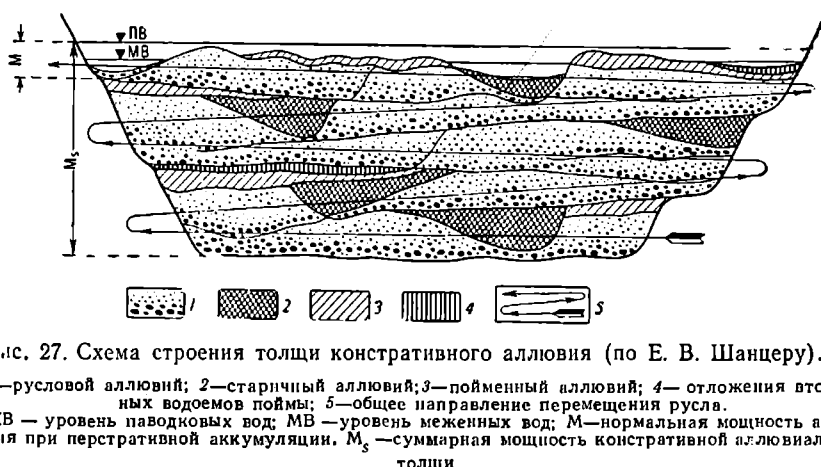
ризонта всей аллювиальной толщи. Другой механизм смещения русла связан с *фуркацией* — дроблением русла на рукава, широко развитой в дельтах и на многих реках.

Изменение условий накопления в пределах каждой из главных фаций вызывает появление в аллювии более частных изменений, которые выделяются в качестве субфаций.

Накопление аллювиальных толщ происходит, кроме того, в изменяющихся со временем и вдоль течения реки динамических условиях флювиального процесса. Эти различные условия были выделены В. В. Ламакимым как три динамические фазы аллювия: инстративная, перстративная и констративная с соответствующими типами аллювия.

Инстративный, или *выстилаемый аллювий* представляет собой временные накопления, возникающие еще на стадии донной эрозии на участках выполаживания или расширения русла. Аллювий этой фазы отличается небольшой мощностью, плохой сортировкой и обработкой материала без деления на фации.

Перстративный, или *перестилаемый аллювий* — это отложения хорошо разработанных долин, образующиеся в условиях боковой миграции русел. Аллювий этой фазы отличается четким делением на фации и имеет черты типичного аллювия. Мощность его опре-



деляется разностью между отметками дна плёсов данной реки и уровня паводковых вод (см. рис. 25). На реках Русской равнины она колеблется от 8 до 22 м.

Констративный, или настилаемый аллювий образуется в условиях прогибания земной коры, компенсированного аккумуляцией речных наносов (рис. 27). Мощность таких толщ измеряется многими десятками и сотнями метров, что известно на примерах среднечетвертичной террасы р. Волги или в низовьях рек Терека и Куры.

Рассмотрим подробнее особенности главных фаций аллювия и связанные с ними формы рельефа.

Русловой аллювий образуется во время паводка в пределах русла реки. Отлагаясь в условиях повышенных скоростей течения, русловой аллювий отличается более крупнозернистым составом. На равнинных реках в нем господствуют хорошо отмытые пески. В целом русловой аллювий характеризуется относительно высокой сортированностью, хорошей окатанностью обломков, большим разнообразием минералого-петрографического состава. Сортировка и окатанность обломков возрастают вниз по течению рек. Минералого-петрографический состав песков зависит от сложности и пестроты геологического строения в бассейне потока и от переработки материала в процессе сноса. В низовьях рек получают преобладание обломки устойчивых минералов.

Субфации руслового аллювия связаны с разнообразием гидродинамической обстановки в разных частях русла. Зоне наиболее быстрого течения — стрежню реки отвечает *стрежневая субфация*, отличающаяся грубозернистостью и большой неустойчивостью механического состава обломков. Пространственно эта субфация образуется на внутреннем (выпуклом) склоне плёсов, создавая основание прирусловой отмели. Крупнообломочный материал, отмываемый рекой от более мелкого материала, образует *остаточный*

аллювий, или *перлювий* (по В. В. Ламакину). *Перлювиальная субфация* обычно тяготеет к стрежню реки и бывает тесно связана со стрежневой субфацией. *Субфация прирусловой отмели* слагается значительно более однородными хорошо сортированными песками. Преобладает влекомый по дну материал, перемещаемый в виде песчаных волн с диагональной косослоистостью. Высота прирусловой отмели во время паводков постоянно возрастает, и по ее внешнему, обращенному к пойме краю формируется высокий вал, составляющий основу будущего прируслового вала поймы. При скачкообразном отступании русла новые сегменты прирусловой отмели наращивают собой пойму. В разрезе отложения этой субфации ложатся преимущественно на стрежневый аллювий, в то же время замещая его фациально. На плёсах, по подводным склонам отмелей, происходит иногда отложение илистого материала — *субфации заиляющихся отмелей*. В пределах перекатов накапливается *субфация перекатов*. В ее составе преобладают хорошо отмытые пески, содержащие местами крупный материал; иловатые и глинистые прослойки отсутствуют. Характерна диагональная слоистость.

Рельеф русла имеет всегда сложное деструкционно-аккумулятивное происхождение. Главными формами его являются плёсы, береговые отмели и перекаты, расположение и общие черты которых описаны выше (см. с. 68). Береговые отмели очень полого поднимаются к краю поймы, вдоль которой располагается прирусловый вал, протягивающийся в общем параллельно плёсу, но опускающийся ниже его по течению. Перекаты в рельефе русла представляют собой разнообразные по форме валы, пересекающие реку. Рельеф всех этих форм осложнен песчаными волнами, косами, отмелями и вымоинами.

Рельеф пойм и пойменный аллювий. Поймы обладают ровной, почти горизонтальной поверхностью и ступенчатыми ограничениями, т. е. в рельефе представляют собой пойменные террасы. На участках своего нарастания поймы обычно оконтурены *прирусловыми валами*, постепенно переходящими в береговые отмели русел. На участках подмыва рекой пойма ограничена эрозийными обрывами и нередко имеет резко очерченную бровку. Со стороны склона долины пойма ограничена линией *тылового шва* (см. рис. 25). Обычно выделяются низкая и высокая пойма, что связано с различными уровнями паводков.

Поверхность поймы иногда полого понижается в сторону тылового шва, где образуется *присклоновая западина*. Рельеф поймы осложнен многочисленными дугообразными валами, параллельными прирусловому валу и получившими название *грив* (гривистый рельеф пойм), старыми протоками и мелкими ложбинами. Гривы отмечают серию последовательных скачкообразных смещений русла при меандрировании (см. рис. 26, б), с нарастанием поймы последовательными сегментами (*сегментные поймы*). При боковом смещении прямого русла возникают *параллельно-гривистые*, а при закрепленных руслах — *обвалованные поймы*. Совер-

шенно иным образом возникают *фуркационные поймы*, связанные с делением русел на рукава — фуркацией и образованием намывных островов.

Пойменный аллювий формируется при паводке в обстановке резкого спада скорости течения воды. Поэтому в нем преобладает лишь тонкообломочный материал. Главную массу составляют суглинки — пылеватые, алевритовые и глинистые частицы всегда с примесью песка и даже дресвы. Выделяются две субфации — приречная и внутренняя. *Приречная субфация* отличается преобладанием более крупного материала и большей мощностью, сильно опесчанена. Ближе к руслу преобладают супеси. Окраска бурая. *Внутренняя субфация* имеет значительно более глинистый состав и меньшую мощность, окраска более темная, часто грязно-серая, вследствие примеси гумуса. Глинистый состав отложений внутренней зоны поймы и вместе с тем снижение уровня ее поверхности внешне проявляются в характерном заболачивании внутренней и присклоновой частей пойм. Приречная, более высокая часть пойм оказывается более сухой. Мощность пойменного аллювия значительно меньше руслового и, как правило, не превышает $\frac{1}{3}$ мощности всей толщи.

Старичный аллювий образуется в неподвижных, отмирающих участках покинутых речных русел, превращенных в замкнутые водоемы. Основную массу его составляют темно-серые илстые породы с параллельной слоистостью. Встречающиеся пески всегда очень мелкозернистые, хорошо сортированные. Характерно обилие органического вещества. В строении старичного аллювия выделяются три горизонта, отвечающие трем стадиям развития старицы — проточной, озерной и болотной. Нижний горизонт состоит из чередования песков, супесей и суглинков и связан с периодическим возобновлением стока по староречью во время половодья. После прекращения стока в озерных условиях образуются темные, богатые органическим веществом илстые породы с параллельной слоистостью, слагающие средний горизонт. На стадии заболачивания стариц происходит иногда накопление торфа, а позднее возможно отложение пойменного аллювия, перекрывающего старичный, который тем самым переходит в ископаемое, или погребенное состояние.

Характерной чертой аллювия равнинных рек является полное развитие всех трех его главных фаций — русловой, пойменной и старичной. Разнообразием природных обстановок обуславливается множество разновидностей равнинного аллювия.

Аллювий горных рек и овражно-балочный аллювий

Аллювий горных рек образуется в условиях высоких скоростей течения потока и сложного строения его ложа, что приводит к развитию беспорядочно турбулентного движения воды. Во время паводков транспортирующая способность реки резко возрастает. Переносится крупный обломочный материал. Нередко все днище

долины превращается в единый русловой поток. Поэтому существенной разницы между пойменным и русловым аллювием не возникает.

В аллювии горных рек преобладает крупнообломочный материал. Главным образом это галечники с хорошо окатанными, часто округлыми гальками разнообразного петрографического состава. Характерны мелкие линзы гравия и грубого песка. В галечниках крупных рек наблюдается слоистость — ориентированное расположение плоских галек с падением их навстречу течению.

Для аллювиальных отложений в горах характерно присутствие *селевых выносов*. Они образуются во время катастрофических ливней, когда реки превращаются в грязекаменные потоки, или *сели*, способные переносить крупные валуны и глыбы, погруженные в массу ила и песка. При спаде потока они сгуживаются, образуя толщи совершенно не сортированных селевых отложений, составляющих особую фацию горного аллювия. Пойменная фация развита слабо. Старичная фация совершенно отсутствует. Таким образом, в горном аллювии господствует русловая фация.

Овражно-балочный аллювий, развитый в овражных долинах, оврагах и балках, представляет собой во многих отношениях полную противоположность горному аллювию. Скорости потоков здесь несравненно меньше, невелико и количество воды, поэтому потоки несут лишь очень мелкий материал и откладывают его в низовьях в условиях, напоминающих поймы равнинных рек. Овражно-балочный аллювий состоит из плохо сортированного песчаносуглинистого материала, часто с примесью мелкого щебня и дресвы местных пород со слабо выраженной слоистостью. Характерно отсутствие четкого деления на фации.

Неаллювиальные отложения пойм. Полезные ископаемые в аллювии

В строении пойм участвуют и *неаллювиальные отложения*. Здесь могут быть все типы коллювия, накапливающиеся и одновременно с аллювием и позже его. Иногда присутствуют ветровые отложения, в горах — ледниковые и вулканические образования.

Полезные ископаемые, связанные с аллювиальными толщами, имеют большое значение в народном хозяйстве. К ним относятся строительные пески и кирпично-черепичные глины, дорожно-строительные галечники, гравий, пески, россыпное золото и некоторые другие полезные ископаемые. Очень велико значение аллювиальных подземных вод. На основе концентрации в аллювиальных отложениях многих редких и в том числе рудных минералов и обломков пород основаны такие важнейшие поисковые методы, как валунный и шлиховой.

Условия формирования аллювиальных россыпей и их главные типы

Под россыпями понимают скопления обломочного материала, содержащие в виде обломков то или иное полезное ископаемое. Подробное описание россыпей было дано Ю. А. Билибиным. С аллювиальными россыпями связаны часто промышленные месторождения золота, платины и ряда устойчивых минералов — алмаза, касситерита, шеелита, монацита.

Россыпи обычно встречаются в районах развития коренных месторождений, реже они формируются на некотором удалении от них. Образование россыпей основано на длительной сортировке потоками обломочного материала по его удельному весу и степени разрушаемости. Это приводит к концентрации тяжелых по удельному весу минералов ближе к коренным месторождениям, а также к концентрации минералов, наиболее устойчивых против разрушения в результате выноса более измельченного материала.

Классификация аллювиальных россыпей по их геоморфологическим типам была дана Ю. А. Билибиным, который разделил эти россыпи на русловые, косовые, долинные и террасовые. Н. А. Шило в своей классификации добавляет к ним ложковые и водораздельные россыпи. Долинные россыпи сейчас обычно называют пойменными.

В строении каждой россыпи выделяют «плотик» — коренные породы, являющиеся ее основанием, «пески» (или «пласт») — горизонт аллювия, обогащенный полезным ископаемым, и «торфа» — горизонт пустой породы. В случае сложных россыпей «торфа» нижнего горизонта служат ложным плотиком для верхнего горизонта россыпи.

Образование россыпи начинается с концентрации минералов в русле потока при вскрытии им либо коренного месторождения, либо более древней россыпи. Во всех случаях концентрация тяжелых минералов связана со стрежневой субфацией руслового аллювия. Именно этим объясняется расположение наиболее богатых участков россыпи в виде «струй» — полос, вытянутых вдоль течения потока и образующихся при скачкообразном смещении русла. Так как оно связано, как мы видели, с меандрированием, эти полосы обогащения могут располагаться и не вдоль долины, а дугообразно и частично быть ориентированы поперек долины. В процессе миграции русла реки русловой аллювий перекрывается пойменным, и русловые россыпи преобразуются в пойменные.

Пойменные россыпи располагаются на значительной глубине (на ложе аллювия) и в связи со сложной миграцией русла отыскание их обогащенных зон достаточно сложно. При сохранившемся гривистом рельефе пойм некоторое указание дают гривы (древние прирусловые валы), параллельно которым протягиваются стрежневые зоны. При констративном развитии аллювия образуются сложные россыпи, причем «струи» нижнего горизонта

располагаются независимо от «струй», вскрытых в верхнем горизонте.

В дальнейшем ходе эрозионного процесса поймы преобразуются в речные террасы. На этом этапе пойменные россыпи превращаются в *террасовые россыпи*. По мере разрушения террас и перекрытия их склоновым колюнием россыпи преобразуются в *террасоувальные* (по Н. А. Шило), еще более глубоко перекрытые наносами. При полной перестройке гидрографической сети района отмершие долины прекращают свое развитие, и россыпи таких древних долин называют *водораздельными*. Выделяют также *косовые россыпи*. По Ю. А. Билибину, к ним относятся россыпи, включающие наиболее мелкие частицы металла, часто имеющие вид чешуек и уносимые во взвешенном состоянии. Они накапливаются в руслах рек на поверхности кос и отмелей.

Ложковые россыпи (овражно-балочные, россыпи распадков) залегают в отдельных вымоинах в овражно-балочном аллювии, всегда смешанном со склоновыми отложениями.

Пролювиальные отложения и образуемые ими аккумулятивные формы рельефа

Пролувием называют отложения временных или очень непостоянных по своему гидрологическому режиму потоков, которые накапливаются в их устье, образуя различного рода конусы выноса. Существуют два типа пролувия — предгорный и овражный.

Предгорный пролувий образуется в «устьях» крупных горных долин при выходе их на равнину и слагает обширные *наземные*, или *сухие* (субаэральные) *дельты*, возникающие в связи с разделением реки на ряд непостоянных блуждающих русел, которые в виде веера рассеиваются по равнине. Выносимый рекой материал откладывается в результате резкого выполаживания уклона русла (рис. 28, а), а также его фуркации на рукава при выходе на равнину и вследствие фильтрации и испарения воды. В пределах конуса выноса пролувиальный материал проявляет определенную сортировку, образуя ряд концентрических фациальных зон. У самого устья долины отлагается крупный галечный материал, образующий *приустьевую* или (по В. И. Елисееву), *потоковую*) *фацию*. Наиболее крупный галечник отлагается в самой вершине конуса. Тут же иногда наблюдаются и *селевые выносы*, составляющие особую фацию. Ниже по течению откладывается все более мелкий галечник, сортированность улучшается. Состав и окатанность материала зависят от протяженности рек. Во внешней части конуса выноса располагаются отложения *периферической*, или *веерной* (по В. И. Елисееву) *фации*. Сюда сносятся лишь значительно более тонкий обломочный материал, переносимый во взвеси. Чаще вслед за галечниковой зоной почти сразу же начинается зона тонких очень хорошо отсортированных *лессовидных суглинков*, нередко внешне совершенно не отличимых от лессов. Они образуют главную массу отложений перифе-

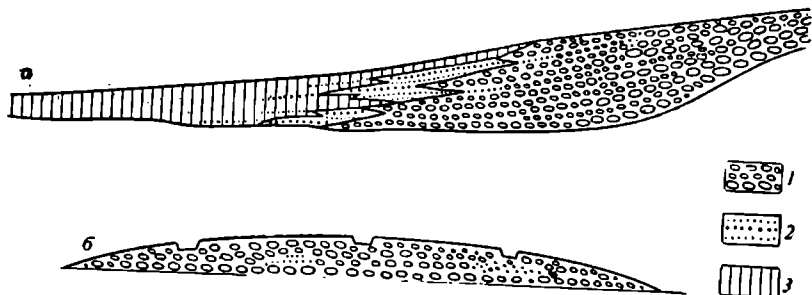


Рис. 28. Схема строения наземной дельты:

а — продольный разрез, б — поперечный разрез.

1 — галечники приустьевой фации; 2 — галечно-песчаные отложения переходной фации; 3 — суглинки периферической фации

рической фации. Зона песков имеет обычно очень небольшое и прерывистое распространение.

Наземные (сухие) дельты представляют собой крупные аккумулятивные формы рельефа, сложенные пролювием. Размеры их достигают многих десятков километров, причем дельты смежных рек сливаются нередко в единую полосу, образуя пролювиальные предгорные шлейфы. По форме в плане бывают полукруглые и вытянутые дельты. Поверхность наземной дельты щитообразная, заметно выпуклая и в поперечном, и в продольном разрезах (см. рис. 28).

Овражный пролювий образуется в устьях овражных долин в связи с деятельностью временных коротких потоков. Сложен очень плохо сортированным, почти не окатанным материалом, с едва заметной пологой слоистостью. Обычно это смесь щебенки и грубопесчаного суглинка. Петрографический состав обломков однообразен и зависит от состава местных пород. Фациальные изменения выражены слабо. В вершинной зоне материал более грубый. В горах нередко наблюдаются селевые фации. В периферической зоне увеличивается количество суглинистого материала, мелкой дресвы.

Формы рельефа, слагаемые овражным пролювием, называют *конусами выноса*. Они отличаются очень заметной выпуклостью поверхности, то с небольшим (в суглинистых конусах), то с довольно значительным углом наклона.

Дельтовые отложения образуются в пределах настоящих или субаквальных дельт. Они подразделяются на «надводные» — отлагающиеся выше дна русла, и «подводные», отлагающиеся на подводном склоне дельты, ниже уровня моря или озера. Надводные отложения очень сходны с аллювием. В них различаются русловая, пойменная и старичная фации. В русловой фации преобладают мелкозернистые пески. Пойменная фация отличается сильным увеличением примеси органического материала. Отложения подводного склона дельты в верхней его части состоят из песков с

крупной косо́й слоистостью, параллельной поверхности склона. В нижней его части они фашиально замещаются донными морскими илами. Мощность дельтовых отложений определяется в основном тектоническими прогибаниями и, в случае их длительного развития, может измеряться сотнями метров.

РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ

Речные надпойменные террасы представляют собой прежние поймы, уже не заливаемые паводковыми водами. Они образуются в результате врезания русла и углубления долины. Главный признак этих террас — присутствие на их поверхности аллювиальных отложений. Речные террасы имеют важнейшее значение для восстановления истории развития рельефа, установления стратиграфии четвертичных отложений, при поисках россыпей и для гидротехнических изысканий. В связи с этим террасам должно быть уделено особое внимание.

Строение и элементы террас. Терраса представляет собой пологий, почти горизонтальный участок склона долины, ограниченный уступом со стороны реки. Главным элементом террасы является ее поверхность (рис. 29, а), обычно очень ровная и слабо наклонная в сторону реки. Различаются *внешний* (со стороны склона) и *внутренний* (со стороны реки) края террасы. Сочленение внешнего края со склоном происходит по линии *тылового шва*. Внутренний край ограничивается *бровкой*, которая может быть выражена резко (например, при подмыве уступа террасы рекой) или быть сглаженной, или «замытой». Вторым главным элементом террасы является *уступ*, представляющий собой склон террасы и образующийся в результате различных про-

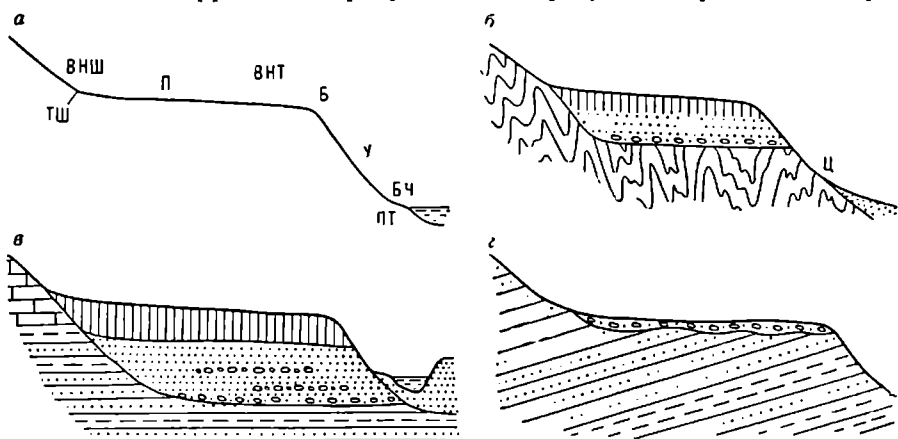


Рис. 29. Геоморфологические элементы террас и типы террас по геологическому строению.

а — элементы террас: П — поверхность, У — уступ, ВНШ — внешний край, ВНТ — внутренний край, ТШ — тыловой шов, Б — бровка, ПТ — подошва, БЧ — бечавник; типы террас: б — цокольная, в — аккумулятивная, г — эрозонная; Ц — цоколь террасы

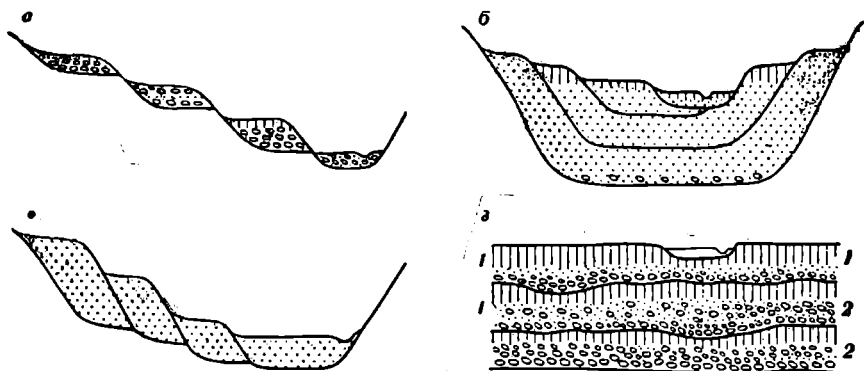


Рис. 30. Типы террас по соотношению друг с другом:

а—врезанные; б—вложенные; в — прислоненные; г — наложенные (1) и погребенные (2)

цессов ее разрушения. Вначале он развивается при эрозионной деятельности потока во время врезания русла. Затем разрушается склоновыми процессами и оврагами, при этом он отступает от реки, выполаживается и расчленяется. Снизу уступ ограничивается подошвой террасы, которая (при подмыве рекой) отделяет уступ от бечевника — узкой прибрежной полосы вдоль уреза воды в реке. Счет надпойменных террас ведется снизу от верхнего уровня поймы. В случаях отсутствия точных данных о пойме рекомендуется вести счет террас от уреза воды.

По геологическому строению речные террасы делятся на три типа, различающиеся по соотношению аллювиальной толщи и высоты уступа (рис. 29, б, в, г). 1. Цокольные, или смешанные террасы состоят из цоколя, или основания, сложенного более древними породами, образующими нижнюю часть уступа, и из аллювиальных отложений, слагающих его верхнюю часть и поверхность террасы. 2. Аккумулятивные террасы на всю высоту уступа сложены аллювием, и его основание расположено ниже уровня воды в реке. 3. Эрозионные террасы имеют на поверхности лишь небольшой слой аллювия или же там выступает выровненная боковой эрозией поверхность коренных пород.

По соотношению террас между собой в поперечном разрезе долины также выделяется несколько типов. Различают: врезанные, вложенные, прислоненные и наложенные террасы (рис. 30). Аллювий наложенной террасы перекрывает нижележащую, которая называется погребенной.

Таким образом, речные террасы отражают историю формирования долины и геологического развития страны и поэтому имеют большое историко-геологическое значение.

Причины возникновения террас

Речные террасы свидетельствуют о резком, скачкообразном изменении режима стока, которое может быть связано с колебаниями водности потока, количества поступающего в реку обломочного материала и, в особенности, скорости течения. Важно знать причины, вызывающие эти изменения и обуславливающие происхождение террас.

По происхождению террасы подразделяются на климатические, эвстатические и тектонические.

Климатические террасы не связаны с изменением положения базиса эрозии, а обусловлены лишь переменами в ходе самих внешних процессов. Наиболее часто образование их вызывается переменами климата — изменением количества воды и твердого стока в потоках. В связи с этим меняется и скорость течения. Климатические террасы отличаются небольшой высотой. Обычно они не выходят за пределы данной аллювиальной толщи. Ширина их всегда очень незначительна.

Эвстатические террасы обусловлены колебаниями уровня моря (озера), принимающего поток, т. е. собственными движениями базиса эрозии. Этот фактор имел существенное значение в течение четвертичного периода, когда уровень моря испытывал крупные колебания в связи с материковыми оледенениями. Высота этих террас от устья вверх по течению понижается (рис. 31, а). Они значительно крупнее климатических террас, но высота их над рекой все же невелика. Характерны крупные врезания древних долин, погребенные под толщей аллювия и обусловленные сильным понижением общего базиса эрозии во время оледенений.

Тектонические террасы образуются в связи с относительным изменением положения базиса эрозии при тектонических движениях земной коры (поднятиях или опусканиях). Эти террасы имеют важнейшее значение при анализе не только истории развития рельефа, но и истории геологического развития земной коры. Тектонические террасы отличаются очень большими высотами (в горах до нескольких сот метров), возрастающими к верховьям, и нередко сильной изменчивостью относительной высоты над рекой, отражающей неравномерность тектонических движений (рис. 31, б). С поднятиями связано врезание рек, образование уступов террас, с опусканиями — накопление констративного аллювия, образование наложенных террас; при стабилизации земной коры происходит расширение долин, образование пойм.

В различных районах количество террас не одинаково. Особенно велико оно в горных странах. Так, на р. Кубани, в горах Кавказа, насчитывается более 20 террас. Более крупным и продолжительным колебаниям земной коры соответствуют *сквозные* (цикловые) или *главные* террасы, прослеживающиеся на всем протяжении долины. Более мелким и местным отвечают *дополнительные* террасы (рис. 31, в), которые как бы отчленяются от главных (явление расщепления террас). Речные террасы регистри-

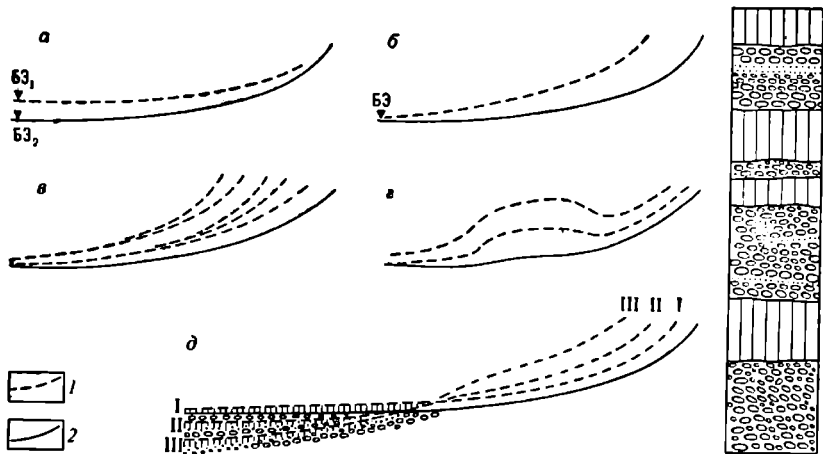


Рис. 31. Схема соотношений террас в продольном профиле долины и строение коррелятных отложений в зоне предгорных опусканий.

1—обобщенные уровни террас; 2—русла рек; а—эвстатические террасы, БЭ₁—положение первоначального базиса эрозии; БЭ₂—современное положение базиса эрозии; б—тектонические террасы, БЭ—положение базиса эрозии; в—расщепление террас в горных поднятиях (главные и дополнительные террасы); г—изгиб террас в пределах antecedentных участков долин; д—развитие террас при движениях земной коры разного знака; I, II, III—речные террасы;

ругую весьма частные движения земной коры, отмечая развитие отдельных неотектонических структур. Поэтому исследование террас является важнейшим методом структурно-геоморфологического анализа.

На крыльях тектонических поднятий, продолжающих периодически подниматься, очень характерны наклонные террасы, уклон которых и относительная высота над руслом возрастают к верховьям и вместе с тем с возрастом террас (рис. 31, б, в). При пересечении рекой медленно растущего поднятия в среднем течении происходит изгиб террасы (рис. 31, г). Чем древнее терраса, тем более она бывает изогнута. Подобные изгибы террас являются важнейшим признаком antecedentных долин. Сопряжение поднятий в горах и опусканий в предгорной равнине приводит к погружению террас под уровень рек в их низовьях, где они перекрываются более молодыми толщами аллювия (рис. 31, д). Это явление, подробно изученное Г. Ф. Мирчинком на примере р. Кубани, получило название «террасовых ножиц». Зона пересечения террасы с современным руслом реки называется геоморфологическим шарниром.

Развитие тектонических террас находит яркое отражение и в строении коррелятных отложений. Врезанию долин в области горного поднятия отвечают толщи галечников. Этапы стабилизации отмечаются выносом в предгорья тонкого суглинистого материала.

Методы и задачи изучения террас

Основным приемом изучения террас является составление поперечных профилей долин, которые располагаются в местах наиболее четкого выражения террас. Составление поперечных профилей обязательно дополняется прослеживанием террас вдоль долины. Описание речных террас составляет важнейшую задачу геоморфологических наблюдений в поле.

При этом производятся следующие исследования 1. Морфометрическое изучение. Измеряются высоты террас над уровнем воды в межень по их внутреннему и внешнему краям. Ширина и длина террас определяются обычно по карте, но для мелких останцов измеряются на месте. 2. Морфологическое изучение. Описывается морфология поверхности террасы: степень сохранности первичного аккумулятивного рельефа, степень ее расчлененности оврагами, выдуванием; новообразования на поверхности террасы (дюны, конусы выноса и т. п.). Описывается характер тылового шва и бровки террасы, ее уступ (крутизна, степень расчлененности). По морфологии уступа делаются выводы о его происхождении. 3. Геологическое изучение. Устанавливается тип террасы по ее строению. Фиксируется высота цоколя над уровнем реки. Подробно изучается аллювиальный покров террасы: его стратиграфический разрез, фациальный состав аллювия, данные о возрасте, минералого-петрографический состав. Выявляется соотношение аллювия со склоновыми отложениями. 4. Геофизическое изучение террас имеет основное значение для выявления строения ложа аллювия. Используются метод вертикального электродондирования (ВЭЗ), магнитометрия, сейсморазведка. 5. Изучаются взаимоотношения террас и анализируется их поведение в продольном направлении. 6. Выявляются соотношение террас с морскими, озерными и ледниковыми отложениями, что также может служить методом установления их возраста. 7. Выясняются соотношения террас главных рек и их притоков и производится сравнительно-стратиграфическое сопоставление комплексов террас смежных бассейнов.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ФЛЮВИАЛЬНОГО РЕЛЬЕФА

Очень широкое распространение флювиального рельефа и его определяющая роль в развитии поверхности суши делают чрезвычайно важной проблему обобщения закономерностей его развития. Первая попытка такого рода принадлежит В. Дэвису (1899 г.), который правильно подметил стадийность эрозионного процесса и его зависимость от тектонических поднятий земной коры, определяющих его периодичность. Однако эрозионный цикл В. Дэвис представлял происходящим *после* тектонического поднятия, в эпоху тектонического покоя, как длительный процесс эволюционного развития, во время которого долины проходят три стадии — юности, зрелости и дряхлости рельефа с постепенным затуханием

эрозионной деятельности и выравниванием страны. После следующего поднятия начинается новый цикл.

Главным недостатком учения В. Дэвиса является отсутствие в нем показа действительного развития рельефа, которое подменяется сменой постоянно повторяющихся, неизбежно однообразных циклов, состоящих из одних и тех же стадий. При формировании рельефа не учитывалось развитие тектонических структур. Этот недочет в учении Дэвиса пытался преодолеть Вальтер Пенк (1924 г.), указавший на особенности формирования склонов долин в условиях непрерывности тектонических движений различной интенсивности.

Чрезвычайно важным шагом в объяснении развития флювиального рельефа было появление учения о неотектонических движениях, разработанного советскими геологами В. А. Обручевым, Н. А. Николаевым, С. С. Шульцем и др. Оно показало всю сложность движений земной коры и неравномерность их во времени и пространстве. Работы французских геоморфологов П. Биро, О. Кайе, Ж. Трикара выявили также значение климатических изменений и связанных с ними положений общего базиса эрозии как фактора развития флювиального рельефа. Была показана значительная роль и многих других факторов — общего строения рельефа (равнины и горы), региональной климатической зональности, растительности, развития процессов выветривания, особенностей геологического строения и т. д.

Многообразие факторов делает задачу разработки общей теории флювиального процесса чрезвычайно сложной. Основы ее заложены трудами многих ученых, но в целом это дело будущего. Важно подчеркнуть, что флювиальный процесс в начале своего развития ведет к интенсивному расчленению земной поверхности в результате врезания речных долин. В условиях относительной стабилизации земной коры развитие этого процесса через боковую эрозию приводит к расширению долин, к разрастанию площади аккумуляции и вместе с развитием склоновых процессов — к формированию поверхностей выравнивания, пенепленов и педиленов. Однако направленное развитие этого процесса постоянно нарушается, прежде всего в связи с возобновлением активных тектонических движений, а местами протекает в условиях их постоянных изменений.

Глава VI

КАРСТ И СУФФОЗИЯ

К формам рельефа, обусловленным деятельностью подземных и поверхностных вод, относятся карст и суффозионные формы, а также так называемый термокарст.

КАРСТ

Карстовые формы рельефа образуются в процессе выщелачивания растворимых пород подземными и поверхностными водами. При этом в породах возникают различные по форме и размерам карстовые полости. Карстовый процесс включает также перенос вещества в растворе с последующим накоплением ряда специфических отложений. Сравнительно легко растворимыми породами являются известняк, мел, доломит, мергель, гипс, ангидрит, каменная соль. Чаще всего встречаются формы рельефа, связанные с карстом в карбонатных породах — известняках и доломитах. В этих породах вода, обогащенная углекислотой, проникает по трещинам, растворяет и выщелачивает их, преобразуя углекислый кальций в бикарбонат, причем растворимость увеличивается в 100 раз.

Интенсивность карстового процесса и его рельефообразующая роль зависят от ряда факторов. Активнее карст развивается в чистых известняках и доломитах, содержащих незначительное количество нерастворимых примесей. Карстовый процесс происходит в различных климатических зонах. В условиях влажного климата большое количество выпадающих осадков определяет скорость процесса растворения и способствует активизации карстовых форм. В условиях сухого климата процесс идет значительно медленнее. Имеют значение также мощность и площадь распространения карстующихся пород. В более мощной толще широко развитых растворимых пород при расчлененном рельефе активнее циркуляция подземных вод, более *глубокий карст*, сильнее выражены его подземные и поверхностные формы. В маломощных растворимых породах развивается *мелкий карст*. Не менее важным фактором является трещиноватость карстующихся пород. Интенсивная трещиноватость увеличивает так называемую «скважность» пород, усиливает поглощение атмосферных осадков и циркуляцию подземных вод. Рельеф местности, его морфология, расчлененность, глубина вреза также влияют на развитие карста. По выровненной поверхности атмосферные воды стекают медленно, длительно воз-

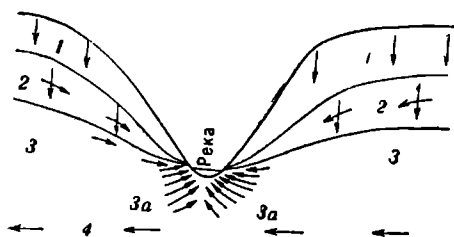


Рис. 32. Схема движения карстовых вод по вертикальным зонам (по Д. С. Соколову).

Зоны 1—аэрации, 2 — сезонного колебания уровня подземных вод, 3—полного насыщения (3а—сфера разгрузки подземных вод на дне долины), 4—глубинной циркуляции

действуют на растворимые породы и больше просачиваются вглубь по трещинам. С крутых же склонов вода быстро стекает, не производя значительного растворения пород. Более глубокое эрозионное расчленение увеличивает мощность зоны циркуляции карстовых вод, способствует более интенсивному растворению. Поэтому в горных странах активный карст приурочен к обширным известняковым плато с ровной поверхностью, расчлененной глубокими долинами (Крым, Кавказ, хребет Каратау, Балканы и др.).

Карстообразование наблюдается и в областях с горизонтальным залеганием слоев, и на участках складчатой структуры. Горизонтально лежащие слои карстуются хуже. Наклонно залегающие породы карстуются сильнее за счет более интенсивной циркуляции воды между слоями. Складчатая структура может определить ориентировку в расположении поверхностных карстовых форм в соответствии с простираем растворимых пород или тектоническими нарушениями в них.

В областях развития мощных карстующихся толщ горных пород Д. С. Соколов выделяет четыре вертикальные зоны, различные по условиям движения подземных вод и, следовательно, условиям карстообразования (рис. 32). 1. Зона аэрации, где происходит нисходящее движение инфильтрационных вод. 2. Зона периодического насыщения, сезонного колебания уровня подземных вод. 3. Зона полного насыщения, где движение подземных вод направлено в сторону речной долины. 4. Зона глубинной циркуляции, где движение воды происходит очень медленно в сторону тектонических депрессий. Здесь карстообразование прекращается.

Уровень, ниже которого не происходит процесса растворения и образования карстовых форм, называется базисом карстования. Регулируется этот уровень изменением положения уровня грунтовых вод, который связан с базисом эрозии. Положение последнего определяется тектоническими движениями. При поднятии местности или опускании базиса эрозии карстообразование идет глубже, при опускании местности начинается затухание карста.

В зависимости от особенностей залегания растворимых горных пород и наличия или отсутствия покровных образований карст подразделяется на два основных типа: открытый, или средиземноморский карст и закрытый, или средневропейский карст. *Открытый карст* развивается в растворимых породах, обнажающихся на дневной поверхности (Крым, Кавказ и область Средизем-



Рис. 33. Карстовая воронка в юрских известняках. На склонах воронки видны карры. Крым. Долгоруковская Яйла.

номорья). В этом типе карста развиты обычно все встречающиеся разновидности карстовых форм. *Закрытый карст* развит в растворимых породах, перекрытых нерастворимыми рыхлыми горными породами (Средняя и Восточная Европа, Урал, Сибирь). Здесь встречаются не все поверхностные формы карста.

Карст, развивающийся под растворяющим действием поверхностных вод, создает поверхностные карстовые формы (поверхностный карст); за счет растворения подземными водами образуются подземные карстовые формы (глубинный или подземный карст).

Поверхностные карстовые формы. Наиболее простые формы поверхностного карста — это карры и карровые поля. На поверхности известняков, лишенных рыхлого покрова, под действием дождей и талых снеговых вод образуются системы узких желобков, борозд, разделенных неширокими гребешками. Эти формы называются *каррами* (рис. 33). Глубина ложбинок может меняться от десятков сантиметров до 1,5—3 м. Ширина ложбинок и гребней — от нескольких сантиметров до 1—1,5 м. В поперечном сечении карры имеют нередко причудливый вид, стенки желобков неровные. В плане карры вытянуты параллельно друг другу в направлении более крутого уклона поверхности либо сливаются и ветвятся на пологих поверхностях. Карры развиваются обычно по трещинам, обеспечивающим циркуляцию вод. Если трещины сбли-

жены, гребешки образуют очень узкие, с острыми зубцами «карровые ножи». Карры могут занимать значительные площади и образовывать труднопроходимые *карровые поля*. На морских побережьях, сложенных известняками, в образовании карров большую роль играет морская вода в полосе прибоя и приливов.

Более сложной и в то же время типичной формой поверхностного карста являются *карстовые воронки* (см. рис. 33). Возникают они в трещиноватых известняках, часто в местах пересечения трещин, наиболее благоприятных для просачивания. Дождевая и снеговая вода, стекающая на глубину, недостаточно насыщена и поэтому растворяет стенки трещин, образуя западины, которые имеют форму воронок с поглощающим отверстием на дне, называемым *понором*. Карстовые воронки имеют округлую или неправильную форму в плане, довольно крутые склоны. Развиваясь в течение длительного времени, они достигают глубины 15—20 м; диаметр большинства воронок достигает 30—35 м, редко 100 м и более. Образуются воронки на плоских поверхностях, но могут встречаться и на склоне. Такие карстовые воронки относятся к *воронкам поверхностного выщелачивания*.

Вследствие обрушения сводов подземных карстовых полостей образуются *провальные воронки*, иногда значительных размеров. Эти воронки встречаются реже, они отличаются крутыми склонами, четкой бровкой, часто угловатыми очертаниями в плане; дно их покрыто глыбами обрушившегося свода. Глубина воронок изменяется от 2—5 до 8—12 м. Карстовые воронки на поверхности могут быть вытянуты в виде цепочки вдоль крупного тектонического нарушения или над подземной карстовой пещерой.

По мере развития карстовой воронки вследствие выщелачивания известняков нерастворимые частицы оседают на дне и стенках воронки, которые приобретают блюдцеобразную форму, более плоскую, менее глубокую. Этот нерастворимый осадок окислов железа, кремния и алюминия, окрашенный в красно-бурый цвет — может привести к закупориванию понора и образованию карстовых озер.

При расширении и слиянии карстовых воронок возникают крупные карстовые формы (*terra-rossa*), *котловины* и *полья*, Это обширные замкнутые депрессии площадью до 300—400 км² с плоским дном и крутыми склонами, с отдельными останцами — перемычками. Их образование может быть связано частично и с обрушением кровли крупных карстовых полостей, а также может быть предопределено тектоническими разрывами. Днища карстовых котловин и полей обычно затянуты довольно мощным чехлом нерастворимого краснозема, покрыты растительностью. Местами наблюдаются воронки с понорами, поглощающими воду.

В карбонатных и гипсовых толщах по плоскостям напластования, где циркулируют растворяющие породу воды, могут развиваться *ниши* и *навесы* до 1—5 м глубины. Потолок их обычно имеет форму свода. Образование ниш и навесов, их расположение и форма связаны с трещиноватостью пород.

Карстообразование в сочетании с эрозионной деятельностью поверхностных вод приводит к образованию характерных для карстовых областей четкообразных *слепых долин*, заканчивающихся ручьем, уходящим по трещине вглубь. Расширенные участки долины, соответствующие карстовым воронкам, соединяются более узкими отрезками эрозионного пропиливания. Исчезающие реки могут течь на глубине по карстовым каналам на протяжении сотен и даже тысяч метров, а затем снова появиться на поверхности, в склонах гор в виде мощных карстовых источников со значительным гидростатическим напором, которые получили название *воклюзы*.

В тропиках с высокой температурой воздуха и большим количеством осадков в чистых массивных известняках развивается так называемый *тропический карст*, представленный характерными башенными, коническими или куполовидными остаточными возвышенностями высотой 100—300 м, разделенными широкими впадинами с плоскими днищами. Активному растворению в тропиках способствует интенсивное обогащение карстовых вод углекислотой и гуминовыми кислотами, образующимися за счет быстрого разложения обильных растительных остатков.

Подземные карстовые формы. По мере развития поверхностного карста поглощающая трещина (понор) расширяется, превращается в *карстовый колодец*, представляющий собой вертикальное углубление, достигающее десятков метров в глубину. С наиболее глубокими трещинами связаны *карстовые шахты* — глубокие, узкие трубообразные отверстия, уходящие на глубину до сотен метров. В их формировании участвуют наряду с растворением и размыв карстовыми водами, и обрушение. Карстовые колодцы и шахты являются переходными формами от поверхностного к глубинному карсту. Типичные формы последнего — пещеры. *Пещеры* образуются под действием подземных вод в результате расширения трещин в карстующихся породах и вдоль плоскостей напластования, поэтому их расположение и форма определяются трещиноватостью и условиями залегания пород. Образование пещер связано с уровнем базиса карстования, зависящего от зеркала грунтовых вод и, следовательно, базиса эрозии. Пещеры могут быть горизонтальные и наклонные, заканчиваться слепо, т. е. иметь только один вход или несколько входных отверстий (сквозные пещеры). Они могут многократно разветвляться и протягиваться на большие расстояния (до 290 км — Мамонтова пещера в США).

На потолках и днищах многих пещер развиты натечные известковистые образования — сталактиты и сталагмиты (рис. 34), которые при слиянии могут образовать мощные колонны (сталагнаты). Стенки пещер обычно неровные, часто осложнены нишами и трубчатыми ходами, покрыты карбонатными корками или рыхлыми продуктами выщелачивания известняков. На дне пещеры карстовые воды образуют подземные реки или вода скапливается в карстовых озерах.

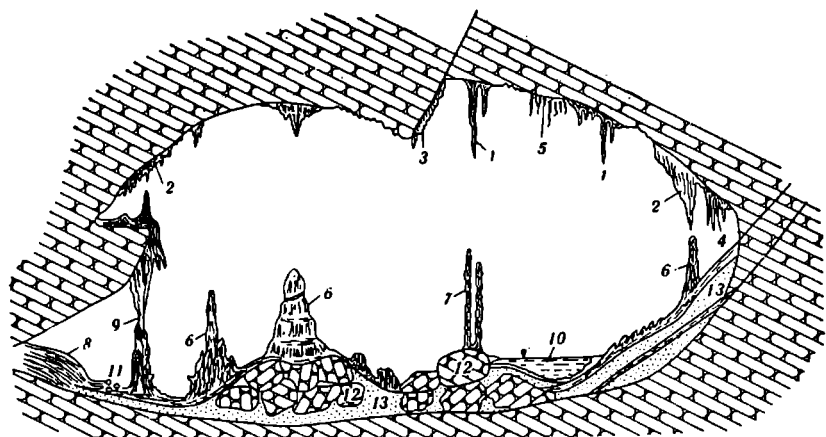


Рис. 34. Обобщенная схема пещерных образований.

1 — сталактит; 2 — бахрома и занавеси; 3 — флаг; 4 — «макаронны»; 5 — гелектиты; 6 — сложный сталагмит; 7 — шесты; 8 — кальцитовые «водопады»; 9 — столбы и колонны (сталагматы); 10 — озеро с кальцитовым обрамлением; 11 — «пещерный жемчуг» — кальцитовые пизолиты; 12 — глыбы; 13 — песчано-глинистые отложения

Часто пещеры располагаются одна над другой несколькими этажами. По мере развития подземного карста усиливается дренаж подземных вод, снижается их уровень, а следовательно, и «базис карстования». Образование пещер переходит на более низкий уровень. Этот процесс может быть вызван и понижением базиса эрозии вследствие прерывистых тектонических поднятий района. Отсюда нередко видна связь уровней карстовых пещер с определенными уровнями надпойменных террас в речной долине.

Карстообразование — это длительный процесс, он может продолжаться не один геологический период и затрагивать породы различного возраста. Различают *древний карст*, формирование которого закончилось и он не связан с современной эрозионной сетью. Поверхностные формы такого карста обычно погребены под более молодыми отложениями, затянута продуктами выветривания, задернованы. Полости *молодого карста* часто открыты, тесно связаны с современной гидрографической сетью, дренирующей карстовые воды.

Описываемые формы рельефа образуются главным образом под влиянием углекислых вод, это так называемый *углекислый карст*. В районах с сульфидной минерализацией в развитии карста могут иметь большое значение сернокислые воды, образованные в результате окисления сульфидов. Это *рудный или сернокислый карст*. Сернокислые растворы ускоряют процесс карстообразования и приводят к образованию карстовых полостей, располагающихся как в самом рудном теле, так и в зоне окисления, а также на некотором расстоянии от последних. В таких карстовых пустотах и пещерах стенки покрыты натечными окисленными рудами, переотложенными трещинно-карстовыми водами. Нередко эти руды цементируют рыхлые продукты разрушения вмещающих

рудное тело карбонатных пород. Обогащаясь вблизи рудных залежей серной кислотой, подземные воды продолжают растворение карбонатных пород и на путях своего движения, достаточно удаленных от участков окисления сульфидов. Определенная закономерность расположения карстовых пустот в пределах рудных месторождений может служить некоторым поисковым признаком сульфидной минерализации и учитываться при проведении горных работ. Примерами рудного карста могут служить Карасайская пещера и другие карстовые полости в хребте Каратау (Южный Казахстан).

Типы карстовых отложений. С карстом связано образование различных отложений, а также некоторых полезных ископаемых. Классификация карстовых отложений разработана наиболее полно Д. С. Соколовым и Г. А. Максимовичем, они описаны также В. М. Дублянским.

Остаточные отложения представляют собой нерастворимый глинистый и алевритовый остаток, образующийся при выщелачивании карстующихся пород. Это прежде всего красноезем (terra-rossa), состоящий из нерастворимых окислов кремния, алюминия, железа (отсюда и красный цвет) и др., накапливающийся в днище карстовых воронок и пещер, который может преобразовываться в залежи бокситов.

Обвальные накопления образуются вследствие обрушения сводов и стен пещер, при провалах днищ карстовых воронок и колодцев, при землетрясениях, а также вследствие резкой смены суточной и сезонной температуры воздуха (обвалы у входа в пещеру). Представлены отложения неокатанными, несортированными обломками карстующихся пород различной величины (глыбы, щебень, дресва), часто заключенными в алевритовый или глинистый материал неслоистый или с плохо выраженной слоистостью. Иногда эти обломки сцементированы и образуют брекчии. Мощность отложений иногда достигает нескольких десятков метров.

Водные механические отложения накапливаются в основном в пещерных реках и озерах. Представлены они обломочным материалом, часто слоистым. Размыв, перенос и отложение обломочного материала подземными реками в общем подчиняются законам аллювиального процесса наземных рек, хотя и имеют ряд специфических особенностей. Часто в разрезах отложений подземных рек и озер присутствуют прослои и натечные корки осаденного из водного раствора кальцита.

Водные хемогенные отложения подразделяются на субазральные (натечные), образованные главным образом в воздушной среде, и субаквальные — преимущественно в водной среде.

К натечным образованиям относятся разнообразной формы и размеров сталактиты, нарастающие со свода, и сталагмиты — со дна пещеры, образующиеся при медленном испарении насыщенной углекислотой воды, проникающей по трещинам внутрь пещеры. Сталактиты могут иметь вид бахромы, занавесей, встречаются

ся также боченовидные и причудливо ветвящиеся формы (гелектиты). Сталагмиты часто имеют конусовидную форму, иногда они сложные пальмовидные, палкообразные, в форме подсвечника и т. п. Размеры их различны, возраст может быть более 200—300 тысяч лет. Обычно сталактиты и сталагмиты сложены кальцитом, но могут состоять из барита, окислов кремния, железа и др.

Субаквальные образования пещер представлены корками кальцита, возникающими в пещерных озерах — гурах. На дне озер и в небольших углублениях с водой можно встретить белый или желтоватый «пещерный жемчуг» величиной до 15—20 мм, или скопление многочисленных мелких оолитов (см. рис. 34).

Отложения источников карстовых вод развиты на склонах и в днищах долин у выхода на поверхность, где они образуют иногда значительных размеров по площади известковые туфы. Это обычно пористая порода, часто содержащая органические остатки (растения и раковины моллюсков). С выходами термальных углекислокальциевых вод связано образование травертинов — известковых образований более твердых и хорошо раскристаллизованных в отличие от известкового туфа.

Пещерный лед и снег накапливаются в вертикальных карстовых полостях и в карстовых пещерах, где температура воздуха близка к нулю. Холодные и талые воды, проникающие в подземные полости, могут образовывать ледяные натечные формы (сталактиты, сталагмиты и др.). В СССР известна Кунгурская ледяная пещера на Урале, где вековые толщи льда достигают 3—4 м мощности.

Органогенные отложения встречаются в пещерах, которые были населены летучими мышами и птицами. Здесь образуются залежи фосфоритов в виде скоплений костей и экскрементов (гуано) летучих мышей и птиц, а также глин, обогащенных фосфатом. Эти отложения служат отличным азотно-фосфорным удобрением.

Отложения культурного слоя представлены продуктами жизнедеятельности человека и встречаются в пещерах, которые использовались первобытным человеком в качестве жилища. Здесь встречаются кости животных, раковины, орудия труда, глиняные черепки, кострища, погребения и т. п.

СУФФОЗИЯ

С деятельностью подземных вод связан процесс суффозии, по своему морфологическому выражению очень напоминающий карст. Однако сущность этого процесса отлична от карстообразования, отчего суффозию относят к ложному карсту, или псевдокарсту. Суффозия — это механический вынос мельчайших частиц породы циркулирующими подземными водами. Наиболее широко распространена суффозия в глинистых породах (глинах, суглинках, лёссах), благодаря чему существует и другое не совсем правильное название этого явления «глинистый карст». Особенно характерен этот процесс для областей с засушливым климатом (Казахстан,

Средняя Азия, Закавказье и др.). По трещинам усыхания и отдельностям, образующимся в глинистых породах, циркулируют подземные воды и вымывают все более мелкие частицы, нарушая структуру и устойчивость пород. Возникают разнообразные формы просадки грунтов — *суффозионные провалы, колодцы, овраги, воронки и блюдца* (рис. 35).

Уносящая мелкие частицы вода расширяет трещины в глинистых породах, превращая их в колодцы до нескольких метров глубиной. При наличии водоупора, расположенного близко от дневной поверхности, возникает сток подземной воды и вынос частиц в полость, образующуюся под дном оврага. Иногда поверхностный водоток совсем прекращается, поскольку весь сток идет по оврагу под землей. Выход эти воды находят либо в склоне долины, либо у подножия его. Вдоль тальвега поверхностного оврага наблюдается несколько таких колодцев, чередующихся с *провалами*, образованными при обрушении сводов подземных оврагов.

Провалы представляют собой впадины с вертикальными стенками, часто разделенные перемычками — мостами. На участках более интенсивного выноса частиц из глинистых пород (над пустотами, в более рыхлых породах) более энергично происходит процесс просадки грунта, образуются *воронки проседания* (суффозионные воронки). Они имеют правильную форму и измеряются несколькими метрами в диаметре.

В областях развития лёссовых пород значительной мощности, на ровных водораздельных пространствах наблюдается характерный просадочный рельеф, связанный с суффозией, так называемые *степные блюдца (поды)*. Это понижения овальной формы с пологими склонами, глубиной 3—6 м и несколько десятков или сотен метров в поперечнике. Их образование связано с просачиванием поверхностных вод, выносом из лёссов карбонатов, уплотнением его при замачивании и смыкании пор, приводящим к проседанию. Примером могут служить лёссовые равнины Украины, Молдавии, Юго-Западной Сибири и Средней Азии.

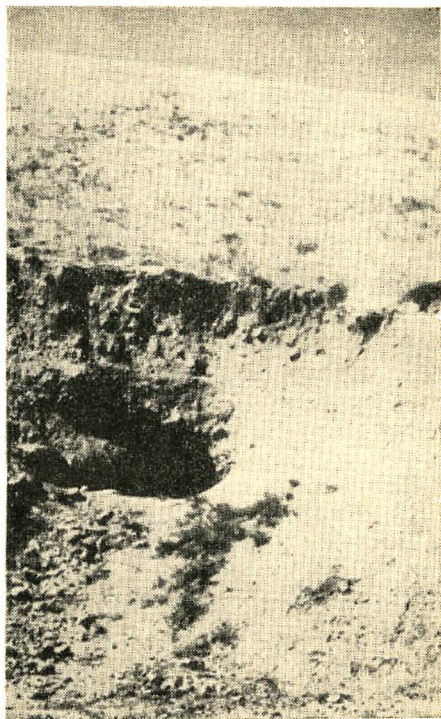


Рис. 35. Суффозионная воронка в четвертичных суглинках. Хр. Бол. Каратау

Сущность термокарста (термического карста) заключается в вытаивании подземного льда, входящего в состав толщи мерзлых пород, сопровождающемся образованием различных просадочных форм на земной поверхности. Процесс этот свойствен областям с холодным климатом и многолетнемерзлыми горными породами. Вытаивание ледяных включений, расположенных на небольшой глубине в мерзлых породах, происходит вследствие местного увеличения в них притока тепла (усиление дренажа, уничтожение растительного покрова и т. п.).

В зависимости от генетического типа льда возникают различные формы термокарста. На участках вытаивания жильных льдов образуются полигональные просадочные формы (сетчатые, ячеистые и др.), при вытаивании инъекционных льдов — плоскодонно-западинные и западинно-бугристые формы (различной формы блюдца, воронки, ложбины до 1—3 м глубиной и несколько десятков метров длиной). Глубокие термокарстовые котловины возникают на сильно льдистых мерзлых породах, пронизанных мощными ледяными жилами. Часто на дне просадочных форм встречаются мелкие и крупные (до 10—20 км в поперечнике) термокарстовые озера, болота или заболоченные луговины (аласы).

Изучение карста, термокарста и суффозии имеет большое практическое значение. Развитие подземных карстовых полостей в горных породах часто приводит к деформации вышележащих пород (грунтов), что создает угрозу для нормальной эксплуатации различных сооружений (деформации транспортных путей, промышленных и гражданских построек). При строительстве в областях развития многолетнемерзлых грунтов важно учитывать возможность возникновения термокарстовых явлений вследствие строительных работ (выемка грунта и т. п.). При гидротехническом строительстве (плотин для электростанций, водохранилищ, шлюзовых судоходных каналов и т. п.) через карстовые и суффозионные полости может произойти фильтрация воды и осушение водохранилищ и каналов. При разработке полезных ископаемых в карстовых районах необходимо предусмотреть возможный мощный приток карстовых вод и затопление горных выработок.

Карстовый процесс играет вместе с тем и положительную роль во многих аспектах хозяйственной деятельности человека: при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых, при изыскании источников водоснабжения, при осушении болот и т. д. Сами карстующиеся породы (гипс, соль, известняки) часто представляют собой полезные ископаемые; с трещинами и карстовыми пустотами в этих породах связаны месторождения полезных ископаемых, образовавшихся при отложении из гидротермальных растворов различных рудных и других минералов. С погребенным или ископаемым карстом связаны месторождения бокситов, образующихся при поступлении коллоидальных растворов глинозема.

АБРАЗИОННЫЕ И АККУМУЛЯТИВНЫЕ
ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ОТЛОЖЕНИЯ
МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ И ОЗЕР

Важным рельефообразующим фактором на земной поверхности является деятельность морей и озер, которая приводит как к возникновению характерных абразионных и аккумулятивных форм рельефа морских побережий, так и к накоплению специфических типов морских и озерных отложений.

Важнейшим фактором развития берегов является движение морской воды. Наибольшее значение имеют волнение, волноприбой, связанные с действием ветра, затем приливно-отливные движения, обусловленные притяжением Луны и Солнца, и различные виды морских течений. Существенное влияние оказывают также структурно-литологические особенности строения морских берегов, их изрезанность, высота и крутизна, характер новейших тектонических движений. Кроме того, развитие береговой зоны происходит в связи с жизнедеятельностью некоторых организмов.

Береговой линией принято называть линию пересечения поверхности моря (океана, озера или водохранилища) с поверхностью суши. Положение береговой линии быстро меняется в связи с приливами и отливами, в зависимости от сгонов и нагонов воды ветром и значительно медленнее от размыва берега или накопления осадков. Эти перемещения береговой линии сравнительно невелики. Главные же перемещения ее связаны с трансгрессиями и регрессиями моря. Полоса суши, примыкающая к современной береговой линии и отличающаяся развитием форм рельефа, созданных волнами при современном положении уровня моря, называется *берегом* (рис. 36). Полоса морского дна, примыкающая к берегу и подвергающаяся воздействию волн и прибрежных течений, называется *подводным береговым склоном* (прибрежье, или взморье). Берег и подводный береговой склон образуют *береговую зону*. Вследствие тектонических опусканий или поднятий берега либо в результате эвстатических колебаний ранее созданные древние береговые линии и связанные с ними формы рельефа окажутся либо «поднятыми», т. е. сформировавшимися при относительно более высоком уровне моря, либо «погруженными» — образовавшимися при более низком его положении, чем современное. Обе эти зоны ограничивают распространение сохранившихся форм древнего взаимодействия моря и суши и вместе с береговой зоной называются *побережьем*. Под влиянием береговых процессов имен-

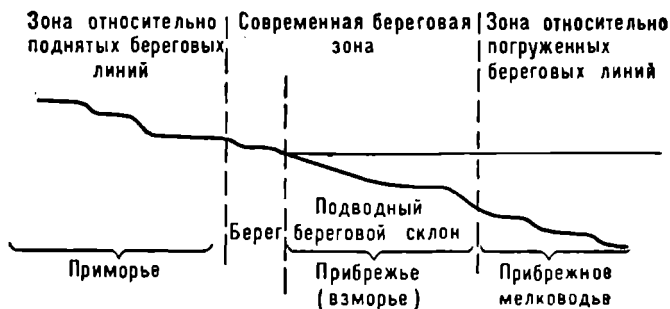


Рис. 36. Схема строения побережья (по О. К. Леонтьеву, с изменениями)

но в береговой зоне происходит разрушение ранее существовавших и образование новых форм рельефа и толщ прибрежных отложений.

Движение морской воды. Основным фактором формирования рельефа и процессов перемещения наносов в береговой зоне являются волны, волноприбойная деятельность воды, развивающаяся на водной поверхности под действием ветра. Энергия ветра передается верхнему слою водной оболочки, вызывая колебательные движения частиц воды, описывающих замкнутые круговые орбиты в вертикальной плоскости и одновременно совершающих поступательное движение по направлению действия ветра.

Там, где частицы воды занимают наивысшее положение на орбите, на поверхности воды образуется выпуклость — гребень волны, наивысшая часть которого называется вершиной волны; наинизшему положению соответствует углубление — ложбина волны. Волна характеризуется высотой, длиной, скоростью распространения и периодом (промежуток времени, в течение которого частица воды описывает полную орбиту, или, иначе говоря, промежуток времени между прохождением двух вершин волны через одну определенную точку). Волновые движения, передаваясь от поверхностного слоя в глубину толщи воды, постепенно затухают, так что основная часть волновой энергии сосредоточена у самой поверхности волнующегося слоя. Большинство исследователей считает, что уже на глубине, равной половине длины волны (или даже $\frac{1}{3}$), практически возмездные волнения прекращаются. Ветровые волны при движении к прибрежным участкам моря, где глубина его меньше глубины распространения волновых движений, преобразуются в волны мелководья. Вследствие влияния дна изменяется форма орбит, описываемых частицами. Вместо круговых орбиты становятся эллиптическими и по мере удаления от поверхности еще больше уплощаются снизу. Поэтому частицы воды в придонном слое совершают уже не вращательные движения, а возвратно-поступательные (к берегу и от него). Наряду с деформацией орбит происходит деформация и поперечного профиля волн — передний склон волны становится круче, а задний

выполаживается. Асимметрия профиля волн связана с неравенством орбитальных скоростей вследствие трения о дно в зоне мелководья. Когда волна достигает критической глубины, равной ее высоте, на какой-то момент фронтальный склон волны становится вертикальным, затем происходит закручивание, нависание и обрушение гребня. Такой тип разрушения волны называют *прибоем*. С прибойными волнами и связана основная разрушительная деятельность моря, или *абразия* (лат. *abradere* — соскабливаю).

Известный исследователь морфологии и динамики морских берегов В. П. Зенкович выделяет *абразионный* и *аккумулятивный* типы берегов, отличающиеся друг от друга своим развитием и образованием различных, характерных для каждого типа, форм рельефа. Величина уклона дна в пределах подводного берегового склона определяет расход энергии волн, а в зависимости от этого берег развивается либо как абразионный, либо как аккумулятивный.

Абразионный тип берегов. Наиболее интенсивное разрушение происходит у берегов, близ которых дно моря имеет крутой уклон (*приглубый берег*). На берегах, сложенных кристаллическими и крепкими осадочными породами, абразия протекает медленно, но в конечном итоге приводит к образованию отчетливых абразионных форм. Рыхлые породы песчаного и гравийно-галечного составов наиболее интенсивно абрадируются и образуют значительные наносы. При достаточной крутизне дна приглубых берегов ширина прибрежного мелководья мала и волны, проходя над ним, мало расходуют свою энергию на трение о дно. В результате волны, имея еще большую запас энергии, доносимый до берега, с большой силой обрушиваются на него. Давление волн во время шторма может достигать 30—70 т/м². У линии уреза или выше, до уровня заплеска волн при прибое, в породах вырабатывается волноприбойная ниша, над которой коренные породы нависают в виде карниза. По мере углубления ниши происходит обрушение нависающего карниза и образование отвесной стенки абразионного уступа, называемого клифом. При дальнейшем разрушении береговой обрыв отодвигается в сторону суши. Одновременно волны разрушают и подводный склон, ниже береговой линии. Перед подножием отступающего клифа в коренных породах образуется все расширяющаяся в сторону суши и слабо наклоненная (0,05—0,02) к морю широкая абразионная прибрежная площадка (платформа) — бенч. Между подводной частью площадки и береговым обрывом у его подножия образуется узкая полоса *пляжа*, покрывающего надводную часть бенча, образованного обломочным материалом (гравием, галькой, ракушечным детритом, песком). Это очень подвижный материал; в сильные штормы он может временно уноситься на подводный склон, а затем снова выбрасываться на берег. В породах, дающих мало материала для наносов, часть бенча может быть обнажена над водой. Перемещаемый обломочный материал обрабатывает абразионную площадку, понижает ее. Иногда над водой на абразионной площадке

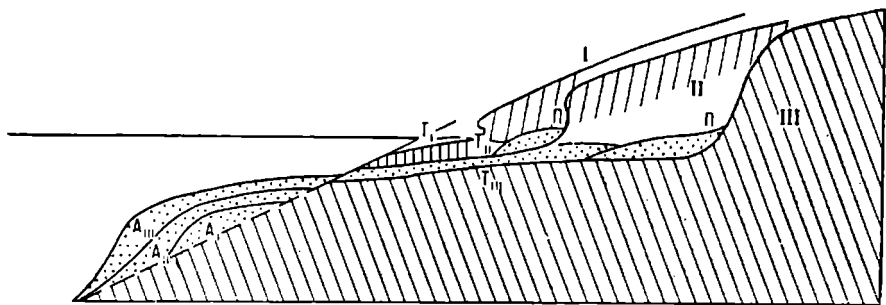


Рис. 37. Стадии развития абразионного берега — I, II, III (по В. П. Зенковичу).
 T_I , T_{II} , T_{III} — абразионные террасы в соответствующие стадии развития; A_I , A_{II} , A_{III} — то же, аккумулятивные террасы; П — пляж

возвышаются остроконечные или столбообразные скалы крепких пород — абразионные останцы прежнего положения отступающего берега моря — кекуры.

Обломочный материал, уносимый с пляжа на подводный склон, во время движения дробится, истирается, окатывается, сортируется. Более крупный материал перемещается к берегу прямой волной, движущейся с большей скоростью, чем обратная, которая уносит за нижний край бенча более тонкий материал. Здесь начинается формирование подводной аккумулятивной прислоненной террасы, пологая поверхность которой в процессе ее развития непосредственно продолжает поверхность абразионной террасы (рис. 37). Процесс абразии и отступления берега постепенно замедляется вследствие увеличения полосы мелководья за счет расширения абразионной и аккумулятивной террас. Профиль береговой зоны приближается к состоянию абразионного профиля равновесия, при котором в любой точке берегового профиля уже не происходит ни абразия, ни аккумуляция материала. На всех участках профиля выработаны уклоны, уравнивающие размывающую силу волн. Оживление абразии может быть вызвано понижением поверхности берега, т. е. увеличением глубины бенча, связанным с трансгрессией моря. В результате же регрессии моря абразионная терраса может оказаться выше уровня моря, а абразионная деятельность приведет к выработке новой абразионной террасы на более низком уровне. Неоднократные регрессии формируют несколько уровней морских террас.

Реальные профили абразионных берегов в зависимости от состава слагающих их пород могут быть различными. Наиболее близки к теоретическому профилю абразионные берега, сложенные глинистыми или мергелистыми породами. Наиболее далеки от теоретического профиля берега, сложенные массивными кристаллическими или крепкими плотными осадочными породами. В зависимости от особенностей структуры коренных пород и их литологии образуются различные морфологические типы бенчей и клифов. Можно различать клифы по степени их развития: к л и -

фы активные с четко выраженной вертикальной стенкой и волноприбойной нишей у основания, свидетельствующие о высокой активности абразионного процесса; отмирающие клифы, которые абрадируются только эпизодически во время очень сильных штормов; на отмершем клифе отсутствуют совершенно какие-либо следы современной абразии; если клиф наблюдается в пределах морских террас, вне современной береговой зоны, то он называется древним.

Аккумулятивные формы береговой зоны. Для отмелей берегов с пологим уклоном дна, в отличие от приглубых интенсивно размывающихся берегов, характерно накопление обломочного материала и образование аккумулятивных форм. Морские отложения, формирующиеся в береговой зоне в условиях мелководья — прибрежно-морские наносы — очень подвижны. Если волны по отношению к берегу направлены под прямым углом, морские наносы будут испытывать поперечное перемещение, а если волны подходят под косым углом, наносы будут перемещаться продольно вдоль берега. Чаще всего волны подходят к берегу под некоторым углом, поэтому оба вида перемещения происходят одновременно.

Основные закономерности поперечного перемещения обломков были впервые рассмотрены В. П. Зенковичем в 1946 г. В связи с асимметричным строением волнового потока скорости прямых волновых движений (направленных к берегу), возникших под действием ветра, больше скорости обратных (идущих от берега), подчиненных действию силы тяжести. Это преобладание возрастает по мере приближения к берегу. В верхней части пологого склона, ближе к береговой линии вследствие преобладания прямых скоростей над обратными в итоге волнового колебания частицы наноса будут перемещаться вверх по склону, в сторону берега. В нижней части склона, где асимметрия скоростей небольшая, суммарное действие прямой и обратной скоростей и составляющей силы тяжести, приведет к тому, что итоговое перемещение частицы наноса будет направлено вниз по склону. Между этими двумя участками подводного склона располагается такая зона, где преобладание прямой волновой скорости над обратной компенсирует действие составляющей силы тяжести. На этом участке, называемом нейтральной зоной, частицы не перемещаются ни вверх, ни вниз по склону, а испытывают колебательные движения.

В результате различных типов перемещения обломочного материала образуются разнообразные аккумулятивные формы рельефа берегов. Наиболее характерными формами аккумулятивных типов берегов при поперечном перемещении наносов являются пляжи, подводные и береговые валы и береговые бары.

Пляжи представляют собой скопления наносов, образовавшихся действием прибойного потока. На отмелях берегах формируется пляж полного профиля, обычно песчаный, с образованием на внешнем крае пляжа берегового вала с более пологим склоном, обращенным к морю, и более крутым тыловым склоном, разделенным гребнем вала. При разнородной величине обломков мелкие части-

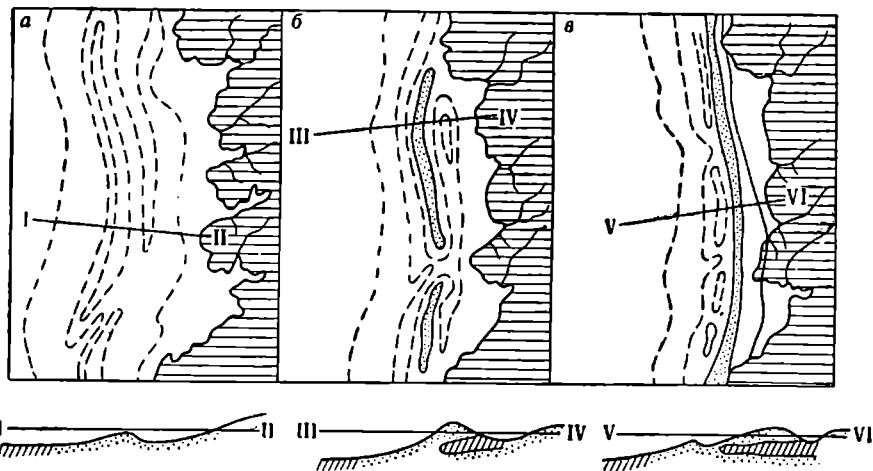
цы накапливаются на пологом склоне вала, крупные забрасываются большими волнами на гребень и крутой склон вала, где также наблюдается, вследствие процесса сепарации по удельному весу, обогащение тяжелыми минералами. Такой тип пляжа формируется при резком преобладании прямых волновых скоростей над обратными. На приглубых же берегах (у обрывов), где обратные скорости достаточно велики, образуется пляж неполного профиля, односторонний. Тут более характерны галечные пляжи.

Береговые валы. Пляж полного профиля с береговым валом во время затухания штормового волнения осложняется более мелкими валами, формирующимися на его фронтальном склоне. В сильный шторм мелкие валы разрушаются, а слагающий их материал частично уносится на подводный склон, частично перебрасывается через гребень вала на тыловой склон, увеличивая высоту вала и продвигая его в сторону суши. При значительной высоте крупного берегового вала последний может оказаться уже вне действия волн, тогда у основания морского склона его будет формироваться новый, более молодой крупный береговой вал.

В процессе формирования берегов аккумулятивного типа может возникнуть таким образом целый ряд древних береговых валов, что приведет в итоге к наращиванию берега и продвижению его в сторону моря. Строение и расположение береговых валов позволяет восстановить историю формирования берега, положение древних береговых линий.

Подводные валы наблюдаются обычно в верхней части пологого подводного склона, сложенного мелкозернистым песком, и протягиваются вдоль берега в виде параллельных песчаных гряд высотой от 0,5 до 2,5 м. Обычно насчитывается от двух-трех до десятка таких валов, протягивающихся на несколько десятков километров. Особенно широко развиты подводные валы на обширных мелководьях с большим количеством наносного материала. По В. П. Зенковичу, образование подводных валов происходит на глубинах, близких к двойной высоте волны, где наблюдается забурунивание — частичное разрушение (потеря энергии) волны и отложение переносимого материала. Ближе к берегу ослабленная волна может снова на глубине, равной двойной высоте, но уже новой меньшей волны, частично разрушиться и снова отложить материал на дне. При неоднократном повторении процесса возникает несколько подводных валов, которые растут в высоту, ширину и перемещаются к берегу за счет переотложения материала с фронтального склона на тыловой (обращенный в сторону берега). В конечном итоге подводный вал может выйти на дневную поверхность и присоединиться к пляжу, образовав береговой вал.

Береговые бары это крупные береговые аккумулятивные формы, протягивающиеся параллельно общему направлению берега на многие десятки километров. Высота их, включая и подводную часть, достигает 10—25 м, ширина — от сотен метров до нескольких километров. Береговые бары имеют очень широкое распро-



Фиг. 38. Стадии развития берегового бара в плане (а, б, в) и в разрезе (I—II, III—IV, V—VI):

а—подводная, б—островная, в—береговая

странение. Особенностью является то, что они сложены материалом донного происхождения (ракушечником, оолитовым песком и т. п.), который выстилает дно моря непосредственно перед баром, что свидетельствует о поперечном перемещении этих наносов при образовании бара.

Береговой бар в своем развитии последовательно проходит три стадии — подводную, островную и береговую; в соответствии с этим различаются подводный, островной и береговой бары. Подводный бар формируется полностью за счет придонных вод, а в образовании островного и берегового баров участвует волноприбойный поток. Островной бар возвышается над водой, но в отличие от берегового не соединяется с берегом ни в одной точке (рис. 38).

О происхождении баров существует несколько гипотез. Многие исследователи считали, что береговые бары образуются за счет роста подводных песчаных валов в высоту, перемещения их вверх по склону мелководья и выхода на поверхность. Работы О. К. Леонтьева, В. П. Зенковича показали, что образование подводных валов и баров — это явления разного масштаба.

✓ *Аккумулятивные формы, образовавшиеся при продольном перемещении наносов.* При подходе волн под косым углом к берегу, на полосе мелководья происходит вдольбереговое перемещение наносов. Набегающий под некоторым углом волновой поток и переносимый им обломочный материал при обратном движении перемещаются не в направлении распространения волн, а в направлении силы тяжести, описывая асимметричные кривые. Максимальное перемещение вдоль берега происходит при подходе волн под углом 45° к берегу.

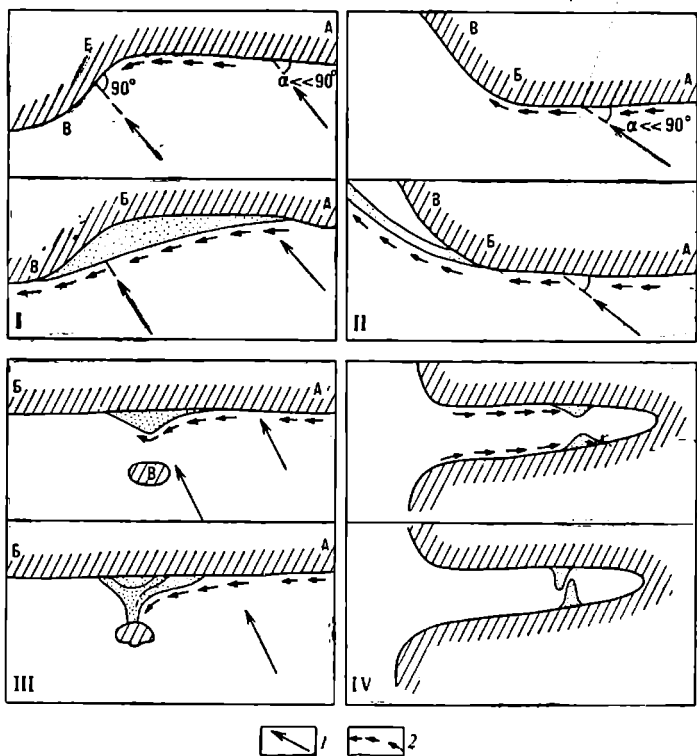


Рис. 39. Образование элементарных аккумулятивных форм при продольном перемещении наносов (по В. П. Зенковичу).

I — при заполнении входящего угла; II — при огибании выступа берега; III — при внешней блокировке берега; IV — при падении энергии волнового поля в бухтах; 1 — направление волновой равнодействующей; 2 — направление перемещения наносов

В зависимости от формы береговой линии продольное перемещение наносов может привести к образованию различных аккумулятивных форм, наращивающих берега и изменяющих их очертания.

√ 1. Заполнение входящего угла берега. Береговая линия резко поворачивает в сторону моря (рис. 39, I). К линии берега AB волны подходят под острым углом, а к BB — под прямым. Скорость вдольберегового перемещения наносов по линии AB резко падает у линии BB; продолжающие поступать со стороны AB наносы интенсивно накапливаются, заполняя угол и создавая характерную примыкающую форму — аккумулятивную террасу.

√ 2. Огибание выступа берега. Береговая линия изогнута в сторону суши (рис. 39, II). К отрезку берега AB волны подходят под углом, близким к 45° , и с максимальной скоростью перемещают наносы к точке B. Здесь скорость движения резко

замедляется из-за рефракции волн и начинается аккумуляция наносов. Вновь поступающие наносы наращивают аккумулятивную форму, которая свободным концом выдвигается в море в виде *косы*. Коса часто имеет серповидную форму, может быть крючковидной, петлевидной или очень протяженной при незначительной ширине — *стрелка*.

✓3. Внешняя блокировка берега. В случае блокировки берега островом, отмелью или мысом (рис. 39, III) последние создают как бы волновую тень, т. е. волны достигают участка берега за островом, но очень ослабленные в результате рефракции. Здесь происходит образование сначала небольшого аккумулятивного выступа (наволок), превращающегося в дальнейшем в замыкающую аккумулятивную форму — *томболо* или *перейма*.

✓4. Общее падение энергии волнового поля в бухтах. В узких и длинных заливах волны испытывают рефракцию, постепенно затухают, не доходя вершины бухты (рис. 39, IV). С двух сторон залива, где энергия волн недостаточна для перемещения наносов, начинает расти аккумулятивный выступ (как при блокировке берега), достигающий противоположного берега. Такая аккумулятивная форма, отчлняющая от моря вершинную часть бухты, превращенную в лагуну, называется *пересытью*.

Изучение процессов, связанных с вдольбереговым перемещением наносов, направлением и изменением формы берегов, имеет важнейшее значение для портостроения и укрепления берегов.

Побережья с сильно изрезанной береговой линией (при быстром погружении под уровень моря сильно расчлененного рельефа) развиваются по типу абразионно-аккумулятивных систем. Берег приглубый, у мысов, будет абрадироваться, отступать в сторону суши; берег отмелый, занятый бухтами, будет наращиваться за счет аккумуляции наносов, отодвигаться в сторону моря. Вся эта система, состоящая из сочетания абразионных и аккумулятивных форм, развивается взаимосвязанно и стремится в конечной стадии (стадии зрелости) к выравниванию и спрямлению береговой линии. Такой тип берега называется *выровненным аккумулятивно-абразионным*.

Важнейшими геоморфологическими результатами деятельности моря являются: 1) формирование надводных морских абразионных террас, образующихся при быстрых поднятиях земной коры; образование подводных террас свидетельствует о быстром опускании суши, при этом на дне морей сохраняются часто и эрозийные формы — погребенные долины, прослеживающиеся иногда очень далеко в море; 2) формирование абразионных поверхностей, растущих при медленном поднятии и выступающих в рельефе обычно уже в отпрепарированном денудацией состоянии, но тем не менее имеющих очень существенное значение для изучения истории формирования рельефа; 3) формирование аккумулятивных морских равнин (и аккумулятивных морских террас), выступающих в рельефе в результате поднятия аккумулятивных берегов. Чрезвычайно важно установление связи, существующей между

морскими и речными террасами и сопряженными с ними отложениями при решении вопросов увязки стратиграфии континентальных и морских отложений.

Типы исходного расчленения береговой линии. Кроме геологического строения прибрежных участков, величины уклона подводного берегового склона, характера волновых процессов, тектонических движений и других названных факторов, на дальнейшее развитие берегов влияет также тип исходного расчленения береговой линии. По генезису расчленения исходного контура береговой линии различают берега с эрозионным расчленением (риасовый и лиманный берега), с гляциальным расчленением (фиордовые и шхерные берега), берега с эоловым расчленением (аральский тип), с расчленением, обусловленным геологической структурой побережья (далматинский и сбросово-глыбовый тип) и берега с вулканогенным расчленением.

Риасовый берег возникает при затоплении долин, расчленяющих горную страну. Эти берега характеризуются большим количеством извилистых заливов, островов, например юго-западное побережье Ирландии, побережья Восточно- и Южно-Китайского морей и др. *Лиманные берега* образуются при ингрессии моря в долины, расчленяющие низкую прибрежную равнину. Этот тип берегов изобилует лиманами, косами, пересыпями, например северо-западное побережье Черного моря. *Фиордовые берега* формируются при затоплении ледниковых троговых долин горных побережий, эти берега очень изрезаны и сохраняют основные черты строения ледниковых трогов. При затоплении участков бывшего покровного оледенения, ландшафта «бараньих лбов», «курчавых скал», друмлинов, озов (см. главу VIII) образуется *шхерный тип* берега. Примером названных типов берегов с ледниковым расчленением служит побережье Скандинавского полуострова.

Берега *аральского типа* образуются при затоплении морем эолового рельефа, когда над уровнем моря выступают острова и полуострова барханов, песчаных бугров, гряд и т. п. (восточный берег Аральского моря, Балхаш и др.).

При затоплении берегов горных складчатых стран, основные структуры которых ориентированы вдоль береговой линии, образуются полуострова и острова, вытянутые параллельно побережью и совпадающие с моноклинальными гребнями, сводами антиклиналей. Это *далматинский тип* расчленения (югославское побережье Адриатического моря — Далмация). При ингрессии в заливы, образованные дифференцированными блоковыми тектоническими движениями, формируются берега *сбросово-глыбового типа*, где острова, полуострова и заливы имеют угловатые очертания за счет ограничивающих их разрывов.

Вулканический тип расчленения берегов образуется при затоплении морем вулканических кальдер и кратеров (острова Мадейра, Санторин, Авачинская губа и др.).

На берегах некоторых морей существенную роль играют в развитии рельефа береговой линии приливы и отливы. Характерным

геоморфологическим элементом этого типа морей являются осушки, или ватты, окаймляющие отмелье берега приливных морей и представляющие собой широкую песчаную или илистую (реже каменистую) полого-наклонную к морю поверхность, периодически затопляющуюся и осушающуюся. За осушкой располагается поверхность, затопляемая только при крупных (сизигийных) приливах, обычно покрытая растительностью (марши, а на севере их называют лайды); такие типы берегов получили название *ваттовые*, или *маршевые* (побережье Северного моря, местами побережье Франции, западной и восточной Англии).

Биогенные берега. В тропических странах существенную роль в формировании берегов играют рифостроящие организмы, создающие коралловые и мшанковые рифы. Различаются береговые (окаймляющие), барьерные и внутрелагунные коралловые рифы. Разновидностью барьерных рифов являются атоллы (кольцевые рифы). В *мангровых* берегах лесные заросли мангров, задерживая песчаные и илистые частицы, приносимые реками и приливами, способствуют росту аккумулятивного берега, выдвигению в сторону моря (Красное море, берега Флориды, Австралии и др.). Сходную картину представляют тростниковые берега умеренного пояса (оз. Балхаш).

Прибрежные россыпи. В береговой зоне морей, океанов и озер наиболее активно протекают процессы осадочной дифференциации вещества и интенсивнее происходит минералогическая сепарация наносов, разделение материала по крупности и удельному весу. Именно здесь, в прибрежной зоне формируются прибрежные россыпи. Наибольшая концентрация тяжелых компонентов происходит в сравнительно узкой полосе береговой зоны, непосредственно примыкающей к урезу воды. В более глубоководных частях морей и океанов россыпи не встречены. Источником питания прибрежных россыпей служит терригенный материал, выносимый реками, либо образованный при абразии береговых обрывов, либо при размыве подводного склона.

Наиболее благоприятные условия для образования повышенной концентрации тяжелых минералов создаются в волноприбойной полосе, на пляже. Второй благоприятной областью является подводный береговой склон, главным образом его верхняя прибрежная мелководная часть. Под действием прибрежного потока на пляже происходит природное «шлихование», в результате чего смываются легкие минералы, а тяжелые минералы концентрируются на перегибе берегового вала, в верхней части зоны заплеска крупных волн, а также у подножия пляжа и берегового вала. При абразии рыхлых отложений россыпи концентрируются у подножия клифов. Концентрация тяжелых минералов усиливается также вблизи устьев рек, в максимальных изгибах аккумулятивных бухтовых берегов, на концевых участках кос, где происходит усиленный вынос на глубину более легких минералов.

Пляжевые россыпи современной прибрежной зоны очень молодые, образуются быстро и могут сформироваться после обработ-

ки снова. *Террасовые россыпи* являются чаще всего отмершими пляжевыми, поднятыми на различную высоту над уровнем моря. *Россыпи древней прибрежно-морской зоны* обычно являются погребенными, т. е. перекрытыми толщей аллювиальных, солифлюкционных и других континентальных отложений.

В пределах подводного берегового склона, вследствие того же природного «шлихования», длительно повторяющегося перемещения и перетолжения материала, россыпи формируются на гребнях и внешних склонах подводных валов, у подножия скального бенча. Миграция подводных валов может привести к обогащению тяжелыми минералами более широкой зоны подводного склона. На подводном склоне могут оказаться россыпи, затопленные при трансгрессии моря (аллювиальные и другие континентальные или более древние пляжевые россыпи).

Озера и их развитие

Формирование рельефа в береговой зоне озерных водоемов происходит аналогично развитию рельефа на морском побережье, поскольку геологическая деятельность озер близка к деятельности моря (абразия береговых уступов и подводного берегового склона, обработка, сортировка и аккумуляция обломочного материала). Сами же озера развиваются по-разному в зависимости от климата (влажный, сухой), гидрологического режима (бессточные, проточные, с перемежающимся стоком), происхождения озер (тектонические, ледниковые, вулканические, пойменные и дельтовые, карстовые, термокарстовые и суффозионные, плотинные озера), площади и объема озерного бассейна, рельефа и геологического строения окружающей местности и т. п.

Развитие озер и озерное осадкообразование в области жаркого и сухого (аридного) климата происходит совершенно отлично от осадкообразования в условиях влажного (гумидного) климата. *Озера влажного климата* характеризуются преобладанием терригенных осадков и осадков органического и химического происхождения. Озера имеют склонность к зарастанию, к переходу в торфяные болота. Крупные озера гумидного климата пресные, слабоминерализованные. В них накапливается терригенный материал, образованный при разрушении берегов и приносимый реками, сначала более грубый, галечно-песчаный, затем — алевритовый и глинистый. Вместе с терригенным материалом реки приносят и коллоидные вещества, возникающие в результате выветривания и почвообразования (гидроокислы железа и др.), которые концентрируются в мелководных прибрежных участках, формируя озерные бобовые железные руды. В тропических и субтропических странах приносимые в озерные бассейны наряду с железом из коры выветривания окислы алюминия образуют бокситы. За счет приноса грунтовыми водами карбоната кальция формируются известковые осадки (мел и мергель). Таким образом воды озера постепенно минерализуются, заселяются планктоном и бентосом;

увеличивается роль органического вещества. В результате разложения планктонных животных и растительных организмов без доступа кислорода на дне озера образуются гниlostные илы — сапропели или гиттии, в дальнейшем превращающиеся в сапропелит (разновидность угля). Обмелевшее заиленное озеро постепенно зарастает, начиная с прибрежных участков, тростником, камышом и т. д. Все эти растения в дальнейшем образуют соответственно наслаивающийся камышовый, тростниковый, осоковый торф, и озеро постепенно превращается в болото. Для небольших озерных водоемов обычно выпадает первая стадия — заполнение чисто обломочным материалом.

В озерах *аридных и семиаридных* (засушливых) областей процесс осадконакопления имеет другой характер. Эволюция гидрохимического процесса в этих озерах заключается в осолонении. В связи с активным испарением, характерным для этих областей, в озерах образуются пересыщенные растворы и начинается осаждение солей. Осолонение зависит от состава солей, приносимых в озеро реками; главную роль играют карбонаты, затем сульфаты и далее хлориды. Сначала садятся карбонаты (известняки и доломиты), затем образуются прослойки и линзы гипса или ангидрита; в более позднюю стадию откладывается мирабилит. Это сульфатные озера. Если в бассейне рек, впадающих в озеро, имеются залежи каменной соли (например, в пермских отложениях Прикаспия — соляные купола), они приносят соли в озеро, где происходит осаждение («садка») солей хлористого натрия. Примером хлоридных озер являются Баскунчак, Эльтон, Индер и др. При изменении климатических условий возможен переход одного типа соленого озера в другой (от карбонатного к сульфатному, затем к хлоридному при увеличении сухости климата, и обратная картина — при увеличении влажности климата). Содовые озера образуются за счет осолодения солончаков.

Для осадков озер жарких сухих областей характерно очень небольшое осаждение органических веществ, отсутствие чистых сапропелевых илов (из-за бедности планктона), светлые тона окраски. В итоге заполнения озер осадками и высыхания или спуска проточных пресноводных озер реками возникает плоская аккумулятивная равнина, по периферии которой могут сохраниться следы абразии (уступы), или береговые валы; часто последние скрыты под слоем торфяника. В краевых частях озерных равнин можно наблюдать озерные аккумулятивные и абразионные террасы.

Глава VIII

ЛЕДНИКОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Важную роль в формировании рельефа суши играют ледники — скопления льда на поверхности Земли, обладающие собственным движением. Ледники образуются в зоне нивального климата, который развит в полярных областях и в горах на больших высотах.

Область формирования ледников приурочена к особой зоне поверхности Земли — хионосфере (греч. χιόν — снег), оконтуренной снизу так называемой *снеговой линией*. Снеговая линия ограничивает области, внутри которых на горизонтальной и незатененной поверхности снег, выпавший за зиму, не успевает растаять за лето. Следовательно, выше снеговой линии в хионосфере происходит накопление снега и льда. Положение снеговой линии связано прежде всего с широтной климатической зональностью. На экваторе она поднимается до абсолютных высот 5—6 км, к полюсам спускается до уровня моря. Кроме того уровень ее зависит от местных климатических условий и прежде всего от количества осадков. Так, в Гималаях на южном, влажном склоне она на 700 м ниже, чем на сухом северном. На западе Кавказа имеет высоту 2700 м, на востоке 3800 м, а в горах Центральной Азии, почти на той же широте, поднимается до 5—6 км.

Итак, в пределах хионосферы происходит накопление снега. Накапливающийся снег вследствие уплотнения, временного подтаивания и перекристаллизации преобразуется в зернистый *фирн*, а затем в массивный кристаллический *елетчерный лед*.

Важнейшим свойством льда, обуславливающим его рельефообразующую роль, является способность к пластическому течению, возникающая под давлением, т. е. под действием веса вышележащего льда. Пластичность льда возрастает с увеличением мощности льда и с общим повышением температуры, а также в связи с понижением в глубине толщи температуры плавления льда. В зависимости от температуры течение начинается уже на глубинах от 15 до 30 м. Таким образом, лед, хрупкий на поверхности и способный давать крупные трещины, на глубине оказывается пластичным и движется по законам, близким к законам движения вязкой жидкости. Под действием силы тяжести лед стекает в понижения рельефа и, кроме того, он движется от участков с большим давлением к участкам меньшего давления, т. е. при известных условиях может течь и против силы тяжести — вверх.

Вязко-пластическое течение льда дополняется скольжением отдельных пластин внутри льда с образованием надвиговых чешуй, сдвигов и трещин срезывания. Третьим видом движения являются поступательные перемещения всей массы льда, сопровождающиеся скольжением его по ложу и интенсивным напором льда на находящиеся под ним и впереди горные породы. Именно этот вид движения вызывает *гляциодислокации* — образование складок и надвигов в слоистых породах ложа и смещение отложений самого ледника. Скорости движения ледников сильно колеблются, но очень невелики. Обычно они составляют десятки или сотни метров в год.

Стека под действием силы тяжести вниз, ледники попадают за пределы хионосферы, где начинается их стаивание, которое кладет предел распространению льдов. Различают, таким образом, *область питания* ледников и *область их стаивания* или *абляции* (убыли), границей между которыми является снеговая линия.

Область питания представляет в то же время и зону активной разрушительной деятельности ледников. Это область ледниковой денудации, ледникового выноса. Эта деятельность проявляется первоначально и в области стаивания ледников, на всей площади их стока, однако здесь она раньше прекращается, сменяясь аккумуляцией. Область стаивания отвечает зоне ледниковой аккумуляции. Стаивание льдов вызывает появление потоков талых вод и ледниковых озер, что влечет за собой образование флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений и форм рельефа, парагенетически связанных с ледниковыми. Они частью накладываются на краевую часть зоны ледниковой аккумуляции, частью образуют самостоятельную перигляциальную зону, где широко проявляются также мерзлотные, эоловые и солифлюкционные процессы.

В процессе своего движения ледники проводят огромную разрушительную работу. Эта сторона деятельности ледников получила название *экзарации*. *Экзарация* при скальном ложе выражается в *ледниковой корразии* — царапании и истирании ложа при движении льда впаянным в лед обломочным материалом и в *отрыве* и уносе льдом блоков горных пород, ограниченных трещинами. Разрушение путем отрыва значительно более эффективно, но проявляется только при сильной трещиноватости горных пород. Именно поэтому ледники особенно активно разрушают сильно трещиноватые породы. Не трещиноватые породы, даже более мягкие, оказываются устойчивее. При движении ледника по рыхлым или слабым осадочным породам главную роль в экзарации, помимо истирания, приобретают различные типы гляциодинамических воздействий — *срезывание* с отщеплением пластин пород ложа, *выдавливание* с образованием складок волочения и ядер внедрения и др.

Деятельность ледников не определяется каким-либо базисом эрозии, чем она в корне отличается от деятельности водных потоков. Вследствие этого ледники могут вырабатывать крупные

глубокие замкнутые котловины, если на их пути встретятся легко разрушаемые сильно трещиноватые или рыхлые породы.

Лед обладает колоссальной транспортирующей способностью, поэтому ледники переносят огромный объем обломочного материала и обломки громадной величины. В процессе переноса материал, захваченный льдом, подвергается длительной обработке, выражающейся в перетирании и дроблении обломков. При этом образуется очень большое количество тонкого пылеватого материала и различного размера песчаных зерен, гравий, галька и валуны с характерной штриховкой на сглаженных поверхностях. Часть материала остается в виде щебня и глыб. Обработано крупными обломком связана с их коррозией при неравномерном движении отдельных горизонтальных струй льда. Каждый валун как бы обтекается снизу и сверху льдом с впаянным в него мелкообломочным материалом. При этом удлиненные обломки приобретают характерную для ледниковых валунов «утигообразную» форму, изометрические — несколько плоских граней. Галька и тем более гравий бывают плохо окатаны.

Обломочный материал, переносимый и откладываемый льдом, образует *морены*. Термин «морена» имеет три значения. Различают *подвижные* — переносимые льдом морены, *отложенные* морены — различные генетические типы ледниковых отложений и *морены* как формы аккумулятивного ледникового рельефа.

Значение ледникового рельефа и отложений связано с очень широким былым распространением ледников на материках северной полушария. В плейстоцене во время максимального оледенения ледники покрывали Северную Америку до 40° с. ш., Европу до 50° с. ш., Западную Сибирь до 60° с. ш. В настоящее время площадь ледников резко сократилась. Они сохранились лишь в Гренландии и на некоторых арктических островах. На освобожденной от льда огромной территории широко развиты ледниковые формы рельефа и отложения.

Существует два основных типа оледенения — *материковое* и *горное*. По характеру рельефообразующих процессов и связанных с ними отложений и форм рельефа эти оледенения настолько различны между собой, что должны рассматриваться совершенно раздельно.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ МАТЕРИКОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Материковые льды относятся к *покровным ледникам* и охватывают обширные пространства суши. В настоящее время они имеются только в Гренландии (1,83 млн. кв. км) и в Антарктиде (13,9 млн. кв. км), но в плейстоцене льдом было покрыто более 48 млн. кв. км, или около 32% всей суши. Поверхность материковых ледников имеет слабо выпуклую форму, но в общем почти горизонтальна. В Гренландии отметка ее высшей точки равна 3300 м. Уклон 3—5 м на 1 км и только в краях ледника он дости-

гает 15 м на 1 км. Ложе ледника имеет слабо вогнутую форму, местами отрицательные отметки, мощность льда составляет в центральной части до 3400 м. Ледники во многих местах достигают берега моря, обрываясь уступом более 100 м высотой. В Антарктиде ложе ледника неровное и также иногда находится ниже уровня моря. Мощность льда доходит до 4500 м. Льды не только выходят к морю, но и покрывают более 1 млн. кв. км его поверхности у берегов, образуя *шельфовые ледники*, внешняя часть которых находится на плаву.

Область питания материковых ледников («центр оледенения») находится в той их части, где выше снеговой линии выпадает наибольшее количество снега, т. е. там, где происходит максимальное накопление льда. В плейстоценовых ледниках Европы она располагалась в пределах Балтийского щита. В Гренландии две области питания находятся в ее восточной части. Отсюда, несмотря на в общем почти горизонтальное положение ледника, происходит растекание льда к его периферии.

Динамика движения материковых льдов достаточно сложна. В области питания преобладает нисходящее движение — лед оседает вниз по мере накопления снега и фирна. Глужке и ближе к периферии этой области начинает преобладать горизонтальный донный отток льда. Лед медленно растекается под действием горизонтальных градиентов давления, обусловленных уменьшением мощности ледника к его периферии. Лед течет под давлением также и вверх по уклону земной поверхности. Так, ледники из Финляндии и Карелии преодолевали Валдайскую возвышенность и Скандинавские горы. Это доказывается по присутствию валунов горных пород Балтийского щита. Их находят на р. Днепр в 1000 км от коренных выходов на поверхность, на Атлантическом побережье Скандинавии.

Из-за неровностей ложа ледника в его теле возникают неравномерно движущиеся потоки. Скорость зависит от уклона ложа и от мощности льда. На периферии ледникового щита, в углублениях его ложа возникают *выводные ледники* с повышенной скоростью стока. В краях ледника важное значение приобретает напорное движение льда всей массой.

Распространение ледников лимитируется климатическими условиями. Положение края ледника определяется соотношением между притоком льда и стаиванием. Как только стаивание льда уравновесит его приток, край ледника приобретает стационарное положение. При потеплении климата ледники сокращаются («отступают»), при похолодании, или при увеличении притока льда начинают вновь наступать. При стаивании льда крупные участки его отчленяются от основной части покрова, образуя площади *мертвого льда*, теряющего свою подвижность.

В общем комплексе ледниковых образований на территории плейстоценовых материковых оледенений хорошо развиты все три их главных области.

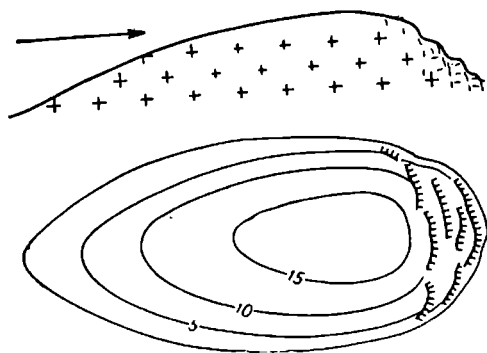


Рис. 40. Схема рельефа «бараньего лба» (в разрезе и в плане). Стрелка указывает направления движения льда; горизонтали проведены через 5 м

Экзарационный рельеф области ледниковой денудации. Разрушительная работа материкового льда ведет к общему сглаживанию выступов на поверхности Земли. Мощные толщи льда стремятся срезать выступающие участки рельефа. Большое значение имеет ледниковая корразия. На поверхности ложа ледников характерны шлифовка и полировка скал и в то же время наличие шрамов — борозд и царапин, оставленных более прочными обломками. Наблюдения над ориентировкой шрамов дают возможность (статистическим методом) определить направление движения льда. Гораздо более важную роль играет разрушение путем отрыва. Блоки горных пород смещаются давлением ледника. Кроме того, благодаря периодическому подтаиванию льда на глубине талые воды попадают в трещины горных пород, ограниченные ими блоки вмораживают в лед и уносятся ледником.

При благоприятных топографических и геологических условиях (например, когда ледники перекрывают крупные участки эрозионных останцов бронирующих толщ, при встречном подъеме пластов) материковые льды способны срезать и смещать целые скальные массивы площадью до нескольких квадратных километров.

Наиболее характерны отрицательные формы рельефа, обусловленные экзарацией. Это длинные и нередко узкие борозды сложной, часто причудливой конфигурации, и неправильные котловины. Обычно они бывают заняты озерами. Очень типичен озерный ландшафт Финляндии и Карелии. Анализ расположения озер показывает их тесную связь с геологической структурой, приуроченностью борозд и котловин к зонам повышенной трещиноватости.

Положительные формы рельефа также обнаруживают связь с геологическим строением. В виде скалистых выступов сохраняются наиболее массивные породы. По сети трещин развиваются углубления. Очень распространен мелкохолмистый рельеф. Характерны асимметричные, односторонне сглаженные холмы, называемые «бараньими лбами» (рис. 40). Наблюдения над их ориентировкой также важны для установления направления движения льдов. На участках скопления «бараньих лбов» образуется своеобразный рельеф «курчавых скал». На побережьях затопленный морем мел-

кохолмистый рельеф образует *шхеры* — участки берегов со множеством мелких островов типа бараньих лбов. Между бороздами озер нередко протягиваются невысокие скальные гряды, также сглаженные ледником, называемые *сельгами*.

Отложения и рельеф областей ледниковой аккумуляции. Подвижные морены (донные и внутренние), заключенные во льдах, дают начало отложенным моренам, образующимся при аккумуляции. Процесс этот осложняется тем, что накопившийся материал в своей верхней части подвергается действию талых вод ледника и, кроме того, после начала стаивания возможны новые подвижки льда, который механически воздействует на свои отложения и на успевшие уже накопиться водно-ледниковые отложения. В связи с этим строение ледниковых отложений достаточно сложно, особенно в краевой части ледников.

По Е. В. Шанцеру различают два генетических типа материковых отложенных морен — *основные морены* и *краевые морены*. Кроме того с материковым оледенением тесно связана группа *ледниково-морских отложений*, образующихся при участии шельфовых ледников.

Наиболее широко распространены основные морены, занимающие обширные площади территории растекания льда.

Основные морены состоят из самых разнообразных по размерам частиц — от глинистых до валунных. Для них характерны площадное залегание, отсутствие сортировки обломочного материала по величине и настоящей слоистости. Важным признаком является наличие валунов различных крепких пород, принесенных ледником издалека. Характерную литологическую разновидность основной морены представляет *валунный суглинок* — чрезвычайно сильно уплотненный, лишенный слоистости и содержащий большее или меньшее количество щебня, гальки и валунов различных пород, обычно совершенно чуждых данной местности. Так, среди гальки и валунов основной морены в Европе часто попадаются кристаллические породы Балтийского щита и крепкие палеозойские породы его обрамления. Встречаются также песчано-гравийные и грубые валунно-щебнистые морены лишь с небольшой примесью суглинка. Изучение состава валунов является важным методом, позволяющим установить пути движения льдов и центры разноса обломочного материала. Моренные суглинки и глины отличаются необычайно высокой плотностью, делающей их надежными основаниями для строительства. Цвет суглинков обычно бурый или серый, но может быть красновато- и желто-бурый.

С удалением от области ледниковой денудации в составе морены увеличивается количество пылеватого материала и заметно уменьшается величина валунов, что связано с перетиранием и дроблением обломков в процессе их переноса ледником. Близ зоны выноса (например, в Эстонии) очень часты валуны 1—2 м в поперечнике, встречаются и размером до 10 м, в Московской области они не превышают 0,7 м, на Дону и Днепре — не больше 0,2 м.

Состав и цвет морены зависят также от геологического строения ложа ледника. Разумеется, ледники и в зоне аккумуляции в процессе своего растекания активно денудировали. Поэтому они почти нацело разрушают более древние рыхлые отложения и срезают крупные участки коренных пород, обогащая морену местным материалом. Так образуются местные морены. Примером могут служить морены средней полосы России, местами обогащенные черными юрскими глинами.

При срезании и перемещении льдами крупных массивов горных пород образуются *отторженцы*, огромные, измеряемые сотнями метров в поперечнике поля древних пород, залегающие среди морены. Широко известны отторженцы известняков нижнего карбона в Калининской области, которые были перемещены ледником на 120 км, согласно А. И. Москвитину.

Мощность основной морены сильно колеблется в зависимости от количества материала, находившегося в леднике, и рельефа ложа. Обычно она бывает от 5 до 15 м, изредка до 20—50 м. Главная часть этих отложений формируется под покровом льда в результате оседания донной морены, теряющей подвижность еще во время движения ледника, при перегрузке обломочным материалом его нижних слоев. Для этой *базальной фации* характерны гляциодинамические текстуры, возникающие в донной морене еще при ее движении. По Ю. А. Лаврушину, основные морены по своим текстурным подразделяются на монолитные, образующиеся в условиях пластического течения льда, с плитчатыми и сланцеватыми текстурами, и чешуйчатые, возникающие при движении льда по сколам, со сложными полосчатыми текстурами надвиговых чешуй. Для них характерна гляциодинамическая ориентировка валунов, вытянутых параллельно движению льда. Базальная морена при стаивании ледника перекрывается материалом, вытаявающим из толщи льда (*абляционная фация*) и в той или иной степени промытым талыми водами и, в связи с этим, более опесчаненным и крупнообломочным. Эта фация обычно имеет подчиненное значение, но местами замещает большую часть толщи.

В рельефе основные морены образуют *холмисто-западные моренные равнины* со множеством пологих холмов, нередко причудливых в плане очертаний, сочетающихся с находящимися между ними неглубокими, часто бессточными впадинами, первоначально занятыми озерами. Хаотически расположенные холмы местами группируются в пологие увалы, разделяющие более крупные низины. Образование такого рельефа связано с неравномерным распределением обломочного материала в толще льда. Возникновение некоторых западин объясняется явлениями термокарста с вытаиванием, уже после отложения морены, участков погребенного льда. Среди полого-холмистого ландшафта встречаются и районы первично выровненного рельефа морены. Их объясняют выровненным характером подледного рельефа и равномерным стаиванием льда.

Друмлинды. По периферии покрова основной морены, примыкая к поясу краевых морен, местами располагаются участки очень

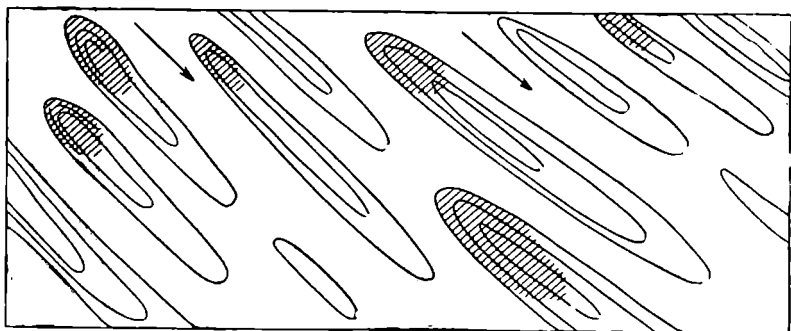


Рис. 41. Схема расположения и форма друмлинов в плане.

Штриховкой показаны погребенные скальные выступы, стрелками — направление движения льда; горизонтالي проведены через 5 м

своеобразного упорядоченно-холмистого ландшафта. Здесь скапливаются удлиненно-овальные холмы, вытянутые в направлении движения ледника и сложенные полностью или частично моренным материалом. Их называют друмлинами. Количество их на одном участке достигает несколько тысяч. Размеры — от 400 до 2,500 м в длину, от 150 до 400 м в ширину, от 5 до 45 м в высоту. Конец друмлины, обращенный навстречу движению льда, более тупой и высокий, противоположный конец несколько уже и значительно положе (рис. 41).

Происхождению друмлинов дают различное объяснение. Из расположения друмлинов вдоль движения льда и их формы видно, что образование их обусловлено обработкой движущимся льдом уже отложенного моренного материала, т. е. они представляют сложную экзарационно-аккумулятивную форму. Первичные неровности, из которых образуются друмлины, возникают при резко неравномерном распределении обломочного материала в толще льда. Важную роль в этом могут играть многочисленные в краевых частях ледников крупные зияющие продольные трещины, в которые выдавливается льдом и сносится талыми водами обломочный материал, а также резкие выступы ложа, за которыми происходит скопление обломков.

В СССР друмлины известны в Ленинградской, Псковской областях и в Прибалтике. Широко распространены они в ГДР, Ирландии и Северной Америке.

Краевые или, как их чаще называют, *конечные морены* образуются при длительном стационарном положении края ледника, вдоль его границы. Такое положение возникает, когда при данных климатических условиях количество притекающего льда равняется количеству стаивающего. В этом случае ледник, продолжая транспортировать обломочный материал, сгруживает его у своей окраины, и чем дольше это будет продолжаться, тем больше скопится обломочного материала. Краевые морены формируются в условиях сочетания интенсивного стаивания льда, обуслав-

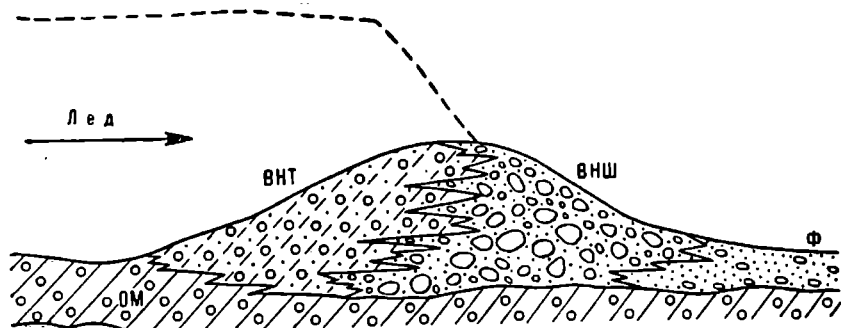


Рис. 42. Схема строения насыпной краевой морены.

ВНТ—внутренняя фация; ВНШ—внешняя фация; ОМ—основная морена; Ф—флювиогляциальные пески; пунктир — контур края ледника

ливающего большую роль талых ледниковых вод, и активного поступательного движения льда, теряющего в краях ледника свою пластичность и движущегося как жесткий массив. Напорное движение льда имеет важнейшее значение в образовании краевых морен, многие из которых представляют собой крупные гляциодислокации. Процесс этот осложняется осцилляциями — мелкими колебаниями края ледника, связанными с изменениями климата. При отступании ледника перед его краем накапливаются различные водно-ледниковые отложения, при наступлении они либо перекрываются снова мореной, либо смещаются напором льда, образуя надвиговые чешуи в теле морены. Важную роль играют крупные трещины, продольные и поперечные к краю ледника. Промытые талыми водами, они образуют большие щели и колодцы в теле ледника, заполняемые затем обломочным материалом.

Выделяются два типа краевых морен — *насыпные* и *напорные*. И те, и другие образуются в процессе длительного сгруживания моренного материала у края ледника. Важной особенностью их отложений является существенная роль талых ледниковых вод в их образовании. Потоки талых вод, промывая собственно ледниковые отложения, выносят более мелкий материал, обогащая морену крупными обломками. Поэтому в составе краевых морен преобладают грубые гравийные пески, насыщенные галькой и валунами. *Насыпные морены* формируются при преобладающей роли вытаивания материала, приносимого ледником. Напор льда лишь осложняет их строение. В поперечном разрезе выделяются две фации — внутренняя, переходная к основной морене, отличающаяся еще значительным содержанием суглинистого материала, и внешняя, хорошо промытая (рис. 42). *Напорные морены* образуются при смещении отложенного материала, а нередко и коренных пород ложа, напорным движением льда. В составе этих морен, кроме ледниковых и водно-ледниковых отложений, могут участвовать и пакеты, линзы коренных пород, срезанные ледни-

ком, и вся толща оказывается сильно деформированной. Мощность краевых морен очень неравномерна, но может достигать 100 м и более.

В рельефе краевые морены выражены поясами многочисленных, иногда очень крупных холмов с крутыми склонами и протяженных извилистых *гряд конечных морен*, разделенных перемычками на отдельные звенья. Гряды асимметричны, с более крутыми внутренними склонами. Часто они группируются по две или три, вместе образуя более широкие возвышенности. Относительная высота конечноморенных гряд достигает нескольких десятков метров, иногда более 100 м. В плане характерны изгибы гряд, своей выпуклостью обращенные во внешнюю сторону. Ширина этих поясов достигает 5—60 км. С внутренней стороны к поясу краевых морен примыкает холмисто-западинный рельеф основной морены, а с периферии они окаймляются своеобразным рельефом водноледникового происхождения.

Конечные морены имеют важнейшее историко-геологическое значение. Они отмечают границы распространения ледников и стадии их отступления, указывают на эпохи стабилизации климатических условий далекого прошлого.

В европейской части СССР имеется до пяти крупных конечноморенных поясов, каждый из которых включает по несколько гряд.

Ледниково-морские отложения стоят совершенно особняком среди других генетических типов ледникового ряда, так как представляют собой морские образования. Они встречаются, однако, и на суше, где оказываются либо после регрессии моря, либо в результате выноса льдом при пересечении покровными ледниками морских впадин. Подобные условия существовали в четвертичном периоде при движении ледников с Новой Земли на материк через Печорское и Карское моря.

Возникновение ледниково-морских отложений связано с шельфовыми ледниками, находящимися на плаву илидвигающимися по морскому дну. При нахождении ледника на плаву из него вытаивает материал донной морены и оседает на дне моря, образуя нередко крупные линзовидные пласты, переслаивающиеся с обычными морскими осадками. В морену при этом попадают остатки морских организмов, встречающиеся и в прослоях морских слоев. Моренные суглинки ледниково-морского генезиса отличаются от обычных заметно пониженной уплотненностью. Характерным признаком морены остаются обильные валуны. При движении ледника по морскому дну эти отложения захватываются льдом, и затем могут быть вынесены им на сушу, где и отлагаются в составе основной морены.

Отложения и рельеф, связанные с водно-ледниковыми процессами, характерны не только для внешней перигляциальной зоны ледникового комплекса. По мере стаивания ледников они формируются на всей их площади, включая и область ледниковой денудации, где они, благодаря своему недавнему образованию, выражены даже наиболее полно и отчетливо.



Рис. 43. Общий вид оза (по С. А. Яковлеву)

Среди водно-ледниковых образований выделяется группа флювиогляциальных отложений и образуемых ими форм рельефа и группа озерно-ледниковых (лимногляциальных) отложений.

Флювиогляциальные образования связаны с деятельностью потоков талых ледниковых вод и поэтому обнаруживают некоторое сходство с аллювием. Эти образования подразделяются на внутри- и приледниковые (озы и камы) и внеледниковые (зандровые пески). К той и другой подгруппам относятся также флювиогляциальные суглинки.

Внутри- и приледниковые образования (озы к камы) формируются в краевой зоне ледников и вдоль их внешнего края. Они откладываются мощными потоками талых вод, которые бывают подледниковыми, внутрiledниковыми и надледниковыми, а также образуются в связанных с этими потоками озерах и разливах. Подледниковые потоки в краевой зоне ледников, несомненно, размывают донную морену, а иногда и породы ложа и могут вырабатывать разнообразные подледные долины. Но главная роль всех этих потоков заключается в перемыве материала морены и переотложении его текучими водами.

Озы представляют собой узкие длинные извилистые валы и гряды, расположенные поперечно к конечным моренам, т. е. примерно вдоль движения ледника. Они пересекают рельеф, не считаясь с его неровностями, то спускаясь в долины, то поднимаясь на холмы. Иногда озы сливаются друг с другом, подобно потокам, образуя ветвящиеся системы. Длина их достигает десятков километров, высота 20—50 м, ширина 100—300 м, местами до 1—3 км (рис. 43). Озы слагаются песками, гравием, галечником и валу-

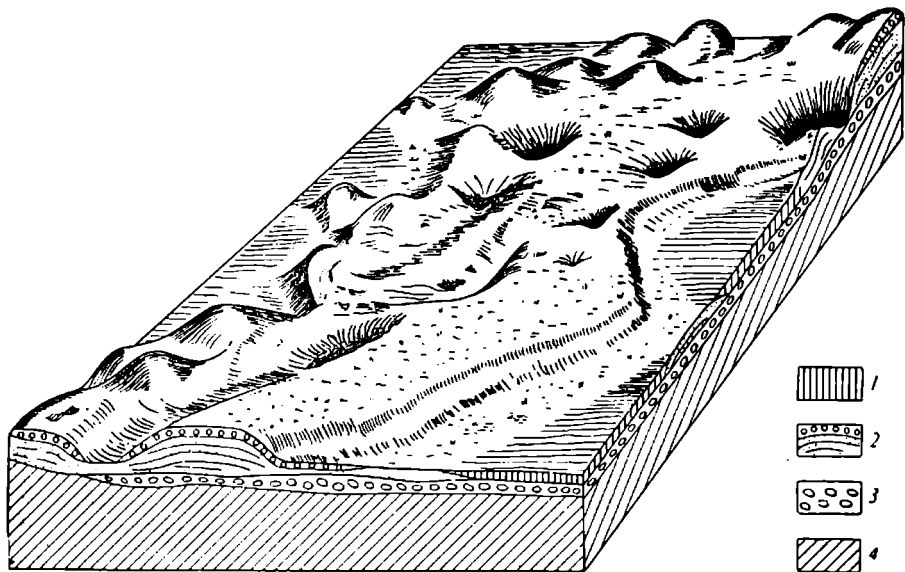


Рис. 44. Блок-диаграмма камов (по С. А. Яковлеву).

1 — торф; 2 — оболочка из валунной супеси; 3 — основная морена; 4 — коренные породы

нами. Материал заметно окатан и отмыт. В большинстве озов наблюдается хорошо развитая слоистость — горизонтальная и косая, близкая к слоистости потоков, реже слоистость выражена плохо.

Все признаки озов указывают, что это отложения потоков талых вод, отличавшихся быстрым течением и активно перемывавших моренный материал, влекомый ледником. Перемытый материал отлагался в руслах, образуя лентообразные в плане линзы, которые при стаивании льда проектировались на поверхность его ложа. Озы, формировавшиеся в нижних слоях льда, местами перекрывались мореной. Слоистость сохранялась хорошо лишь в руслах подледниковых потоков. Часть озов с хорошо выраженной слоистостью, по объяснению шведского геолога Де-Геера (1897 г.), представляет результат отложения материала в конусах выноса ледниковых потоков, образующихся в период отступления ледника, когда суммирование ежегодных конусов выноса дает лентообразную в плане форму. Подобное явление описано Н. Г. Загорской (1959 г.) у края ледника Северной Земли.

Озы широко распространены в Финляндии и на прилегающей к ней территории СССР.

Камы в рельефе представляют собой плоские обширные холмы с пологими и крутыми склонами высотой 10—20 м. Часто они располагаются группами и разделяются заболоченными низинами, выстланными основной мореной (рис. 44). Сложены камы песками,

супесями, суглинками. Слоистость обычно хорошо развита, но встречаются камы и без слоистости. Различают лимнокаммы, образующиеся в ледниковых озерах, и флювиокаммы, связанные с потоками.

Образование лимнокаммов с нарушенной слоистостью связывают с наледниковыми озерами. Сносимый сюда талыми водами материал после стаивания льда оседает на поверхность основной морены, образуя теперь неправильные холмы. Лимнокаммы с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью образуются в озерах, возникающих в проталинах на участках «мертвого» (неподвижного) льда и в подледных озерах, занимавших обширные вытаявшие гроты. Отложение материала, приносимого талыми водами, в этих случаях идет уже на поверхности подстилающей морены, часто с остатками льда, вытаивание которого позднее ведет к образованию термокарстовых воронок (см. рис. 44).

Флювиокамовые холмы с преобладанием в их составе песков, нередко с примесью гальки, и с хорошо выраженной косою слоистостью могут возникать при стационарном положении края ледника, как приледниковые конусы выноса потоков талых вод, устье которых временами перемещается, то расширяя холм, то создавая рядом новый.

Камы встречаются там же, где и озы. Большое количество их имеется в Прибалтике и в Ленинградской области.

В широких разливах талых ледниковых вод на плоской поверхности ледника могут отлагаться также флювиогляциальные суглинки. После стаивания льда они оседают, сплошным чехлом перекрывая морену. Таким путем, по А. И. Спиридонову, объясняется образование неслоистых покровных суглинков на возвышенностях Средней России, где они залегают на морене.

Внеледниковые образования формируются за пределами ледника в перигляциальной зоне. Главную роль тут играют *зандры*, представляющие собой песчаные равнины, примыкающие к внешнему краю конечноморенного пояса. Пески образуют довольно крупные по размерам площади — *зандровые поля*; иногда зандры занимают пологие низины и имеют вытянутую форму. Поверхность зандров нередко бывает слабо наклонной от края ледника. В строении зандров преобладают пески, обычно содержащие гальку и мелкие валуны. По направлению к леднику пески замещаются гравийно-галечными отложениями. К периферии они иногда сменяются *флювиогляциальными суглинками*.

Зандры образуются на приледниковых равнинах блуждающими по ним потоками талых ледниковых вод, перегруженных вымытым из ледника моренным материалом.

Озерно-ледниковые отложения. Со стаиванием материковых ледников связано образование многочисленных озер. В условиях сурового климата в них накапливался мелко- и тонкообломочный материал без примеси органического вещества. Озерно-ледниковые отложения отличаются хорошей отсортированностью и тонкой параллельной слоистостью.

В особенности большое значение имеют так называемые *ленточные отложения*. Они состоят из правильного чередования мелкозернистых светлых песков, образующих более крупные (до нескольких сантиметров) летние слои, и темных глин, образующих зимние, более тонкие слои. Каждая пара слоев отвечает одному году, что дает возможность точно подсчитать время существования озера. Соотношения мощности слоев, зависящие от мелких климатических колебаний, выдерживаются на больших пространствах, что дает возможность сопоставлять слои соседних водоемов. На этом основан геохронологический метод, разработанный Де-Геером.

В рельефе озерным отложениям отвечают участки озерных равнин, но часто они бывают перекрыты отложениями другого генезиса и залегают в погребенном состоянии.

Преобразование ледникового рельефа. Первичный ледниковый рельеф сразу же после своего образования подвергается воздействию талых вод и солифлюкции. Эти процессы ведут к сглаживанию холмов, к заполнению впадин. В дальнейшем развитии этого рельефа можно выделить две стадии, связанные с преобразованием его флювиальными процессами. На первой стадии развиваются озерно-речные системы — цепи озер, занимающих впадины рельефа, соединенные между собой реками. Таков рельеф района Ладожского озера, области, недавно оставленной ледником. На второй стадии, в области, ранее освободившейся от оледенения, озера оказываются спущенными, оставшиеся на их месте озерные равнины прорезаны реками, склоны сильно переработаны эрозионными и делювиальными процессами.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Горные ледники встречаются в горах там, где горы поднимаются выше снеговой границы. По сравнению с материковыми, горные ледники имеют меньшие размеры и мощность льда; направление их движения и форма зависят от рельефа подледниковой поверхности, а скорость движения определяется прежде всего уклоном.

Выше снеговой линии, в области питания, обычно в углублениях рельефа, происходит накопление снега, превращение его в фирн и глетчерный лед. Образуются *фирновые бассейны*, откуда лед под действием силы тяжести медленно стекает ниже снеговой линии, попадая в область абляции, где идет его стайвание. Сток льда в горах происходит по доледниковым эрозионным долинам в виде *ледниковых языков*.

Поверхность фирновых бассейнов (полей) в поперечном разрезе обычно слабо вогнутая в результате оттока льда. Поверхность ледниковых потоков в таком же разрезе выпуклая вследствие повышенного притока льда в средней части. Продольный профиль ледника может иметь весьма различные уклоны, отра-

жающие неровности ледникового ложа. На крутых участках, где скорость потока повышена (ледопады), образуются системы больших поперечных трещин.

Положение снеговой линии в горах можно определить приближенно по смене на поверхности ледника (летом) льда в области абляции снегом в области питания. Более точно снеговую линию можно определить картографически по переходу выпуклого профиля ледникового языка в вогнутый профиль фирнового бассейна. Она проходит по прямой горизонтали на поверхности ледника; выше этой линии горизонталь обращена выпуклостью вверх (вогнутая поверхность фирнового бассейна), а ниже, на ледниковом языке — выпуклостью вниз (метод Гесса). Есть ряд других картографических методов, нередко применяемых для определения положения снеговой линии былых оледенений.

Типы ледников. Различают горный и горно-покровный типы оледенения. Главным типом горных ледников являются *долинные*, или *альпийские ледники*. Они характеризуются наличием фирнового бассейна и хорошо развитого ледникового языка. При слиянии нескольких простых ледников, как правило, образуются *древовидные ледники*. К более мелким, но очень часто встречающимся ледникам относятся *каровые ледники*, которые заполняют креслообразные углубления — кары в верхней части склонов гор и не имеют языка, и *висячие ледники*, заполняющие небольшие впадины на склонах гор, откуда иногда спускаются и «висят» на склоне короткие ледяные языки (рис. 45).

К *горно-покровным ледникам* относятся плоскогорные и предгорные и ледники вулканических конусов. *Плоскогорные ледники* (скандинавский тип) образуются на больших плато и плоскогорьях, с которых по долинам рек спускаются в виде ледниковых языков. *Предгорные ледники* (маяспинский тип) образуют сплошной ледяной покров при слиянии на предгорной равнине выходящих из гор по долинам ледниковых языков. *Ледники вулканических конусов* (эльбрусский тип) имеют шапкообразное фирновое поле и несколько отводящих ледяных языков.

Экзарационный рельеф в горных странах отличается большим своеобразием и придает неповторимый облик высоким частям гор. Главную роль играют отрицательные формы — кары, ледниковые цирки и трюги. *Кары* (австр. Kar, Kaht — кар) представляют собой креслообразные, нередко вытянутые вниз по склону углубления с крутыми, местами отвесными стенками и пологим, вогнутым дном. Они возникают под толщей льда фирновых бассейнов вследствие морозного выветривания и экзарации. При этом происходит постоянное углубление впадины, максимальное там, где мощность льда и, следовательно, скорость его течения больше, чем и объясняется вогнутая форма днища. Кроме того, идет расширение впадины вследствие стачивания стенок движущимся льдом, чему весьма способствует морозное выветривание. Обычно кары развиваются несколько выше уровня снеговой линии.



Рис. 45. Троговая долина ледника. Хорошо видны плечи трога (П) и средние (с) и боковые (б) морены. - Фото Э. Я. Левега

При разрастании и слиянии каров они преобразуются в ледниковые цирки — крупные впадины циркообразной или неправильно-вытянутой формы, обрамленные с трех сторон высокими скалистыми хребтами, а с четвертой — открытые вниз по склону гор, куда происходил сток льда в виде языка (см. рис. 45). Чаще всего ледники используют при этом уже имеющиеся эрозионные долины, которые преобразуются языками ледников в характерные корытообразные ледниковые долины — троги (нем. Trog — корыто). Троги имеют широкое полого-вогнутое дно и крутые склоны, вытаскиваемые движущимся льдом. При этом происходит спрямление долин, срезание льдом поперечных хребтиков, образованных излучинами речной долины. Продольный профиль трогов отличается изменчивыми уклонами, местами с резкими ступенями — ригелями (нем. Rigel — преграда), чередующимися с пологими участками. Встречаются и обратные уклоны. Перепады в продольном профиле трогов обусловлены либо соседством резко различающихся по устойчивости горных пород, либо внезапным увеличением массы льда при слиянии двух ледников.

В поперечном профиле трога, выше крутой части его склона, наблюдается нередко выпуклый перегиб к пологому, наклонному к долине участку склона, называемому плечом трога (см. рис. 45).



Рис. 46. Карлинг. На переднем плане стена ледникового цирка и его плоское днище. Справа — висячий ледник. Фото Э. Я. Левена

Здесь, так же как и на крутом склоне трога, видны ледниковые шрамы и борозды. Иногда имеются остатки морены. Плечи трога возникают как результат срезания ледником склонов прежней речной долины (имевших меньшую крутизну, чем склоны трога) и последующей обработки льдом зоны перегиба. Характерной чертой ледниковых долин является также наличие висячих долин; поскольку масса льда в главном леднике больше, чем в боковом, первый вырабатывает более глубокий трог, а притоки — более мелкие трог, часто подвешенные на значительную высоту над дном главного трога.

Положительные формы рельефа ледниковой денудации в горах связаны с разрастанием смежных цирков, между которыми остаются узкие скалистые гребни — *остаточные ледниковые хребты* с зубчатыми вершинами. Среди них выделяются пирамидальные трех- и четырехгранные вершины — *карлинги*, возникающие на стыке трех-четырех цирков (рис. 46). В образовании этих форм большую роль играют морозное выветривание, камнепады и обвалы.

Дальнейшее разрастание ледниковых цирков в условиях стабильности климата и тектонического покоя приводит к леднико-

вой планации — выравниванию гор примерно на уровне фирновых бассейнов. Колебания климата и положения снеговой границы, а также тектонические поднятия гор ведут к образованию нескольких ярусов каров (*лестницы каров*), цирков и трогов.

Аккумулятивные формы ледникового рельефа в горах, как и ледниковые отложения, также имеют специфические особенности. В областях современных оледенений это прежде всего тела самих ледников. В рельефе это *фирновые поля*, занимающие днища цирков и каров, перекрывающие горные плато и вулканические конусы, а также *ледниковые языки*, спускающиеся по трогам. Заключенные в ледниках *подвижные морены* представлены донной, внутренней, боковой, срединной и поверхностной моренами. В горных условиях, помимо экзарационной деятельности ледника, существенную роль в образовании этих морен играют снежные лавины, осыпи, обвалы и камнепады. Лавины имеют большое значение и в питании самих ледников.

В рельефе ледниковых языков наблюдаются боковые и срединные подвижные морены. *Боковые морены* образуются из поступающих со склонов обломков и представляют собой широкие валы высотой 20—30 м по бокам языка. При слиянии ледников их боковые морены объединяются и дают начало *срединным моренам*, также образующим валы на поверхности ледника (см. рис. 45). Срединные морены возникают и при обтачивании ледниками скалистых выступов ложа, торчащих надо льдом — *нунатаков*. В этом случае они могут быть и среди фирнового поля.

После стаивания ледников возникают *отложенные морены*. Они подразделяются на основные, боковые, срединные и конечные.

Основные морены занимают после стаивания льда днища трогов, цирков и каров. В составе основных морен в горах преобладает абляционная морена, образующаяся при вытаивании материала внутренней и поверхностной морен, а иногда и донной морены. Менее развита тут базальная морена, образующаяся, как и при материковом оледенении, из донной морены, отлагающейся под движущимся покровом ледника. Для *основной морены* характерен беспорядочный *холмисто-западинный рельеф*, на фоне которого выделяются продольные гряды *боковых и срединных морен*. При неоднократном понижении поверхности ледника в связи с его абляцией на склоны ледниковой долины соответственно проектируется несколько ярусов террасовидных площадок боковых морен, образующих моренные (ложные) террасы, отличающиеся от речных террас по составу слагающего их моренного материала.

При стационарном положении конца ледника или при стадильных задержках в его отступании там образуются *конечные морены*. Они представляют собой дугообразные гряды моренного материала, перегораживающие долину. Различают насыпные и напорные морены. Последние отличаются сложным чешуйчатым строением и участием в их составе выжатой базальной морены. После отступления ледника за конечно-моренным валом часто возникают подпруженные моренные озера. Более древние морены про-

пиливаются потоками талых ледниковых вод и реками и постепенно сглаживаются и разрушаются.

Моренные отложения горных стран, так же как и равнинных, сложены неслоистыми толщами из совершенно несортированных различного размера обломков, от глыб весом несколько тонн до тонкого глинистого материала. В отличие от морен материкового оледенения в горных моренах преобладает грубообломочный материал с угловатыми, слабо обработанными обломками; это — щебень и глыбы с грубым песчано-глинистым заполнителем. Несколько более обработаны обломки донной морены, где можно видеть и ледниковую штриховку. От склоновых отложений морены отличаются присутствием обломков чуждых горных пород.

Водно-ледниковые (флювиогляциальные и лимногляциальные) отложения горного оледенения развиты незначительно. Флювиогляциальные отложения формируются ниже дуг конечных морен, где они могут образовать несколько уровней *флювиогляциальных террас*, соответствующих нескольким стадиям отступления и остановок ледника, нескольким грядам конечных морен. Эти отложения представлены отсортированным галечным материалом с примесью песка, образовавшимся при перемыве моренного материала вытекавшим из конца ледника потоком. Более грубый обломочный материал накапливается близ внешнего края конечно-моренной дуги и при осцилляции (колебании) края ледника чередуется с моренным материалом, образуя так называемый *переходный конус*. Ниже по долине флювиогляциальный материал становится более мелким и окатанным, постепенно переходя в аллювий горных рек.

С горно-ледниковым рельефом связаны многочисленные троговые, каровые и моренные озера. *Троговые озера* возникают после стаивания ледников в переуглубленных ими низовьях трогов. В плане озера имеют резко вытянутую форму. На морских побережьях им соответствуют фьорды — узкие заливы моря в троговых долинах. *Каровые озера*, занимающие цирки и кары высоко в горах, обычно быстро заполняются продуктами выветривания окружающих склонов. *Моренные озера*, располагающиеся выше гряд конечных морен, также быстро заполняются обломочным материалом ледниковых потоков и, так же как каровые озера, существуют сравнительно недолго. Цирки и кары, не занятые озерами, заполняются щебнистым осыпным материалом со склонов, а по мере выполаживания последних и затухания гравитационных склоновых процессов щебень выветривается, покрывается растительностью и подвергается почвообразованию.

Полезные ископаемые в ледниковых отложениях

Полезные ископаемые, связанные с отложениями ледникового ряда, включают преимущественно строительные материалы. Высококачественное *кирпично-черепичное сырье* и сырье для *гончарных изделий* представляют собой ленточные глины. Широко

используются также моренные суглинки и глины. Большое значение имеют флювиогляциальные пески, зандровые и озовые, как природные гравийно-песчаные смеси, идущие на изготовление *бетона*. Ценный *дорожно-строительный* материал в виде булыжника, галечника и балластных песков доставляют флювиогляциальные пески и перемытые конечные морены.

При разрушении ледниками аллювиальных золотоносных россыпей морены могут обогащаться золотом. Так возникают *ледниковые россыпи*. Однако они редко имеют промышленное значение. Более важны *флювиогляциальные россыпи*, в которых происходит обогащение металлом при перемыве водой моренных или более древних отложений, содержащих золото.

Большое значение при поисках месторождений имеет валунный метод. Изучая пути перемещения моренных валунов, устанавливают местонахождение коренных выходов. Этот метод сыграл, например, важную роль в открытии полиметаллического месторождения Талнах в Сибири.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОБЛАСТЕЙ СУХОГО КЛИМАТА.
ЭОЛОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ОТЛОЖЕНИЯ

Области сухого (аридного) климата характеризуются малым количеством атмосферных осадков (до 100—250 мм в год), высокими летними температурами, сухостью воздуха, высокой испаряемостью, резкими суточными колебаниями температур (на поверхности почвы до 70°), сильными ветрами. Это обуславливает слабое развитие или отсутствие растительного покрова, энергичный ход процессов физического выветривания и исключительно важную роль ветра в рельефообразовании аридных областей. Подобное сочетание условий создает специфический облик геоморфологического ландшафта, присущего пустынным областям или пустыням.

Наиболее обширные пространства пустынь образуют два широтных пояса на земном шаре: в северном полушарии это пустыни Северной Америки к востоку от хребта Сьерра-Невада, пустыни Северной Африки, Аравийского полуострова, Ирана, Средней и Центральной Азии; в южном полушарии — пустыни Калахари и Намиб в Африке, пустыни Южной Америки и Австралии. Климатический характер этой зональности подчеркивается приуроченностью большинства пустынь к тропическим широтам Земли, где широко развиты сухие ветры — пассаты. Часть пустынь расположена севернее этой зоны в условиях сухого континентального климата крупных материков Азии и Северной Америки.

Типы пустынь. Пустыни могут быть и равнинными, и горными. Они подразделяются на каменистые, песчаные, глинистые, глинисто-солончаковые. *Каменистые пустыни*, или гаммады (кыры), представляют относительно возвышенные плато, покрытые тонким плащом щебня и глыб, среди которых возвышаются скалистые останцы. На территории СССР к типу гаммады приближаются пустыни Устюрта. *Песчаные пустыни* имеют наибольшее распространение и занимают огромные пространства как в СССР, так и в других странах. Они обладают песчаным покровом значительной мощности. Широко распространены движущиеся пески. Вопрос о происхождении песков является сложным. Часть их образуется в результате выветривания коренных пород в каменистых пустынях и транспортируется сюда ветром, но основные массивы пустынных песков являются продуктом эоловой переработки на месте песчаных аллювиальных и озерных отложений, заполнявших ранее

обширные депрессии. Здесь характерен сложный комплекс аккумулятивных форм рельефа. Самые крупные песчаные пустыни в СССР это Каракумы и Кызылкумы Средней Азии. *Глинистые пустыни* располагаются по краям или внутри песчаных пустынь. Они формируются в наиболее пониженных участках рельефа и представляют своеобразные ровные, как стол, пространства, сложенные с поверхности глинистыми осадками. Главная роль в их образовании принадлежит стоку поверхностных вод. *Глинисто-солончаковые пустыни* или шоры (соры) отличаются от предыдущих тем, что поверхность там покрыта корочкой соли 1—2 мм, под которой образуется пухлый солончак, состоящий из смеси пыли и солей. Примером подобных пустынь являются давно высохшее Сарыкамышское озеро, соры Урало-Эмбенской области.

Рельефообразующая роль ветра в пустынях. Ветер — главный агент морфогенеза пустынь, проявляет себя в формировании как денудационного, так и аккумулятивного рельефа.

Разрушительная деятельность ветра (дефляция) выражается в выдувании продуктов выветривания и ветровой *корразии*, которые дают начало обширному семейству форм рельефа, развитых преимущественно в каменистых пустынях. Важная особенность ветровой корразии заключается в *подтачивании* склонов у основания. Это связано с тем, что главная масса крупных песчинок переносится в нижних слоях воздушного потока. Выдувание продуктов избирательного выветривания приводит к образованию сложных, нередко причудливых форм (останцов, «болванов», каменных «грибов», качающихся скал и др. (рис. 47), сочетание которых в пределах протяженных скальных уступов производит впечатление крепостных стен, башен, ниш, или «каменных городов». В пересохших речных долинах гравитационные отложения в подножье склонов подвергаются дальнейшему интенсивному физическому выветриванию и измельченный при этом материал выдувается ветром. В результате формируется характерный тип долин «ваади», или «узбоев» с крутыми склонами, резко сочле-



Рис. 47. Скала-гриб, образовавшаяся в результате эоловой корразии в песчаниках Ута. Северная Америка

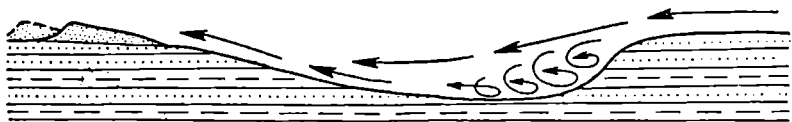


Рис. 48. Строение и условия образования котловин выдувания в разрезе (стрелки — направление ветровых струй)

няющимися с плоским дном и водоразделами. Выдувание в ряде случаев может приводить к препарировке пород не только на крутых склонах, но и на горизонтальных, или слабонаклонных поверхностях. Возникают котлы выдувания, округло-вогнутые желоба и разделяющие их гребни — *ярданги*.

Более крупными формами рельефа, до нескольких сотен метров в длину, являются *котловины выдувания*, «*выдуи*», образующиеся за счет выноса ветром слабо связанного материала продуктов выветривания. Ориентировка их длинных осей определяется как структурным фактором, так и господствующим направлением ветров. Последнее определяет также асимметрию поперечного разреза выдуев (рис. 48).

Формы эоловой аккумуляции распространены исключительно широко в пределах песчаных пустынь. Встречаются они и в азональных ландшафтах по побережьям рек, озер и морей, сложенных поясами песчаных отложений. Морфология аккумулятивных эоловых образований весьма разнообразна, что связано со сложным характером динамики ветрового потока. Широко распространены песчаные бугры, гряды, барханы, дюны.

Возле кустов растений, а также при хаотическом характере ветра образуются *бугристые и кучевые пески*, представляющие собой беспорядочно разбросанные бугры от 1,5 до 10 м высоты, длительно сохраняющиеся в рельефе лишь при условии их закрепления растительностью. При отсутствии таковой их неправильная поверхность постепенно сглаживается более устойчивыми ветрами. Возникают *щитовидные дюны*, которые, по Б. А. Федоровичу, под действием господствующих ветров преобразуются в барханы.

Барханы имеют в плане полулунную форму (рис. 49); их «рога» ориентированы в направлении господствующих ветров. Наветренный склон является отлогим ($5-14^\circ$), подветренный — крутым ($30-33^\circ$), что связано со сдуванием песчаных частиц вверх по его отлогому склону и их осыпанием за гребнем бархана. Подобная динамика определяет внутреннюю косослоистую текстуру бархана и его перемещение в направлении ветра. В размерах барханы варьируют от 3 до 15 м, изредка до 80 м в высоту, что зависит от мощности песков и особенностей ветров. Скорость перемещения барханов может достигать нескольких метров в месяц. Мелкие барханы движутся быстрее крупных и, нагоняя их, образуют *полисинтетические барханы*.

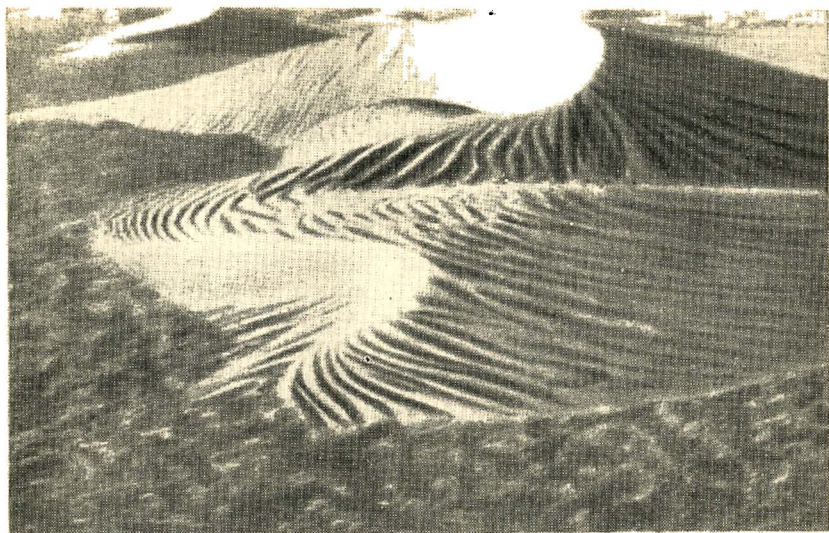


Рис. 49. Бархан. Кара-Кумы. Фото З. Виноградова

При изменении направления господствующих ветров на поперечные барханы преобразуются в *клиновидные пески*, представляющие систему клинообразных холмов, вытянутых в направлении ветра.

Сходными по условиям образования формами являются *барханные цепи*. Они представляют собой песчаные гряды до 400 м длиной, расположенные поперек направления господствующих ветров, которое периодически меняется на противоположное. Поверхность гряд бывает осложнена барханами. Иногда эти цепи образуют параллельные системы. При этом, так как на стыке двух барханов скорость ветра больше, их соединенные «рога» могут выдвигаться вперед быстрее, что в случае установления более постоянных ветров приводит нередко к возникновению поперечных перемычек в депрессии между цепями. Так формируется *ячеисто-грядовый золотый рельеф*.

Барханным пескам противостоят *грядовые золотые формы*. Они представляют собой симметричные в поперечном сечении гряды высотой 10—12 м и шириной 20—30 м, разделенные более широкими плоскими желобами, параллельными друг другу и ориентированными по направлению господствующих ветров. Высота гряд зависит от обширности пустынь и устойчивости господствующих ветров. Поверхность их местами осложняется барханами и поперечными барханными цепями.

Вне области пустынь, на побережьях и песчаных равнинах, ветер образует разнообразные песчаные холмы, называемые *дюнами*. Различают линейные и параболические дюны. *Линейные дюны* представляют собой грядообразные холмы песка, навеянного ветром. Они расположены поперечно к направлению преоблада-

дающих ветров (на побережьях морей и озер — вдоль берега). Поперечное сечение дюн обычно не симметричное, с более пологим наветренным склоном. *Параболические дюны*, как и барханы, имеют форму полумесяца, однако резко отличаются тем, что «рога» дюны обращены навстречу ветру, а выпуклый склон является узким и крутым — подветренным. Образование их связано с увеличением скорости ветра в центре гряды и ослаблением его к краям, что может объясняться сдерживающим влиянием лесной растительности или рельефа.

Ветровые отложения песчаных пустынь представлены эоловыми песками. Особенности их связаны с постоянным перевеванием песчаного материала, испытывающего многократное переотложение и длительный перенос ветром. Поэтому они очень хорошо отсортированы по величине зерен, которые округлены и нередко отшлифованы. В их составе господствует кварц, как наиболее прочный и распространенный минерал, но встречаются и полевошпатовые и даже известняковые и гипсовые пески, что объясняется слабостью химического выветривания. Важным признаком эоловых песков является перекрестная косая слоистость с двумя группами слоев: более пологих ($5-12^\circ$) и более крутых ($28-35^\circ$) — навеваемых и осыпных.

Неэоловые формы рельефа в пустынях. Помимо главенствующих эоловых форм в пустынях развиты также пролювиальные, озерно-хемогенные и формы плоскостного смыва и намыва.

Пролувиальные конуса выноса и веера сухих дельт, образующие в подножьях горных пустынь сплошные шлейфы, являются важным элементом морфологии пустынного пояса. Столь же существенное значение имеют и *педиплены* — равнины подножий, образующиеся при отступании склонов, разрушаемых временными потоками, распластывающимися затем в виде веера у подножья склонов. Широко распространены в пустынях плоские мелкие депрессии — *такыры*, в пределы которых изливаются временные потоки, осаждающие тонкую мусть и образующие грязевую лужу, при высыхании дающую плотную глинистую корку, обычно разбитую сетью полигональных трещин усыхания (рис. 50). Такыры занимают большие площади в глинистых пустынях. При активном перемещении песчаных масс в пустынях нередко можно наблюдать такыры, погребенные под барханами (рис. 51).

Лёссовые ландшафты периферической зоны пустынь. Выше нами рассматривались формы эоловой аккумуляции песчаных масс. Однако ветер переносит и более мелкие, в частности пылеватые (0,01—0,05) частицы. Такие частицы, в силу того что они поднимаются ветрами на большую высоту, могут переноситься в атмосфере на значительное расстояние, осаждаясь на периферии и в значительной мере далеко за пределами пустынь. Попадая в зону влажного климата, эоловая пыль переотлагается текучими водами и входит в состав делювия и других генетических типов отложений. По периферии пустынь, в сухих степях эоловая пыль может накапливаться, образуя пылеватую породу, называемую лёс-

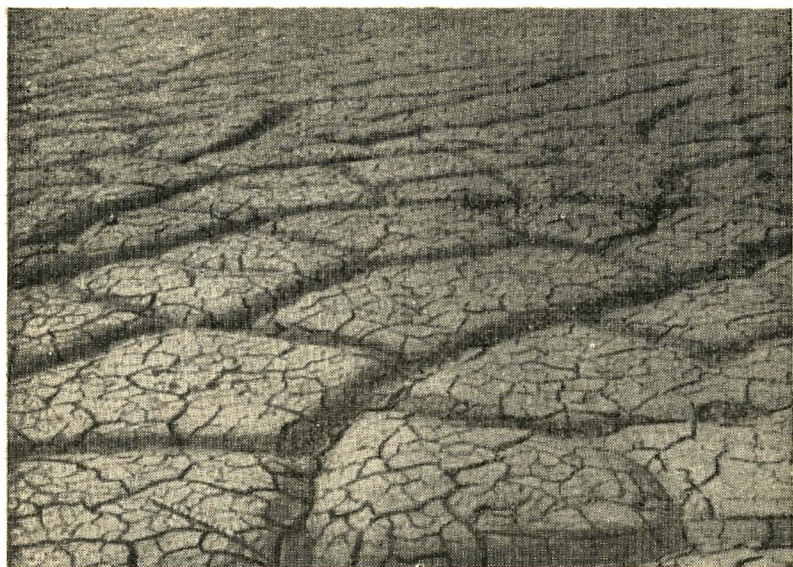


Рис. 50. Трещины усыхания на поверхности такыра. Фото Э. Виноградова.

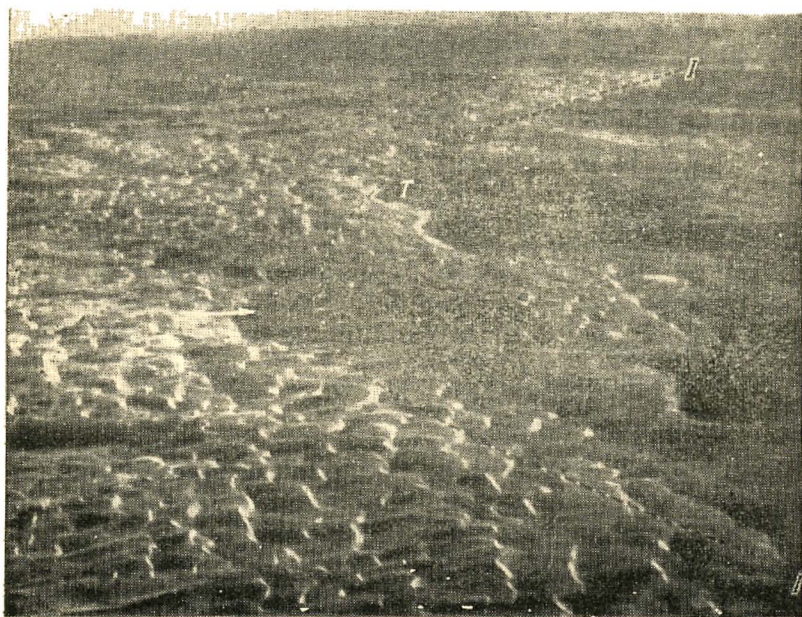


Рис. 51. Наступание барханных песков на такыры (Т)

сом. Лёсс это обычно светлая желтовато-серая (палевая) порода, на 60—95% сложенная частицами размером 0,05—0,005 мм, преимущественно кварцевого состава, неслоистая, мелкопористая, карбонатная (до 30—40% CaCO_3), хорошо держащая вертикальные стенки, при увлажнении образующая просадки. Лёссы отлагаются на разных формах рельефа, и в том числе на водораздельных возвышенностях. Мощность их может достигать многих десятков метров. Лёссы широко распространены в южной части умеренного пояса, в особенности в Китае и Средней Азии. Очень близки к лёссам различного рода *лёссовидные суглинки*, отличающиеся более разнородным составом и возрастом глинистой и песчаной составляющих. Нередко в них наблюдается слабо заметная слоистость.

Выяснение генезиса этих пород представляет значительные трудности. После капитальных исследований Ф. Рихтгофена и В. А. Обручева (1895 г.) утвердилось представление об эоловом генезисе лёссов. В соответствии с этим представлением пыль генерируется в пустынях за счет процессов физического выветривания и выносится ветрами за их пределы, в зону засушливых степей, где выпадает и накапливается под защитой степной растительности слоем равномерной мощности; в дальнейшем, в ходе диагенеза эти отложения преобразуются в лёсс. По данным А. С. Кесь и Б. А. Федоровича, в лёссовых районах Азии наблюдается и специфический эоловый грядово-увалистый рельеф, ослоненный последующей эрозией. Однако еще в 1903 г. А. П. Павловым было высунено совершенно иное пролювиальное происхождение большей части лёссовидных пород Средней Азии. В 1916 г. Л. С. Берг предложил новую гипотезу происхождения лёссов из любых мелкоземистых пород путем выветривания и почвообразования в условиях сухих степей (гипотеза почвенного облессования).

За последние десятилетия в свете накопленного обильного фактического материала стало очевидным, что в составе лёссов и лёссовидных пород необходимо выделять различные генетические типы в зависимости от ведущего процесса их образования: делювиальные, пролювиальные, элювиальные, флювиогляциальные, аллювиальные, озерные, эоловые. Это позволило конкретизировать палеогеографические условия, источники сноса, различать свойства лёссов и лёссовидных пород в зависимости от их генезиса. Термин «лёсс» перестал быть синонимом эолового генезиса; он понимается в настоящее время как тип породы, природа которой является полигенетической. Для областей развития лёссов характерен специфический западинный («оспенный») рельеф наложенного типа, возникающий благодаря процессам просадочного и суффозионно-карстового характера (воронки, просадочные блюдца, линейные депрессии).

Эволюция рельефа стран засушливого климата. Развитие рельефа стран засушливого климата имеет свои характерные особенности. Отсутствие таких мощных факторов денудации как

крупные реки и ледники способствует длительному сохранению прямого тектонического рельефа. Поскольку разноопущенные блоки и отдельные впадины обладают местными не связанными друг с другом *базисами денудации*, развитие рельефа в пределах каждого такого блока и его горного обрамления протекает в значительной мере изолированно. Возникают замкнутые депрессии с плоскими днищами и аккумулятивным рельефом, образовавшиеся в результате выполнения опущенных блоков. В США они получили название «*больсонов*» (исп.— *bolson* — «мешок», «карман»). К аккумулятивным уровням больсонов примыкают наклонные поверхности педипленов, со временем расширяющихся за счет разрушения приподнятых блоков и постепенного расчленения горных гряд. В дальнейшем они расчленяются на более мелкие массивы, и между изолированными больсонами устанавливается сообщение, что приводит к постепенному формированию общего базиса денудации и общему снижению рельефа. В конечном итоге формируется относительно выровненный денудационно-аккумулятивный рельеф с отдельными небольшими горноостровными массивами и вкрапленными среди пролювиальных и эоловых образований пятнами такыров и соленых озер.

В реальных условиях эволюция рельефа протекает значительно сложнее прежде всего потому, что одновременно с проявлением экзогенных процессов происходят тектонические движения различной скорости и амплитуды, в свою очередь регулирующих ход экзодинамики, а следовательно, и морфогенеза. Таким образом, описанные выше стадии процесса рельефообразования могут выпадать и сосуществовать на смежных участках.

Важнейшее значение в эволюции рельефа пустынь имеет чередование продолжительных (десятки и сотни тысяч лет) эпох влажного и сухого климата — *плювиальных* и *аридных эпох*. В эпохи влажного климата резко возрастает деятельность водных потоков. Образуются крупные реки, откладывающие мощные толщи аллювиальных песков, резко увеличивается накопление пролювия. Происходит заполнение котловин озерами, в плоских изолированных впадинах развивается интенсивное химическое и солевое выветривание. Во время аридных эпох озера пересыхают, продукты выветривания выносятся ветром — впадины углубляются. Многократность таких смен ведет к саморазвитию впадин, которые при этом приобретают все большую глубину и ширину. В аридные эпохи главная роль в рельефообразовании переходит к эоловым процессам.

Глава X

АНТРОПОГЕННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Активная деятельность человека, увеличивающаяся в связи с научно-техническим прогрессом, приводит к существенным преобразованиям поверхностной части литосферы, к изменениям форм рельефа земной поверхности и образованию отложений, называемых антропогенными, т. е. созданными человеком. Совокупность этих процессов, вызванных производственной деятельностью человека, получила название техногенеза. По направленности эта деятельность человека как геологический фактор может быть подразделена на инженерно-строительную, горнотехническую, сельскохозяйственную и т. д.

С инженерно-строительной деятельностью человека связано в основном выравнивание и изменение уровня поверхности для строительных целей (засыпка озер, низин, болот, рвов, срезание возвышенностей); строительство крупных водохранилищ приводит к возникновению новых морей и озер с большой неустойчивостью берегов; сооружение дамб, плотин, молов приводит к нарушению естественного хода геологических процессов, изменению очертаний береговой линии. Так, строительство крупнейшей плотины и водоема на р. Колорадо через несколько лет вызвало ингрессию моря вглубь материка на 25 км из-за резкого уменьшения стока твердых наносов. Возведение поперечных дамб в курортной зоне Туапсе — Адлер, где ширина пляжа резко сократилась вследствие возросшей абразии и из-за эксплуатации гравия и песка, привело к ускорению образования новых протяженных пляжей.

Горнотехническая деятельность человека, направленная на разработку твердых полезных ископаемых, а также нефти и газа, откачку подземных вод, приводит часто к существенным изменениям рельефа земной поверхности и формированию своеобразного микроландшафта в горнопромышленных районах. В результате так называемой антропогенной денудации, связанной с перемещением масс горных пород, создаются отрицательные формы рельефа — карьеры, траншеи, провалы, просадки и т. д. Вследствие антропогенной аккумуляции возникают положительные формы рельефа и антропогенные отложения — терриконы, дамбы, отвалы пород и т. п. Открытые разработки (карьеры) могут привести за короткий период к изменению облика земной поверхности; образуются террасированные углубления, срезающие ранее существующие формы рельефа. Из отвалов пород возникает своеобразный сопочный рельеф терриконов (Донбасс, Кузбасс, Караганда и др.). При подземной разработке полезных ископаемых над образовавшимися пустотами могут образоваться трещины, просадки и провалы, глубиной до нескольких и даже до десятков метров (10—70 м), вследствие обрушения пород, залегающих над выра-

боткой. При усиленной эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, интенсивной откачке подземных вод происходят быстрые опускания территории вследствие уплотнения систем трещин и пор, из которых были удалены жидкие и газообразные наполнители. Отмечены опускания поверхности на 10—18 м при диаметре в несколько километров. Этот процесс может повлечь за собой изменение газового и геохимического режимов, гидрогеологических условий; могут исчезнуть родники, обмелеть реки и озера, развиваться карст. Так, при интенсивной откачке подземных вод образовался карстовый ландшафт в Хирши (США), возникло более ста карстовых воронок.

С сельскохозяйственной деятельностью связаны преимущественно *антропогенно обусловленные формы* рельефа, лишь косвенно обязанные деятельности человека. Вследствие неправильной распашки земель (бороздами вдоль уклона) и вырубки лесов увеличивается овражная эрозия, активно развивается сеть оврагов и промоин. Интенсивное поливное земледелие в последние годы уменьшило сток рек, приносящих воду в Аральское море. Это обстоятельство вызвало снижение уровня моря, вследствие чего р. Амударья начала быстро углублять свое русло. При орошении в засушливых районах лёссовые и суглинистые грунты дают просадки с образованием плоских воронок. К собственно антропогенным формам рельефа относятся тут системы каналов и канав, прокладываемые при ирригации и мелиорации.

Вопросам изучения и правильного регулирования процессов, вызванных производственной деятельностью человека, в нашей стране уделяется большое внимание. Чтобы такая деятельность не приводила к нежелательным результатам, осуществляются мероприятия, восстанавливающие поверхность литосферы, т. е. рекультивация.

Как уже отмечалось выше, в результате многообразной хозяйственной деятельности возникают антропогенные отложения. В этот термин вкладывается понятие о генезисе отложений, в отличие от возрастного понятия «антропогенные», т. е. четвертичные отложения. Иногда применяют термин «техногенные отложения», «культурные слои», «искусственные породы» и т. п. Среди антропогенных отложений Ф. В. Котлов выделяет комплексы, типы и большое количество видов и разновидностей. Комплексы и типы отложений отличаются по генезису, виды — по составу; разновидности выделены по способу их укладки. Как комплексы выделены отложения насыпные, намывные, искусственных водоемов, искусственно созданные и искусственно преобразованные в естественном залегании. Среди типов отложений преобладают строительные (грунты дамб, плотин, дорожных насыпей и т. п.) и горные (отвалы выработанных пород при проходке горных выработок, намывы при разработке месторождений гидромеханическим способом, «хвосты» флотационных фабрик). Кроме того распространены хозяйственно-бытовые и промышленные отложения (отходы разных производств).

Глава XI

ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ.

Рассмотренные выше генетические типы и формы рельефа группируются в сложные ассоциации, определяемые с одной стороны строением и развитием крупнейших эндогенных неровностей планеты, с другой — подчиненные морфоклиматической зональности настоящего и новейшего времени. Такого рода группировки форм рельефа образуют на земной поверхности *геоморфологические ландшафты* — исторически обусловленные комплексы форм рельефа, парагенетически связанных между собой. Другими словами — это вся совокупность форм рельефа какой-либо территории, связанных между собой не только единством ведущих рельефообразующих процессов, но и совместностью своего возникновения.

Понятие о геоморфологическом ландшафте имеет основное значение при выделении природно-ландшафтных зон, играющих важную роль в методике поисков полезных ископаемых. Рельеф представляет собой как бы канву, на которую накладываются все другие компоненты географической среды.

Главнейшими типами геоморфологических ландшафтов на континентах являются *горные и равнинные страны*. Для морских и океанических пространств геоморфологическими единицами подобного рода являются подводные горные системы и равнины. Все они по своей природе очень разнообразны и подразделяются на ряд геоморфологических провинций. Как это было показано уже в главе II, рассматриваемые категории рельефа в своей основе тектоногенны, причем существенно определяются режимом новейших тектонических движений. Кроме того, выделяются вулканические ландшафты, а также множество экзогенных ландшафтов, обусловленных наложением климатического фактора — ледниковые, пустынные, водно-эрозионные и др.

Поэтому горные и равнинные ландшафты характеризуются большим разнообразием, что определяет возможность их более дробного подразделения, или *геоморфологического районирования*. В основу последнего кладется комплексный принцип: особенности геологического строения, морфологии, генезиса и истории развития рельефа. Следует четко различать районирование, основанное на типологическом и на региональном принципах. При типологическом районировании выделяются территории или отдельные формы рельефа, сходные между собой как по внешним признакам, так и по генезису рельефа. Выделяются груп-

пы типов, типы, подтипы, формы рельефа. Это деление, таким образом, стремится подчеркнуть сходство, однотипность рельефа, возникающего при сходных условиях и процессах рельефообразования. При региональном районировании выделяются конкретные исторически возникшие ландшафты со своеобразным, неповторимым обликом рельефа, обусловленным сочетанием особенностей геологической структуры, процесса и истории развития рельефа. Ввиду огромного многообразия в масштабах проявления ведущих рельефообразующих процессов, охватывающих то очень большие, то мелкие территории, может быть выделено несколько категорий ландшафтов, находящихся в определенном соподчинении таксономических единиц. Выделяют различные геоморфологические страны, провинции, области, районы, подрайоны, участки.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ГОРНЫХ СТРАН

Горный рельеф в пределах материков приурочен к подвижным поясам и отдельным площадям тектонической активизации платформ, а также к зонам рифтогенеза и к районам активного вулканизма.

Под горными странами понимают возвышенности с высотами более 500 м над уровнем моря, с резко расчлененным рельефом и с превышениями вершин над долинами не менее 200—500 м. По абсолютным высотам выделяют низкие, средние, высокие и наивысшие горы. По С. Г. Бочу и И. И. Краснову, гипсометрические рубежи между этими морфометрическими типами гор — 1000, 2000 и 4000 м. Вместе с тем увеличивается и амплитуда высот, т. е. превышений хребтов над долинами, достигающая в наивысших горах 2,5—4 км. Важно подчеркнуть, что гипсометрическая градация, вследствие влияния климатического фактора, а также из-за изменения энергии экзогенных процессов ведет к значительному морфологическому своеобразию разновысотных гор.

Морфологическая терминология. Под термином «гора» в геоморфологии понимают обособленное резко выраженное возвышение более 200 высоты, поднимающееся среди равнины. Таковы некоторые вулканы, останцовые горы, горы с магматическими ядрами, типа горы Машук у г. Пятигорска. Элементами каждой горы являются *вершина*, *склоны* и *подошва*. «Горы» во множественном числе обозначают совокупность горных вершин и горных хребтов какой-либо горной страны.

Среди положительных форм рельефа горных стран наиболее распространены *горные хребты*, или *горные цепи* — резко вытянутые в плане крутосклонные возвышенности, осложненные более мелкими возвышениями — *горными вершинами*. Наиболее крупные вершины, находящиеся обычно на участках смыкания двух или более хребтов и осложненные более мелкими вершинами, называются *горными массивами*, или *узлами*. Протяженность хребтов очень различная, в связи с чем могут быть выделены хребты разных порядков. Возвышенности, изометричные в пла-

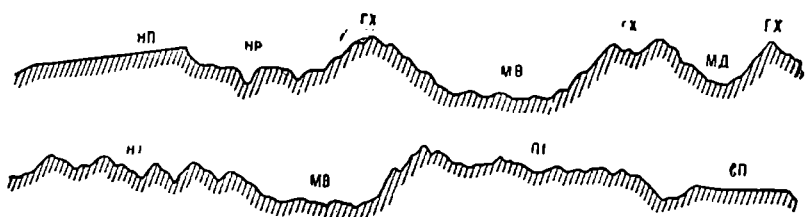


Рис. 52. Главнейшие формы рельефа горных стран.

НП—наклонные плато; НР—нагорные равнины; ГХ—горные хребты; МВ— межгорные впадины; МД—межгорные долины; НГ—нагорья; ПГ—плоскогорья; СП—столовые плато

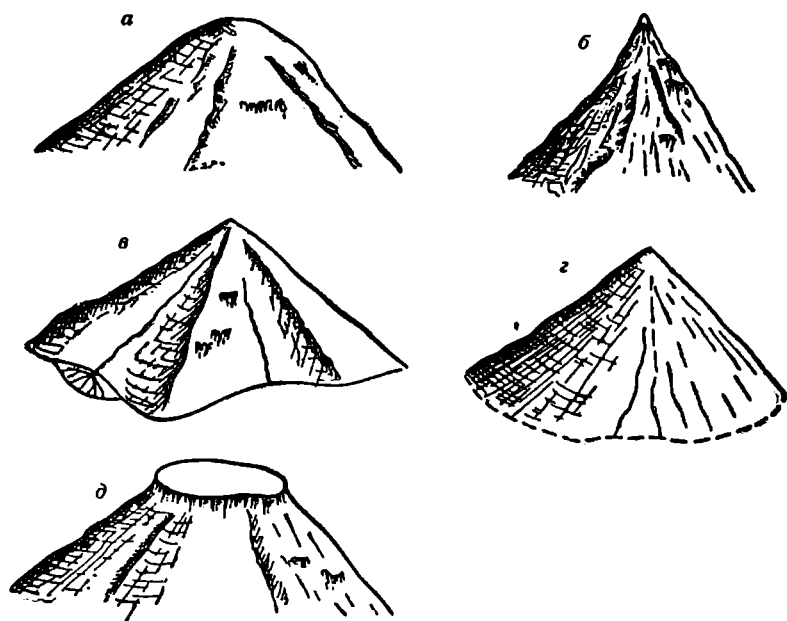


Рис. 53. Типы горных вершин

а — куполообразные; б — пикообразные; в — пирамидальные; г — конусообразные; д — плоские (платообразные)

не и состоящие из неправильно расположенных горных вершин, массивов и мелких хребтов, называются нагорьями (Малый Кавказ). Обширные возвышенности со сравнительно слабо расчлененным рельефом представляют собой плоскогорья. Подобные возвышенности, но меньших размеров и с очень выровненной поверхностью относят к плато. Различают плато с горизонтальной поверхностью (столовые) и наклонные плато, из которых особенно характерны структурные плато — куэсты.

Из отрицательных форм рельефа наиболее крупными являются межгорные впадины (Ферганская, Куринская); менее крупными — межгорные долины, расположенные между хребтами (Алайская). Рельеф хребтов и горных вершин осложняют бесчисленные горные долины, крайне разнообразные по величине и морфологии. Гребни хребтов осложняются седловинами (рис. 52).

Широкое распространение имеют в горах и более мелкие формы рельефа — холмы, гряды, гребни, овраги. Часто встречаются структурные формы — моноклиальные гребни, куэсты, уступы, приразрывные долины и т. п.

По морфологии различают следующие типы горных вершин: куполообразные, пикообразные, конусообразные, пирамидальные и плоские (платообразные) (рис. 53). Конусообразные и пирамидальные вершины различаются по форме в плане: первые имеют плавные очертания, вторые — резко выступающие ребровые линии.

При анализе рельефа горных стран важное значение имеет выявление системы расположения хребтов или же типа расчленения земной поверхности. Различают параллельное, кулисообразное, виргационное, радиальное, перистое, решетчатое и сложное расчленение гор (рис. 54). Первые три

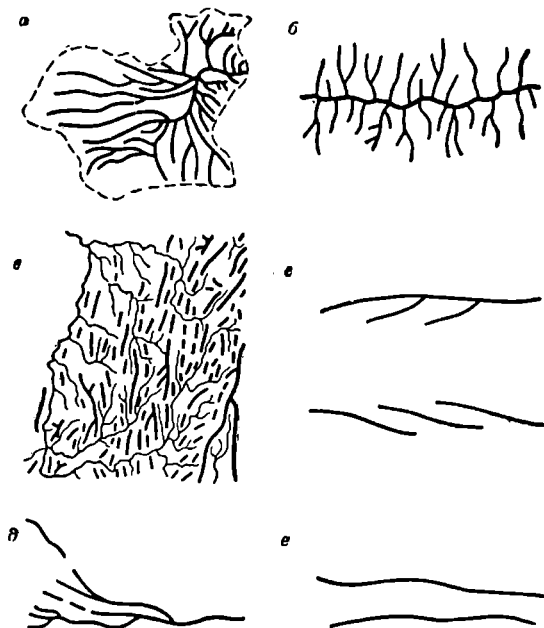


Рис. 54. Типы расчленения земной поверхности в горных странах (по И. С. Щукину).

Расчленение: а—радиальное; б—перистое; в—решетчатое; д—кулисообразное; е—виргационное; ф—параллельное

типа относятся к тектоническим горным сооружениям и отражают известные типы расположения разрывно-складчатых структур. Остальные — связаны преимущественно с эрозией. Перистое расчленение возникает на склонах молодых тектонических хребтов, решетчатое — характерно для более древних гор, для слабо развитого тектонического рельефа. Сложно расчлененные горы образуются либо при участии сложно-блоковой разрывной тектоники, либо при глубоком эрозионном расчленении некогда существовавшей равнины, испытавшей поднятие (унаследованные долины).

Особенности рельефа горных стран

Горные страны представляют собой области господства денудационных процессов, развивающихся на фоне активного эндогенного рельефообразования. В строении рельефа поэтому резко преобладают денудационные формы. Однако достаточно широко и разнообразно представлен и аккумулятивный рельеф, имеющий большое значение в практике геологоразведочного дела. Процессы рельефообразования, морфология рельефа и характер образующих генетических типов отложений в горных странах определяют в очень большой степени высотностью гор.

Высокогорье представляет тип горного рельефа, с большими абсолютными высотами и интенсивной горизонтальной и вертикальной расчлененностью. Здесь господствуют скалистые крутосклонные, островерхние горные цепи и пики. Особенно резкие контрастные формы, обязанные ледниковому процессу, энергичному физическому (в основном, морозному) выветриванию, лавинам, обвалам и осыпям, развиты в верхнем ярусе высоких гор (рис. 55). Образующийся таким образом характерный геоморфологический комплекс, определяющий облик высоких гор, получил наименование альпийского рельефа, для которого ведущая рельефообразующая роль ледников является обязательным условием. Карлинги, острые гребни, каменистые склоны, изъеденные карами, троговые долины, переходящие в ущелья нижнего яруса, висячие долины, ледники различного типа — таковы типичные черты морфологии высокогорья. К этому следует добавить широкое развитие гравитационных образований, в том числе и сейсмогенных, так как большей части высоких гор присуща высокая сейсмическая активность. В некоторых случаях в рельефе высокогорья сочетаются описанные выше формы с участками плосковерхих и слабоволнистых водоразделов, располагающихся на высоте более 5000 м (Памир, Тибет).

Среднегорье представляет тип горного рельефа с умеренными абсолютными высотами и средними величинами вертикальной и горизонтальной расчлененности. На смену резко контрастным формам рельефа высокогорья здесь нередко появляются плавно очерченные контуры водоразделов или системы куполовидных вершин, разделенных пологосклонными седловинами. Иногда лишь на этом фоне выступают устойчивые к выветриванию гребни пластов, или



Рис. 55. Гравитационно-ледниковый рельеф высокогорья. Фото Э. Я. Левена

выходы интрузивов в виде скалистых гряд. Вообще значение структурных форм рельефа возрастает. Господствующую роль в развитии экзогенного рельефа приобретает эрозионный процесс. Долины рек расширены, склоны довольно пологи в верхней части, ниже по склону их крутизна обычно возрастает и вновь выполаживается в подножье в связи с широким развитием делювиальных и гравитационных образований (рис. 56). Характерен выпукловогнутый профиль склонов. Последние, как правило, террасированы. Помимо речных террас, в условиях мерзлоты нередки нагорные террасы. В поперечном профиле гор часто можно наблюдать наличие обширных ступеней, представляющих разновысотные и разновозрастные *поверхности выравнивания* (см. с. 160). Как правило, средневысотные горы, находящиеся ниже современного положения нижней снеговой границы, лишены гляциальных форм, либо последние встречаются в виде реликтов былого оледенения верхних частей гор.

Среднегорный рельеф имеет широкое географическое распространение, приурочиваясь к зонам умеренной интенсивности орогенных неотектонических движений. Примерами такого рельефа в СССР являются Урал, Карпаты, Кузнецкий Алатау, Сихотэ-Алинь и др.

Низкогорье представляет собой рельеф очень распространенных невысоких гор, которые окаймляют горные сооружения свыше 1000 м высотой или образуют самостоятельные возвышенности среди равнин. Расчлененность низких гор естественно уменьшается. Относительные высоты не превышают обычно 200—500 м. Еще более возрастает роль структурного рельефа и вообще роль геологического строения в рельефе. В расчленении поверхности решающее значение приобретают процессы эрозии. В развитии скло-



Рис. 56. Рельеф среднегорья. Фото Г. И. Раскатова

нов возрастает роль делювиального и солифлюкционного процессов. Увеличиваются площади аккумулятивного рельефа. Чаше появляются выровненные поверхности, наклонные плато. Низкогорье постепенно или скачкообразно переходит в равнинный рельеф. Примеры низкогорного рельефа в СССР — предгорья Крыма, Кавказа и других гор, Южный Урал, Мугоджары, Салаир (рис. 57).

Промежуточной категорией между горным и равнинным рельефом служит в ряде районов страны рельеф мелкосопочника, пред-

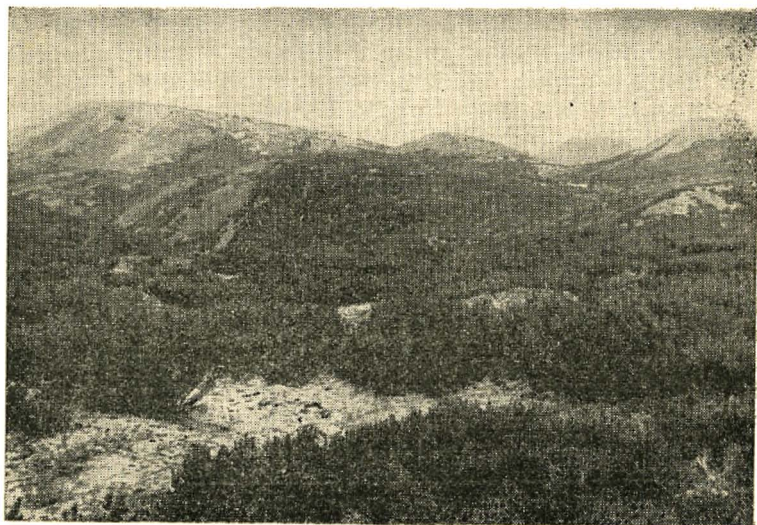
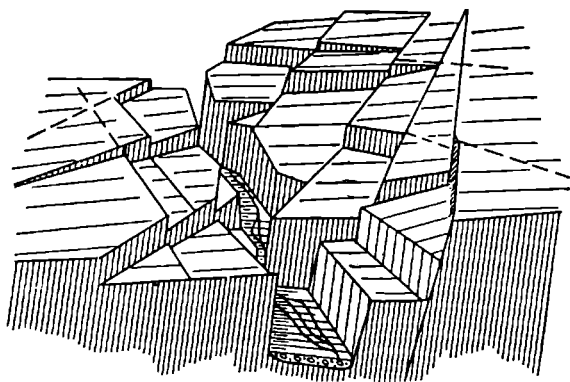


Рис. 57. Низкогорье. Фото Г. И. Раскатова

Рис. 58. Рельеф зон «перекрестного дробления» (по М. В. Пиотровскому)



ставляющий множество невысоких денудационных вершин (сопок), вписывающихся в единую мысленно проведенную субгоризонтальную поверхность. В процессе денудации мелкосопочник преобразуется в систему остаточных холмов, сложенных обычно наиболее прочными породами, разделенных все более расширяющимися равнинами. Классическим типом такого рельефа является мелкосопочник Казахстана.

Морфологический облик средних и низких гор в большой степени определяется общими климатическими условиями. В гумидном климате господствуют эрозионные и водно-склоновые процессы. Преобладают сглаженные водоразделы, куполовидные вершины. В аридном и полуаридном климате горный рельеф отличается резкостью форм. Нередко сочетаются покатые уплощенные водоразделы с четко выраженными бровками, обрывистыми уступами верхних частей склонов, каньонообразными долинами. На оголенных склонах интенсивно образуются осыпи. Часто проявляются обвалы. Очень своеобразный рельеф возникает в областях сухого полярного климата в условиях постоянной мерзлоты. Под действием морозного выветривания, солифлюкции и нивации формируются «гольцы» — скалистые гребни хребтов, гольцовые и нагорные террасы и уступы, образуются огромные развалы каменных глыб, одевающие склоны гор и прилегающие долины (Восточная Сибирь).

Очень большим своеобразием отличается морфология вулканических гор (Камчатка, Кавказ, Сихотэ-Алинь). Описание их было дано в главе II.

Важное значение в образовании форм рельефа в горах имеют новейшие тектонические движения. Наиболее широко они проявляются в блоковой тектонике: речные долины в грабенах, сбросовые уступы, изгибы рек (рис. 58). В пределах горстов и растущих антиклиналей характерны antecedentные долины, общее оживление эрозионной деятельности рек.

Конечно, при региональных геолого-геоморфологических исследованиях приведенная морфологическая классификация с точ-

ки зрения детальности выделенных категорий может оказаться недостаточной. Поэтому в каждом конкретном случае целесообразно производить дальнейшее ее подразделение с использованием частных морфологических и морфометрических признаков: по форме возвышенностей и долин, глубине и густоте расчленения и т. д.

Генетическая классификация гор

Горные страны по своему происхождению представляют разного рода тектонические поднятия, как это было уже рассмотрено в главе II. Заметную роль в образовании гор местами играют также вулканические процессы. В зависимости от значения тектонических движений и вулканизма, создающих крупные неровности поверхности суши, при эрозионном расчленении которых и возникает горный рельеф, горы подразделяются на *тектонические, вулканические и эрозионные*.

Под первыми обычно понимают горы, возникшие в результате орогенических движений в пределах подвижных поясов или отдельных активизированных областей платформ. Естественно, что эти горы уже в процессе своего возникновения подвергаются интенсивному денудационному разрушению и прежде всего эрозии водными потоками. Поэтому все *тектонические горы* можно рассматривать, как эрозионно-тектонические, или, точнее — денудационно-тектонические, различая их по степени денудационного преобразования. При региональных геоморфологических исследованиях обычно используется именно этот критерий, обеспечивающий необходимую классификационную строгость и детальность картирования.

Однако степень эрозионного расчленения поднятий на определенной стадии их развития настолько возрастает, что возникают крупные и протяженные хребты, обособление которых полностью вызвано эрозионными процессами. Так образуются *эрозионные горы*. Примерами их могут служить вторая и третья гряды Крымских гор, Скалистый хребет Кавказа и др. Обычно они относятся к низко- и среднегорью, но бывают и высокогорными. Типично эрозионные горы возникают местами на платформенных поднятиях с горизонтальным залеганием слоев (район каньона р. Колорадо в США и др.).

Выделение *вулканических гор* в самостоятельную категорию горного рельефа вполне оправдано. Продукты вулканических извержений образуют орографически выраженные скопления лавового и пеплового материала (одиночные и слившиеся в пояса вулканические конусы, щитовые вулканы, вулканические плато, экструзивные купола, иглы, кальдеры, маары), хотя и они контролируются разрывными нарушениями и характером тектонических движений участков земной коры, разделенных разрывами.

Господствующее значение среди генетических типов гор имеют *собственно тектонические горы*. По главным типам горообра-

зующих тектонических движений горные страны подразделяются на складчатые, покровные, сводово-глыбовые и глыбовые горы.

Складчатые горы возникают в результате образования крупных складчатых поднятий, состоящих обычно из системы линейных сопряженных складок умеренной степени сжатия. В чистом виде, т. е. при подчиненном значении разрывных нарушений, такие горы довольно редки. В СССР это Терский и Сунженский хребты на Кавказе, Гиссарский хребет в Средней Азии. В большинстве случаев складчатые горы характеризуются разрывно-складчатой структурой и состоят из горст-антиклинорий и грабен-синклинорий или образуются на крупных горст-антиклиналях. Таковы горные системы Крыма и Большого Кавказа, возникшие на крупных мегантиклинориях, структура которых значительно осложнена продольными и поперечными разрывами. В более чистом виде складчатые горы представлены в восточной части северного склона Кавказа, в Копетдаге, в Юрских горах Европы.

Крупные одиночные складки, иногда также осложненные с одной стороны разрывом, дают рельеф *моноантиклинальных гор*. Примером их могут служить горы Мангышлака или же горы Каратау (Южный Казахстан).

Покровные горы характеризуются чрезвычайно сложной складчатой структурой с опрокинутыми и лежащими линейными складками, осложненными многочисленными надвигами и тектоническими покровами больших амплитуд. Сложность геологического строения отражается в очень большой сложности расчленения рельефа. Характерны скалистые вершины гор с покровами древних кристаллических пород, при сравнительно мягко очерченных формах нижних ярусов рельефа, сложенных молодыми, относительно рыхлыми толщами. Долины поперечных рек нередко в местах пересечения менее устойчивых к денудации пород испытывают резкое расширение, вплоть до образования крупных внутригорных котловин. Для ландшафта таких гор типичны известняковые утесы, или клипы, отвечающие останцам размытых покровов. Таков рельеф Альп, Карпат, Динарских гор (Балканы) и многих других.

Складчатые и покровные горы составляют основную массу гор молодых *эпигеосинклинальных орогенных поясов*.

Сводово-глыбовые (складчато-глыбовые) горы образуются на складчатом субстрате, претерпевшем ранее консолидацию в течение платформенного этапа развития и в ходе горообразования деформирующимся в крупные сводовые складки, ограниченные разломами (горст-антиклинали и грабен-синклинали). Классическим примером такого рода гор служат хребты Тянь-Шаня, на многих из которых сохранились реликты древней платформенной равнины.

Для складчатых поясов внутреннее строение таких структур может быть весьма сложным, примером чего являются каледонские складчато-глыбовые структуры Зап. Саяна, которые, однако, не находят прямого выражения в рельефе. Горные хребты раз-

деляются опущенными блоками, ограниченными глубинными разломами, обуславливающими высокую сейсмичность гор. В пределах опущенных блоков, в том числе и таких, которые отвечают срединным массивам, формируются межгорные, или внутригорные впадины, заполняющиеся продуктами размыва горного обрамления впадин. Иногда в них образуются озера (Иссык-Куль). Характерно широкое развитие аккумулятивного рельефа. Нередко сочленение этих межгорных равнин с хребтами происходит через систему ограниченных сбросами широких слабо покатых ступеней, постепенно повышающихся к горам (рельеф «предгорных прилавков» Заилийского Алатау, Ферганской долины).

Глыбовые горы формируются при движении тектонических блоков по разрывам с минимальной их внутренней деформацией. В результате образуются системы ступенчатых горстов, разделенных грабенами. Горы такого рода возникают и в толщах полого залегающих пород (Столовая Юра), но большей частью, как и горы предыдущего рода, образуются на сложноскладчатом основании, испытавшем уже платформенную консолидацию. Различают одиночные горстовые массивы типа гор Гарца; системы односторонних горстов, образующих рельеф асимметричных горных гряд, подобных хребтам Большого Бассейна (США), разделенных котловинами с аккумулятивным рельефом; сложноголыбовые горы, состоящие из чередования ступенчатых сложных горстов и отдельных грабенов. К ним относятся Алтай, Джунгарский Алатау, горы Прибайкалья. Нередко эти горы образуются на фоне огромных пологих сводовых поднятий.

Сводово-глыбовые и глыбовые горы преобладают в строении *эпи платформенных орогенных поясов*.

В геосинклинальных *окраинно-материковых поясах* горы имеют складчатое и разрывно-складчатое строение, но главную особенность их составляет вулканический рельеф (Камчатка, Курильские острова).

Вопросы тектонического развития и морфологии горных стран подробно рассмотрены в работах С. С. Шульца, Н. И. Николаева и Н. П. Костенко, показывающих важнейшее значение тектоники в формировании горного рельефа.

Проблемы образования и эволюции горных ландшафтов

Образование горных ландшафтов представляет собой результат закономерного развития земной коры на определенной его стадии. В соответствии с современными тектоническими представлениями типичный цикл геосинклинального развития распадается на несколько стадий и завершается интенсивными поднятиями и формированием горного рельефа на месте былой геосинклинали, хотя, конечно, и на ранних стадиях прогибания образуются внутренние поднятия, а во время завершающего поднятия продолжа-

ется развитие прогибов. Такое поднятие, в соответствии со взглядами В. В. Белоусова, есть результат проявления глубинного диапиризма, связанного с дифференциацией вещества верхней мантии при плавлении астеносферы под влиянием накопления радиогенного тепла. Авторы новой глобальной тектоники В. Дж. Морган, К. Ле Пишон и др. причину горообразования видят в столкновении плит и вспучивании краевой части пассивной плиты в зоне субдукции (поддвигания) плиты активной.

Горообразование широко развивается и вне геосинклинального процесса, в ходе тектонической активизации платформенных областей, которая либо вызывается прорывом вверх сильно нагретых мантийных масс, либо связывается с растяжением — сжатием литосферных плит.

Каковы бы ни были причины орогенических поднятий земной коры, они развиваются сложно, многоэтапно, прерываясь длительными периодами стабилизации, и дифференциально — т. е. неравномерно в пространстве, с одновременным развитием поднятий и подчиненных им прогибов.

В развитии тектонических гор может быть выделено три основных стадии: стадия прямого тектонического рельефа, стадия денудационно-тектонического рельефа и стадия остаточных денудационных гор.

Первая стадия *прямого тектонического рельефа* характеризуется полным соответствием горных хребтов антиклинальным или горстовым поднятиям. Как уже говорилось, тектонические горы с самого начала своего выхода в сферу денудации подвергаются интенсивной деструкции внешними процессами. При этом, в зависимости от доорогенной истории и тектонического режима, господствующие в рельефе тектонические поднятия приобретают весьма различный морфологический облик.

В эпигеосинклинальных поясах интенсивные и сложно дифференциальные тектонические движения выводят на поверхность суши сильно дислоцированные молодые и очень разнородные по своей противоденудационной устойчивости толщи горных пород. В результате этого сложный тектонический рельеф с узкими антиклинальными хребтами и разделяющими их синклинальными долинами осложняется резко расчлененным скульптурным рельефом, отражающим распределение рыхлых и прочных пород и крупных разрывных дислокаций. Резкие контрасты рельефа особенно усиливаются в разрывно-складчатой структуре, вдоль длительно развивающихся разломов, обуславливающих резкие границы между полосами денудационных и аккумулятивных форм рельефа. В прогибах происходит накопление молассовой формации, причем характер моласс находится в прямой зависимости от высотности гор и климатических условий. Для завершающей фазы этой стадии очень характерен рельеф краевых сводовых мегантиклинорий типа Крыма или Кавказа. Их центральные высокие части сложены более прочными и сложно дислоцированными породами, а на крыльях сводов развивается крупногрядовый струк-

турный рельеф с системой моноклинальных гребней и наклонных плато, образованных толщами прочных пород.

Эпиплатформенные горы возникают на выровненном платформенном рельефе и сложены древними нередко метаморфизованными, массивными породами, более однородными по своей устойчивости. Они отличаются поэтому более крупными, значительно менее расчлененными формами гор. Однако и здесь, в зависимости от характера блоковой тектоники и интенсивности поднятий, нередко возникает очень сложный рельеф.

По мере замедления поднятий и расширения охватываемой ими зоны все более заметную роль в рельефе приобретают деструкционные формы — поперечные и продольные хребты, отчлененные эрозионными или ледниковыми долинами. Эволюция горного рельефа вступает во вторую стадию — господства *денудационно-тектонического рельефа*. Одной из характерных особенностей этой стадии является формирование *обращенного рельефа* — возникновение депрессий на антиклиналях и переход хребтов на синклинали: обращенный рельеф развивается там, где врезающиеся реки вскрывают в ядрах антиклиналей более рыхлые горные породы, тогда как крылья синклиналей слагаются мощными толщами прочных горных пород. Характерные примеры обращенного рельефа имеются в Горном Крыму и северном Дагестане.

Третья стадия — *остаточных денудационных гор* — протекает уже после стабилизации земной коры и прекращения поднятий. Горные долины расширяются, хребты и вершины, сложенные более рыхлыми горными породами, срезаются денудацией, давая холмистый рельеф, и лишь горы, образованные самыми крепкими породами (кварциты, граниты, кремнистые известняки), еще возвышаются над холмистыми пространствами. Рельеф этого типа постепенно приближается к мелкосопочнику и затем переходит в денудационные почти-равнины — *п е н е п л е н ы*.

Такова самая общая схема развития гор. В действительности оно происходит значительно сложнее, подчиняясь закону неравномерности развития. Длительность эпох горообразования охватывает десятки миллионов лет. В течение этого времени тектонические поднятия неоднократно сменяются этапами стабилизации. На зоны поднятия накладываются более общие движения обратного знака, вызывающие нередко общие опускания горных систем. В непонимании этого заключалась основная ошибка Вальтера Пенка, который пытался объяснить ступенчатый профиль горных стран («предгорная лестница» Пенка) исходя из непрерывности их поднятия.

В этапы стабилизации развитие тектонического рельефа прекращается и начинается денудационное выравнивание земной поверхности. Формируются *поверхности выравнивания*, или *планации*, в пределах которых происходит денудационное разрушение гор, с образованием в конечном счете мелкосопочного, холмистого или даже почти равнинного рельефа. Развитие поверхностей выравнивания идет в свою очередь неравномерно в зависимости от

геологического строения и от климатических условий. В особенности ускоренно развиваются они на рыхлых, слабо устойчивых породах. Согласно К. К. Маркову, существуют два главных уровня планации гор: 1 — *уровень мирового океана*, в соответствии с которым осуществляется абразионная и флювиальная планация, и 2 — *уровень снеговой границы*, с ледниковой планацией, уничтожающей высокие горы путем разрастания ледниковых цирков, располагающихся выше снеговой линии. Кроме того имеются местные уровни планации — флювиальной, опирающейся на местные базисы эрозии (например, на выходы крупных масс прочных горных пород), и нивальной, действующей путем развития нагорных террас. На различных уровнях происходит также развитие *педипленизации*, процесса отступления уже существующих склонов с образованием педиментов (см. с. 61). Основную роль играют *полигенетические поверхности выравнивания*, формирующиеся за счет процессов разного генезиса, и не только путем денудации, но и за счет заполнения впадин путем аккумуляции. Среди них различают два типа поверхностей — *пенеплены* и *педиплены*.

После образования поверхностей выравнивания новые орогенетические движения приводят к их поднятию, складчатой и разрывной деформации и эрозионному расчленению с образованием вновь горного рельефа. Повторение этих процессов (выравнивания и орогенеза) влечет возникновение сложного многоярусного рельефа гор. Небольшие останцы, а иногда и обширные площади поверхностей выравнивания представляют собой характерную черту рельефа большинства горных стран. В особенности распространены они в эпиплатформенных горах, где представляют остатки денудационных равнин, образовавшихся на платформенном этапе развития. Наиболее древние поверхности сохраняются иногда лишь в виде *вершинного уровня гор*.

Возраст поверхностей выравнивания определяется методом возрастных пределов, а также на основании изучения коррелятных отложений и методом морфолого-стратиграфической корреляции (см. рис. 62). Очень велико научно-теоретическое значение изучения этих поверхностей, так как они фиксируют определенные этапы тектонического развития гор и служат одним из важнейших выражений неотектонических структур. Велико и их практическое значение (изучение структур рудных полей, наличие россыпей и коры выветривания).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ РАВНИННЫХ СТРАН

Под равнинами принято понимать обширные невысокие ровные пространства с малыми колебаниями высот (порядка 50—200 м) и крайне малыми уклонами. Крутые склоны, обрывы встречаются, но они невысоки и занимают совершенно второстепенное место в рельефе. Равнины приурочены к платформенным областям, не претерпевшим эпиплатформенной тектонической активизации, к

краевым и межгорным прогибам. В связи с малыми уклонами равнины характеризуются малой энергией внешних процессов по сравнению с горами. Это области преобладания аккумуляции и широкого развития аккумулятивных форм рельефа.

Различают *низменные равнины* с отметками до 200 м и *возвышенные равнины* с высотами от 200 до 500 м. Наиболее высокие из них называются плато. Высоко поднятые *нагорные* и *межгорные равнины* входят в состав горных стран. Ниже уровня моря равнины через абразионную ступень переходят в шельфы. По общему положению поверхности могут быть выделены субгоризонтальные, покатые и вогнутые равнины. Примером первых является Западно-Сибирская низменность; покатые равнины (с наклоном до 1:100) широко развиты по периферии горных стран (Предкавказская, Предкарпатская и другие равнины, расположенные в пределах краевых прогибов). Вогнутые равнины характеризуются пологом уклоном от краев к центру (Прибалхашская равнина, Туранская низменность и др.).

По характеру морфологии поверхности среди равнин различают плоские, террасированные, волнистые, увалистые и холмистые. Увалами называются пологие вытянутые возвышенности, относящиеся к мезорельефу. Холмы — это мелкие изометрические возвышенности до 100—200 м высоты. Сильно вытянутые холмы называются грядами, или гривами. По своей морфологии холмы очень разнообразны. Строение поверхности равнин осложняется также всевозможными отрицательными формами рельефа — речными долинами, оврагами, разного рода и размера впадинами. Речные долины образуют обычно сложно разветвленные системы древовидного типа. На молодых плоских равнинах встречаются параллельные системы. На равнинах пустынь — изолированные магистральные долины (долины Амударьи, Сырдарьи, Нила). По степени горизонтального расчленения и глубине эрозионного вреза равнины сильно отличаются друг от друга. Подразделение долин в этом отношении определяется масштабом и целями исследования. Так, для сводки по геоморфологии Центра Русской равнины использовалась пятибалльная шкала с выделением площадей с очень сильным, сильным средним, слабым и очень слабым расчленением. Для средне- и крупномасштабных работ дробность морфологических градаций возрастает.

Генетическая классификация равнин

По роли, которую играют в формировании рельефа денудационные и аккумулятивные процессы, равнины условно подразделяются на денудационные и аккумулятивные. Это подразделение в значительной мере отражает тектонический фактор, так как денудационные равнины формируются при слабых поднятиях земной коры, тогда как аккумулятивные равнины в основном приурочены к областям опускания. Дальнейшее подразделение этих основных

типов определяется характером ведущих рельефообразующих экзогенных процессов.

Денудационные равнины по существу всегда имеют аккумулятивно-денудационный рельеф, однако роль денудации в образовании этих равнин является определяющей, тогда как аккумулятивный покров очень маломощен и прерывист. Среди них различают разного генезиса пенеплены и педиплены, а также абразионные равнины.

Пенеплены (англ. *raepeplain* — почти равнины) представляют собой остаточные или предельные равнины, образующиеся в результате длительной (десять миллионов лет) комплексной денудации тектонических возвышенностей в обстановке длительной стабилизации земной коры и слабых поднятий. Морфологически они характеризуются выровненным слабо волнистым рельефом с группами мелких остаточных холмов и гряд, сложенных наиболее крепкими трудно разрушаемыми горными породами. Развитие пенепленов идет путем общего разрушения склонов и водоразделов, при их выполаживании и снижении, с заполнением расширяющихся депрессий маломощным чехлом осадочных образований.

Различают ряд их отдельных генетических типов. *Флювиальные пенеплены* возникают при преимущественном воздействии эрозии и склоновой денудации. Ярким примером являются равнины Центрального Казахстана. *Ледниковые пенеплены* образуются в результате экзарационной обработки покровными ледниками возвышенностей. Таковы отдельные участки равнин Финляндии и Карелии. *Карстовые пенеплены* представляют тип остаточной равнины, сниженной до базиса карстования и выработанной в карбонатных породах, сульфатах и солях. Примеры их известны на Балканах и в Средней Азии.

Педиплены — слабо покатые, ступенчатые равнины, образуются в подножье уступов или горных возвышенностей в результате отступления склонов без их выполаживания. Этот процесс особенно активно развивается в условиях семиаридного климата с сильными ливневыми дождями под действием плоскостных потоков, в условиях мерзлоты, в результате нивационно-солифлюкционного выноса обломочного материала (см. главу IV) и в условиях пустынь. Педиплены широко известны на континентах южного полушария. В СССР они известны в Восточной Сибири, в Средней Азии.

Абразионные равнины характеризуются идеально ровными поверхностями, образующимися в результате срезания абразией значительных пространств суши, что реализуется в условиях медленного и длительного прогибания. Эти равнины первоначально бывают перекрыты прибрежными отложениями, и лишь позднее появляются на поверхности в результате денудации, т. е. являются вторичными, или «откопанными». Яркий пример таких равнин — позднемеловые — палеогеновые абразионные равнины.

По геологическому строению И. П. Герасимов и Ю. А. Мещеряков выделяют *ц о к о л ь н ы е р а в н и н ы* — с выходом на по-

верхность складчатых структур и пластовые равнины — сложенные полого лежащими слоями.

Аккумулятивные равнины распространены значительно шире, чем денудационные. Среди них выделяют много генетических типов, существенно различающихся по своей морфологии.

Аллювиальные равнины — один из наиболее распространенных типов аккумулятивных равнин. Они образуются в результате длительного блуждания рек на обширных площадях с формированием более или менее мощной аллювиальной толщи. Обычно эти равнины террасированы и состоят из серии прислоненных террас, незначительно различающихся по высоте. Характерной особенностью аллювиальных равнин является их первичный рельеф (старицы, прирусловые гряды, пойменные озера и т. д.), очень четко отражающийся на аэроснимках. Величайшие аллювиальные равнины мира находятся в низовьях рек Хуан-хэ, Ганга, Амазонки. В СССР это равнины Полесья, Приднепровья, Заволжья и многие другие.

Пролувиальные равнины широко распространены в аридных и семиаридных обстановках, в подножье гор, где крупные пролувиальные наземные дельты, сливаясь флангами, образуют сплошной пролувиальный шлейф, морфологически выраженный в виде покатой предгорной равнины. Пояса пролувиальных равнин в СССР распространены в предгорьях Средней Азии и ее межгорных котловинах, в восточной части Предкавказья и других районах.

Моренные равнины широко представлены на континентах северного полушария в границах древних, особенно позднечетвертичных материковых оледенений. Сложены они главным образом толщей основной морены, которой отвечает характерный холмисто-увалистый рельеф с понижениями между холмами, зачистую занятыми озерами или болотами. Краевым моренам отвечают пояса холмистых гряд со значительным увеличением расчлененности рельефа. Колебания высот достигают 20—80 м. Речная сеть имеет молодой возраст; ширина долин резко пульсирует: расширения на месте спущенных озер соединяются протоками. На аэроснимках такой ландшафт чрезвычайно выразителен: светлые участки отвечают песчано-глинистым дренируемым холмистым участкам, темные — депрессиям. Очень ярко моренные равнины представлены на севере Восточной Европы (Прибалтика, Валдайская возвышенность).

Флювиогляциальные равнины тесно связаны с моренными. Это песчаные зандровые равнины, образовавшиеся во время таяния ледников из флювиогляциальных вееров, слившихся воедино. Зандровые равнины местами постепенными переходами связаны с аллювиальными. Своеобразным компонентом геоморфологического строения зандров в ряде районов являются озовые гряды и камовые холмы. Хорошо выраженные зандровые равнины наблюдаются в бассейне Припяти, Мещеры и других районах перигляциальной зоны.

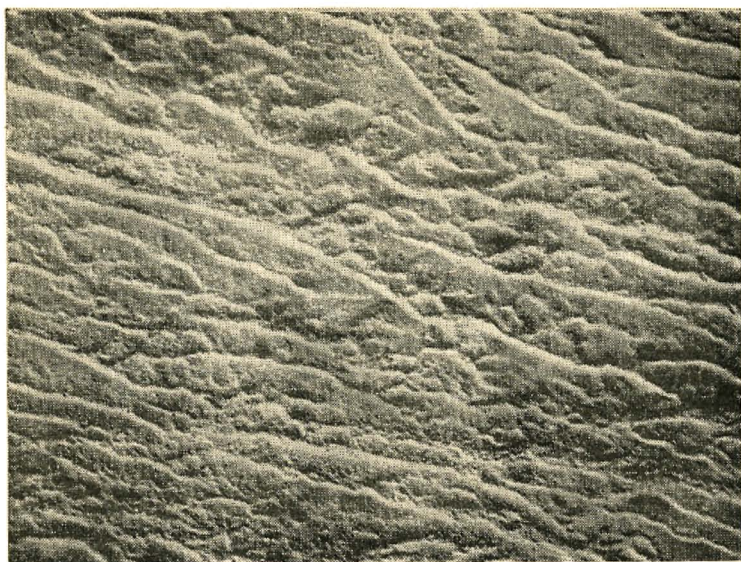


Рис. 59. Песчаная эоловая равнина. Ячеисто-грядовые движущиеся пески (аэроснимок)

Озерные равнины образуются на месте крупных озерных палеодепрессий или представляют результат слияния нескольких мелких озерных ванн с соответствующим объединением выполняющих их озерных осадков. Нередко озерные равнины оконтурены древними береговыми линиями с абразионными уступами, береговыми валами и дюнными грядами. Иногда наблюдаются озерные террасы. Крупнейшей озерной равниной является южная часть Западно-Сибирской низменности.

Эоловые равнины широко распространены в аридной и семиаридной зонах. Речь идет прежде всего о песчаных эоловых равнинах пустынных областей (см. главу IX). Главная особенность их заключается в широком распространении песчаных холмов и гряд, которые в условиях отсутствия растительности постоянно перевеиваются, образуя характерные морфологические ландшафты песчаных пустынь. В рельефе эоловых равнин немалую роль играют депрессии, выполненные озерно-пролювиальными глинистыми и хемогенными осадками — такыры и шоры, нередко частично или полностью завоевываемые активно перемещающимися песками. Морфологическая диагностика эоловых песчаных равнин исключительно эффективна на основе аэрометодов (рис. 59). С помощью последних с высокой степенью точности решаются вопросы геоморфологического картирования, морфологической типизации, палеогеоморфологических и палеоклиматических реконструкций (направление господствующих ветров, направление и темп движения наступающих песков).

Наряду с песчаными равнинами пустынь к эоловым равнинам относятся, по крайней мере частично, лёссовые равнины сухих степей по периферии современных и древних пустынь. Рельеф их, однако, сильно преобразован денудацией, особенно эрозией водных потоков, и в значительной мере является денудационно-аккумулятивным.

Морские равнины представляют обширные ровные пространства бывшего морского дна, покрытого осадками эпиконтинентальных морских бассейнов и, вследствие регрессии моря, выведенные выше его уровня. Обычно это плоские, слабо покатые равнины, покров морских осадков которых частично может быть разрушен денудационными процессами или перекрыт континентальными отложениями. Для таких равнин характерно развитие консеквентного стока, подчеркивающего региональный уклон равнины. Примеры морских равнин немногочисленны. Наиболее крупной в СССР является Прикаспийская низменность. Небольшие равнины имеются на п-ове Ямал и вообще по побережью Ледовитого океана.

Вулканические равнины образуются при излиянии на поверхность по трещинам базальтовых лав и аккумуляции пепловых масс при вулканических выбросах, которые, погребая неровности рельефа, приводят к выравниванию поверхности. Большая часть вулканических равнин в современном рельефе представляет собой высоко поднятые сильно расчлененные ущельями плато (базальтовые плато Колумбии в США, Патагонии, Исландии и др.).

Кроме перечисленных генетических типов равнин широко распространены полигенетические равнины смешанного генезиса, как, например, озерно-аллювиально-флювиогляциальная равнина северной части Западно-Сибирской низменности.

Полное определение типа равнины предполагает одновременное использование морфометрических, морфографических, генетических и возрастных характеристик. Так, для одного из участков Курской равнины Г. И. Раскатовым дано следующее определение: «Неоген-четвертичная повышенная среднерасчлененная пологоволнистая эрозионно-денудационная равнина».

Господство экзодинамики в формировании рельефа равнин предопределяет тесную зависимость их геоморфологического облика от климатических условий. Распределение генетических типов равнин в основном отражает распространение климатических зон современности и недавнего прошлого. Однако достаточно существенную роль в строении поверхности равнин имеют и неотектонические и структурные факторы. Мы уже упоминали о приуроченности денудационных равнин к областям неотектонических поднятий. Анализ аэро- и космических снимков позволяет выявить определенную зависимость между элементами рельефа и геологическим строением. Отражение в рельефе находят не только структуры платформенного чехла, но и погребенные структуры фундамента, определяющие морфологию речных долин и возвышенностей в плане. Геоморфологическое выражение получают неотекто-

нические структуры и древние структуры, продолжающие свое развитие, — сбросовые уступы, диапировые купола, валы.

При изучении геоморфологических ландшафтов необходимо применение комплексной методики с охватом широкого круга вопросов. Важнейшее значение имеют использование аэрофото- и космических снимков, детальное изучение морфологии и геологического строения аккумулятивных форм рельефа, широкое применение метода коррелятивных отложений, методов морфолого-стратиграфической корреляции, полное использование данных геологического и геофизического изучения территории, возможно более полный сбор данных по возрасту новейших отложений и их минералого-петрографическому составу. Особое внимание обращается на изучение рельефа и строения террас, береговых линий и поверхностей выравнивания, выявление неотектонических структур, получивших то или иное геоморфологическое выражение.

Глава XII

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

В рельефе и строении дна океана выделяется четыре основных части: подводная окраина материков; переходная зона; ложе океана; срединно-океанические хребты. Известно два типа океанических окраин: атлантический — без переходной зоны и тихоокеанский — при котором к материковому склону непосредственно примыкает переходная зона. *Подводная окраина материков*, составляя около 22% площади океана, по своему рельефу достаточно четко делится на материковую отмель (шельф), материковый склон и подножие материка (рис. 60).

Шельф (8% площади мирового океана) представляет собой наиболее мелководную часть океана, располагающуюся между береговой линией и линией крутого перелома профиля дна на переходе к материковому склону. Внешний край шельфа находится в среднем на глубине 180—200 м, но в отдельных случаях может быть на глубинах от 50—60 до 400 м и более. Наиболее широк шельф там, где он является продолжением материковых платформенных равнин (шельф Северного Ледовитого океана, атлантического побережья Северной Америки) и наиболее узок — там, где он примыкает к горным сооружениям складчатых областей.

В структурно-геологическом отношении шельф представляет собой непосредственное продолжение прилегающих к океану участков суши. В общем шельф образует полого наклоненную к океану равнину, но может иметь и заметно расчлененный рельеф волнистых или холмистых равнин, являющихся реликтовыми субэральными формами. Здесь можно наблюдать реликтовые экзарационные и аккумулятивные ледниковые формы, древние береговые линии, подводные продолжения речных долин, затопленные террасы и другие формы.

Реликтовые формы более типичны для внешнего края шельфа, который редко оказывается в области действия береговых процессов; внутренний прибрежный край шельфа вследствие колебаний уровня океана формируется под активным влиянием береговых процессов и представляет собой абразионно-аккумулятивную поверхность выравнивания, где почти не сохранились реликтовые субэральные формы. Участки сложного расчлененного рельефа шельфа часто связаны с проявлением новейших тектонических разрывов.

Вопросам строения и происхождения шельфа посвящены работы О. К. Леонтьева, Ф. Шепарда, Д. Г. Панова и др.

Различают *шельфы платформенных и геосинклинальных областей*. Среди первых выделяют четыре типа: *шельф древних платформ* отличается небольшой шириной и обычно слабой расчленен-



Рис. 60. Основные элементы строения рельефа дна Мирового океана (по О. К. Леонтьеву):

1—шельф; 2—материковый склон; 3—материковое подножие; 4—морские котловины; 5—островные дуги; 6—глубоководные желоба; 7—абиссальные равнины; 8—океанские валы и возвышенности; 9—срединно-океанические хребты; 10—крупнейшие разломы

ностью в основном подводными долинами. *Шельф палеозойских платформ* имеет наибольшую ширину; наряду с унаследованным рельефом, весьма распространен рельеф, образованный молодой разрывной тектоникой (шельф Северного Ледовитого океана). *Шельф мезозойских платформ* представляет собой слабо расчлененные затопленные аккумулятивные равнины суши (шельфы восточной части Ледовитого океана). *Шельф окраинных прогибов материков* сформировался на мезо-кайнозойских отложениях, перекрывающих палеозойский фундамент. Широко распространен унаследованный эрозионный рельеф; тектонически обусловленные формы встречаются редко (шельф у берегов Западной Европы).

Для геосинклинальных областей характерны два типа шельфа. *Шельф мезозойских складчатых структур* имеет незначительную ширину и очень сильную расчлененность, связанную с тектоническими движениями глыбового характера (Тихоокеанский шельф у берегов Америки). *Шельф современных геосинклинальных областей* с крутыми углами наклона, глубоко расчлененный подводными долинами и каньонами, с вулканическими формами рельефа (шельф западной части Тихого океана и Индонезии).

О происхождении шельфа существуют различные точки зрения. Первоначально ведущую роль в формировании шельфа отводили абразии (А. П. Карпинский, В. Дэвис и др.). Сложный и разнообразный рельеф шельфов указывает на возможность различных путей их образования. Согласно Ф. Нансену, шельфы могут быть образованы морской абразией за счет опускания под уровень моря пенеплена, в результате накопления прибрежных морских осадков или ледниковых отложений. Ф. Шепард указал на значительную роль колебаний уровня Мирового океана и связанной с ними абразии, а также на влияние придонных течений, роста коралловых рифов и прибрежной аккумуляции. Многие исследователи, кроме того, отмечали значение колебательных тектонических движений и развивающихся в связи с этим трансгрессий и регрессий моря, подчеркивая то роль аккумуляции, то — абразии.

Многочисленные особенности морфологии шельфа свидетельствуют о том, что образование его обусловлено неотектоническими опусканиями краевых частей материков, на которые накладывались изменения уровня Мирового океана в связи с развитием оледенений в антропогене, при существенной роли абразии во время трансгрессий.

Изучению шельфа в последние годы придается большое значение в связи с поисками и разведкой прибрежных россыпей и нефте-газоносных структур.

Материковый, или континентальный склон представляет собой относительно крутой склон (от 3—5 до 10—15°) между бровкой шельфа и ложем океана до глубин 2000—2500 м и более. Поверхность склона часто неровная, имеет сбросовый ступенчатый характер; но может иметь и сглаженные очертания. В нижней части склона нередко наблюдается крупный холмисто-западинный рельеф.

эф, связанный с подводными оползнями. Характерной формой рельефа континентального склона являются *подводные каньоны*, прорезающие склон поперек. Наиболее крупные каньоны имеют в длину сотни километров, некоторые начинаются в пределах шельфа близ устьев рек и заканчиваются обычно у подножия склона или выходят к ложу океана. Глубина их вреза от сотен метров до 1 км и более, ширина на уровне бровок от 1 до 10—15 км. Склоны каньонов крутые, местами вертикальные, ступенчатые. Каньоны могут быть врезаны как в скальные породы, так и в рыхлую илистую массу. В устье каньонов обычно располагаются мощные конусы выноса, прорезаемые неглубокими ветвящимися ложбинами.

Происхождение каньонов точно не выяснено. А. Вегенер, О. К. Леонтьев и многие другие ученые связывают их с тектоническими трещинами, иногда с грабенами, осложняющими материковый склон. Другая очень распространенная гипотеза объясняет образование каньонов подводной эрозией морского дна мутьевыми потоками — стоком по дну воды, насыщенной обломочным материалом, илистой мутью. Эти потоки, обладая большей плотностью, чем морская вода без взвесей, проходят через каньоны, углубляют дно, разрушают склоны и образуют в устье конусы выноса. Мутьевые потоки могут быть связаны со штормовыми сточными течениями, с выносом массы обломочного материала реками во время паводков, с подводными оползнями и обвалами, обусловлены волнами цунами. Эта гипотеза, конечно, не противоречит первой и может быть хорошо увязана с ней. Происхождение материкового склона Ж. Буркар связывает с континентальной флексурой. Ф. Шепард, допуская возможность такого генезиса в отдельных случаях, более характерной считает сбросовую природу склона, не исключая и возможности его аккумулятивного происхождения.

Материковое (континентальное) подножие представляет собой полого наклонную к океану, часто слабоволнистую равнину, окаймляющую в ряде районов основание материкового склона полосой до тысячи километров в ширину на глубинах 2—4, иногда 5 км. Это аккумулятивный шлейф, постепенно переходящий в глубоководное дно океана.

Переходная зона характеризует тихоокеанский тип окраин склонов. Она следует непосредственно за материковым склоном, располагаясь ним и ложем океана. В типичной переходной зоне выделяются следующие крупные элементы рельефа: 1) глубоководные котловины окраинных морей с холмисто-равнинным рельефом; 2) внутренние и внешние (ближе к океану) островные дуги (Японская, Филиппинская, Курильская и др.) с продольной депрессией между ними глубиной до 3—5 км; 3) глубоководный желоб, сопряженный с островными дугами и вытянутый параллельно внешней дуге островов, которая круто обрывается в желобу. Известно 27 глубоководных желобов, из которых пять имеют глубину более 10 км. Вдоль Тихоокеанского побере-

жья Центральной и Южной Америки в переходной зоне имеется только один элемент — глубоководный желоб. Эта зона отличается высокой сейсмической активностью и проявлением молодого вулканизма.

Ложе Мирового океана с земной корой океанического типа располагается на глубинах более 3—4 км и занимает около 51% всей площади океана. В рельефе ложа широко развиты *абиссальные равнины*, представляющие собой плоские или чаще «холмистые» котловины, расположенные на глубинах от 3,5 до 6—7 км. Наибольшее распространение, особенно в Тихом океане, имеют «холмистые» равнины, рельеф которых осложнен подводными холмами и горами вулканического происхождения, имеющими высоту 100—300 м и более 1 км. Абиссальные котловины разделены *горными хребтами* и *валообразными поднятиями* различных размеров. Среди них различают океанические кряжи, преимущественно тектонического происхождения (глыбовые горы), а также цепи вулканических гор и отдельные вулканы, образующие нередко острова в океане. Известны подводные плато — обширные возвышенности, также несущие вулканы. В рельефе ложа океана нередко встречаются плосковершинные подводные вулканические горы, называемые *гайотами*, расположенные на глубинах до 2,5 км. Происхождение их связывают с абразией, срезавшей вершины гор еще до погружения их на значительную глубину. Иногда гайоты заканчиваются коралловыми постройками.

Срединно-океанические хребты имеются во всех океанах и занимают 17% их площади. Наиболее четко выражен Срединно-Атлантический хребет. Он проходит вдоль всего Атлантического океана с севера на юг и делит его на две почти равные половины. Несколько смещен к западу срединный хребет в Индийском океане; в Тихом океане хребет проходит в его юго-восточной части, на севере вплотную примыкая к матерiku Северной Америки. Все срединные хребты смыкаются в центральной части Индийского океана.

Срединно-Атлантический хребет представляет собой огромное сводообразное поднятие шириной около 1000 км с сильно расчлененными горными склонами и гребнем высотой над дном океанической котловины до 3 км. Вдоль гребня этого хребта почти непрерывно протягивается глубокая грабенообразная, рифтовая долина, дно которой находится на 2—3 км ниже вершины гребня, на глубине около 4 км. Ширина долины между гребнями окаймляющих хребтов до 30—60 км. Дно долины неровное; здесь нередко возвышаются горы до 500—700 м. Срединные хребты расчленены системой поперечных разломов, в зонах которых также имеются глубокие вытянутые долины.

Таким образом, рельеф дна Мирового океана весьма сложен. Выровненные пространства занимают в общем не очень большую часть океанического дна. Даже в пределах абиссальных равнин новейшими исследованиями выявлены сотни вулканических гор. На дне океана высятся грандиозные горные хребты.

Глава XIII

НЕОТЕКТОНИКА И РЕЛЬЕФ *

По имеющимся данным, денудация приводит к снижению уровня суши со средней скоростью около 0,05 мм в год. При средней высоте суши 875 м вся она была бы срезана за 17,5 млн. лет. В горах скорость сноса еще больше. По приблизительным оценкам, например, хребты Таджикистана (по выносу наносов рекой Вахш) срезаются со скоростью 1,6 мм в год. Это значит, чтобы полностью сnivelировать хребет высотой 1600 м, необходимо всего 1 млн. лет. Однако, несмотря на это, поверхность Земли покрыта крупнейшими неровностями. Существование горного рельефа может быть объяснено лишь постоянным возобновлением поднятий, благодаря продолжающимся тектоническим движениям. Важным подтверждением существования этих движений служит наличие в горах, да и на равнинах, молодых отложений, сформировавшихся во впадинах, а ныне поднятых высоко над уровнем моря. Так, на Кавказе древнечетвертичные отложения подняты на 600—700 м над уровнем дна речных долин. Морские отложения плиоцена залегают на высотах более 3 км над уровнем моря. Но о-ве Тимор коралловые рифы четвертичного возраста находятся на высоте 1000 м над морем. С другой стороны, также четвертичные коралловые рифы в море Банда (Индонезия) оказываются опущенными на глубины 3—4 км, а ложе четвертичных континентальных отложений в Куринской впадине залегают на глубинах 1200—1800 м от поверхности земли, что может быть истолковано только как результат очень длительных тектонических опусканий. Эти и многие другие данные неопровержимо свидетельствуют о проявлении в новейшее время тектонических движений земной коры, которые, как уже отмечалось, получили название *новейших*, или *неотектонических движений*, создающих структурные формы различных размеров.

Главным свойством неотектонических процессов в новейший этап развития является отражение их в рельефе земной поверхности. Длительно действующие тектонические движения приводят как к унаследованному развитию, отражаясь в формировании активных древних морфоструктур, так и к образованию новых тектонических форм рельефа разных рангов. Основы структурного плана и рельефа земной поверхности начали создаваться в далеком геологическом прошлом. Образование же крупнейших форм современного рельефа следует связывать с новейшими тектони-

* Глава написана Н. И. Николаевым.

ческими движениями, которые изучаются неотектоникой. Под неотектоникой понимают направление в геотектонике, изучающее структурные формы земной коры и выражение их в современном рельефе, обусловленные проявлением неотектонических движений в этап их активизации, соответствующий позднему кайнозою (олигоцен-четвертичное время). Продолжительность неотектонического этапа развития Земли, выразившегося в усилении тектонических процессов в местах, где раннекайнозойские движения были выражены слабо или не проявлялись совсем, приблизительно оцениваются в 30—35 млн. лет. Именно в этот отрезок времени рельеф земной поверхности приобрел современный облик. Все это обуславливает теснейшую связь геоморфологии с неотектоникой.

Современные движения земной коры. Развитие методов изучения неотектоники позволило выделить современные движения, происходящие в настоящее время и последние 100—200 лет. Они изучаются главным образом путем применения инструментальных методов — геодезических, геофизических и астрономических. Для измерения относительного положения суши и моря используют специальные высокоточные уровнемерные приборы: футштоки, мо-реографы. Наблюдения над ними, регулярно проводящиеся во многих пунктах земного шара, позволяют выявить, с одной стороны, общие изменения связанные с эвстатическими колебаниями уровня океана, с другой — местные изменения, обусловленные современными движениями земной коры в прибрежной полосе. Внутри континентов современные движения выявляются путем проведения *повторного высокоточного нивелирования*. Накопление этих данных и увязка их с уровнемерными наблюдениями на побережьях путем вычислений позволяют установить абсолютные значения скоростей поднятий и опусканий.

Геолого-геоморфологические признаки современных движений наиболее отчетливо обнаруживаются на побережьях морей и крупных озер. В местах, где земная кора опускается, береговая линия испытывает *гидрократическое* движение — перемещается в сторону суши. Происходит трансгрессия. При этом наблюдаются заметные изменения рельефа: уменьшаются размеры речных дельт, бары наступают на лагуны, образуются эстуарии, губы. На опускание указывают также затопленные торфяники, леса, археологические памятники. По берегам происходит повышение уровня грунтовых вод, заболачивание. Наблюдается срезание береговыми линиями озер и морей, дорог и каналов.

При *геократических* движениях береговых линий, с их перемещением в сторону моря, т. е. при регрессиях, происходят иные изменения в рельефе. В районах поднятий, как, например, в пределах Скандинавского полуострова, на глазах одного поколения проливы между островами заметно мелеют, мелкие острова постепенно сливаются в один большой остров, появляются новые участки суши. Увеличиваются в размере речные дельты, расширяются бары на лагунных берегах, осушаются лагуны. На подня-

тия указывают последовательно поднимающиеся вглубь берега береговые валы, поднятые над верхним пределом заплеска волн волноприбойные ниши.

Итоги изучения современных движений отражены на сводной карте современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (масштаб 1 : 2 500 000) под редакцией Ю. А. Мещерякова (1971 г.). Карта отражает интенсивность и направленность современных вертикальных движений, имеющих суммарный размах от -12 до $+13,5$ мм/год и более. Однако величину этих движений нельзя распространять на движения всего неотектонического этапа. В течение более длительного геологического времени происходило наложение движений разного знака: поднятия сменялись опусканиями, а затем вновь возникало поднятие — в результате скорости неотектонических движений усредняются и оказываются во много раз меньшими. Местами (Япония) такая смена знака движения устанавливается непосредственными натурными наблюдениями при многократном повторном нивелировании.

При изучении более длительных голоценовых *молодых* движений устанавливается, однако, что местами сохраняются тенденции к преобладанию поднятий, местами — опусканий. Молодые движения выявляются на основе анализа преимущественно голоценовых форм рельефа. На поймах рек в пределах поднятий отмечается врезание меандров, формирование цокольных пойм, врезанных конусов выноса, уменьшение мощности современного аллювия. На равнинах широко проявляется понижение уровня грунтовых вод, способствующее в зоне умеренно влажного климата облесению. Опускания отмечаются увеличением извилистости меандр, обилием стариц, смещением русел рек, озер и болот в сторону опускания, увеличением мощности аллювия против нормальной, преобладанием пойменных фаций и другими признаками. Еще более ярко проявляются эти устойчивые тенденции к поднятиям и опусканиям в развитии неотектонических движений.

Методы изучения неотектоники. Для изучения новейших тектонических движений и результатов их проявления, в виде образования новейших структур, выраженных в современном рельефе, применяются разнообразные методы и методические приемы. Методов очень много и они описаны (Н. И. Николаев, В. Е. Ханн, Ю. А. Мещеряков и др.) в специальной литературе. Главнейшими из них являются геологические, геоморфологические и геофизические методы. Во всех случаях для правильного понимания рельефа и роли неотектоники в его формировании применяется комплексный, сопряженный анализ. Только таким путем можно избежать одностороннего подхода в выявлении главнейших факторов, влияющих на развитие рельефа, и увязать противоречия в данных, получаемых путем применения отдельных методов. Вывод о новейших поднятиях и опусканиях, смене знака движений делается по комплексу различных геолого-геоморфологических данных с обязательным учетом особенностей развития ранее сформированных тектонических структур. Однако особо важное зна-

чение в выявлении новейших движений и структур имеет анализ рельефа и связанных с ним коррелятных отложений, т. е. применение *геоморфологических методов*. Они основываются на представлении, что рельеф есть результат взаимодействия экзогенных, эндогенных процессов и геологического субстрата (литологический состав, фации и мощности, структурные формы), на которые они воздействуют. Влияние неотектонических движений на рельеф очень разнообразно и его можно установить в формах рельефа разных таксономических категорий. Как уже отмечалось (см. главу II), в образовании крупных форм рельефа тектонический фактор играет решающую роль, и закономерности их развития всецело зависят от тектонического развития земной коры. Геоморфологические методы выявления новейших тектонических движений крайне разнообразны. Среди них могут быть отмечены многочисленные приемы обработки морфометрических данных, анализ поверхностей выравнивания, речных и морских террас и многие другие.

Важное значение в изучении неотектоники и рельефа имеют *дистанционные методы* — анализ аэрофото- и космических снимков (см. главу XIV), а также *картографический метод*. Анализ карт позволяет установить главные закономерности в размещении и взаимодействии геологических структур и форм рельефа, их пространственных взаимосвязей. В ряде случаев значение имеет использование и таких методов, как *историко-археологические, биогеографические* и др.

Содержание неотектонических исследований зависит от сложности геологического строения, характера рельефа, географической обстановки и степени открытости территории. Оно складывается: 1) из применения историко-геологического анализа (по возможности с наиболее ранних этапов), позволяющего выявить степень унаследованности неотектоники, 2) геологической интерпретации геофизических полей в их взаимосвязи с геоморфологическими данными, 3) выявления разными методами тектонически обусловленных форм рельефа (морфоструктур) и изучения их геоморфологического развития, 4) выявления влияния неотектоники на современные процессы денудации и аккумуляции.

Новейшие, как и современные тектонические движения проявляются повсеместно. Поэтому данные, свидетельствующие о проявлении неотектоники, можно ожидать встретить в любом районе, в областях развития всех типов геоморфологических ландшафтов (см. главу XI). Однако правильный вывод о взаимосвязи рельефа и неотектоники можно сделать только учитывая весь комплекс признаков, указывающих на новейшие тектонические движения, которые в областях с разным тектоническим режимом будут разными.

Наиболее широко применяемым приемом, позволяющим выявить движения земной коры, является изучение деформаций древних поверхностей выравнивания, часто образующих многоярусный рельеф как в горных странах, так и в равнинных областях. В понятие «выровненная поверхность» вклю-

чают денудационные и аккумулятивные поверхности не только континентального, но и подводного происхождения, которые могут быть выражены в современном рельефе или погребены. Такие полигенетические поверхности чаще всего наблюдаются в виде отдельных изолированных останцов, особенно в горных странах. Иногда на их поверхности сохраняется соответствующая им по возрасту древняя кора выветривания или маломощные континентальные или морские отложения. По положению поверхностей денудации в рельефе и по связанным с ними денудационно-эрозионным врезам можно оценить не только общую амплитуду поднятия страны со времени образования данной поверхности, но и выявить отдельные этапы этого процесса. Изменение отметок одной и той же поверхности выравнивания, ее деформация, а также колебания разности отметок смещенных поверхностей выравнивания позволяет установить характер их деформации (складчатой, разрывной), при этом учитывают степень влияния различных экзогенных процессов. Тщательный анализ всех данных позволяет установить и возраст исходной поверхности выравнивания и тем самым время деформаций. Следует иметь в виду, что в эпигеосинклинальных областях горообразования обычно наблюдается несколько поверхностей выравнивания разного возраста. Поэтому в таких районах выявление новейших деформаций и их возраста значительно осложняется. Слияние поверхностей выравнивания и превращение их из денудационных в аккумулятивные, малое их расчленение, а также развитие рельефа по нисходящему типу с образованием вогнутых склонов указывает на проявление относительных опусканий. Высоко приподнятые, деформированные поверхности выравнивания, сильно расчлененные, дают указание на проявление тектонических поднятий.

Наиболее благоприятным геоморфологическим объектом выявления новейших движений являются *речные долины*, так как речное русло особенно чувствительно ко всякого рода тектоническим перемещениям. Перестройка речного русла во времени неизбежно отражается на морфологии поймы, склонов речной долины, особенностях ее геоморфологического строения, находящихся отражение в количестве, высоте, типах речных террас и их сохранности. Облик речной долины в целом отражает на себе суммарное проявление тектонических движений за время существования и жизни той или иной речной долины. Анализ речных долин в целях выявления неотектоники заключается в изучении и структурной интерпретации их планового рисунка и морфологии сочленения склонов долины и водораздельных пространств, выявления речных террас и их типов, а также строения поймы, продольного профиля террас, поймы и русла.

Анализ террас (количество, относительные высоты, тип) позволяет восстановить геологическую историю развития долин и вместе с тем судить об особенностях новейших тектонических движений. Оценку интенсивности движений дают глубина эрозионного вреза каждой террасы и мощность приуроченного к ней ал-

лювия. При этом необходимо учитывать особенности формирования террас и конкретную обстановку. Различные типы террас (врезанные, вложенные, наложенные) свидетельствуют о различном режиме тектонических движений. О величине поднятий какого-либо блока земной коры в первом приближении можно судить по глубине эрозионного вреза от поверхности той или другой террасы до цоколя последующей, более низкой террасы. Интенсивность опускания определяется по изменению общей мощности террасовых отложений, с учетом нормальной мощности аллювия. Однако нельзя упрощенно принимать глубину эрозионного вреза и величину мощности аллювия за истинные амплитуды тектонических движений; не всегда глубина эрозионного вреза оказывается в какой-то мере пропорциональной неотектоническому поднятию, а величина опускания — мощности террасовых накоплений. При этом необходимо учитывать конкретную обстановку: нормальную мощность аллювия, которую следует вычитать из общей мощности аллювиальных накоплений данной террасы; возможные эвстатические колебания моря, куда впадает река; характер потока, зависящий от климатических факторов; величину реки, так как по притокам второго и третьего порядка наблюдается значительное уменьшение относительных высот террас и т. д. Изменение количества террас и их строения, приводящее к их расщеплению и увеличению количества террасовых уровней, свидетельствует о более интенсивных поднятиях, проявляющихся или локально, или охватывающих значительные площади. Этим объясняется большое количество террас в горных областях по сравнению с равнинными, платформенными.

Много данных дает анализ деформаций продольных профилей террас и карт деформаций для террас разного возраста. При этом амплитуды деформаций разных террас принимаются за амплитуды тектонических движений за время существования террасы, а разность деформаций двух смежных по высоте террас — за амплитуду тектонических движений за время между этапами образования этих террас.

При общем сводообразном поднятии горной страны террасы вверх по течению повышаются над руслом, наблюдается их расщепление (см. рис. 31, в). Вниз по течению террасы снижаются и уходят под уровень русла, переходя в погребенные аккумулятивные террасы. В случае выхода рески на прибрежную равнину речные террасы или смыкаются с морскими, или перекрываются морскими отложениями, или подстилаются ими. В случае пересечения рекой зоны, испытывающей дифференцированные движения, на разных ее отрезках развиваются террасы с разным строением и соотношением. В участках с интенсивным поднятием река течет в глубоком ущелье. Террасы сохраняются обрывками, высота их над урезом воды большая. По строению это эрозионные, реже цокольные террасы. На участках с менее интенсивными поднятиями террасы хорошо развиты, обладают значительной шириной, преимущественно цокольные. В погружающихся участках

широкое развитие приобретает пойменная терраса, мощность аллювия возрастает, долина часто переуглубленная, выполненная аллювием погребенных террас.

Чутким индикатором проявления новейших тектонических движений является строение *гидрографической сети*. Выработанная уравновешенная гидрографическая сеть остается устойчивой до момента перестройки структурного плана. После этого, с некоторым запозданием, речная сеть начинает приспосабливаться к изменениям, вызванным проявлением неотектонических движений, что неминуемо отражается на плановом рисунке речной сети. При проявлении дифференцированных тектонических движений, особенно в подвижных областях, образуются речные перехваты. Куполовидные поднятия отражаются в формировании радиального и центробежного рисунка сети. Поперечные поднятия влияют на речные излуины, обтекающие их, вызывают резкие коленообразные изгибы речных долин и др. Опускания ведут к образованию центростремительного рисунка речной сети.

Дополнительно можно отметить, что о поднятиях в условиях горного рельефа свидетельствуют увеличение глубин эрозионных врезов, развитие рельефа по восходящему типу с образованием выпуклых склонов, поднятые над современным уровнем русла уровни карстовых пещер. В областях опусканий при определенных климатических условиях образуются некомпенсированные впадины, опущенные ниже уровня моря; отмечается аномально низкое положение древних снеговых линий.

Многочисленные геоморфологические признаки новейших движений выявляются в пределах *морских и озерных побережий и шельфа*. При изучении их, однако, всегда необходимо учитывать возможное влияние эвстатических колебаний уровня океана. На поднятия указывают морские террасы, значительные изменения их относительных отметок, широкое развитие подводных абразионных террас. Опускания фиксируются: образованием фиордов, эстуариев, преобладанием интенсивной абразии, погруженными ниже современного уровня моря террасами (береговыми линиями), подводными затопленными долинами и другими признаками субэразального рельефа, оказывающегося на дне водоема.

Следует учитывать, что правильные выводы о неотектонических движениях можно делать только при: 1) полном учете всех признаков, указывающих на поднятия или опускания с обязательной привязкой их к абсолютному или относительному времени проявления; 2) рассмотрении их с обязательным учетом особенностей и направленности развития тектонических структур более древнего заложения, с учетом их ранга; 3) комплексности применяемых методов.

Принципы составления карт новейшей тектоники. Существуют карты новейшей тектоники различных видов. Помимо упоминавшихся выше, составляются карты: неотектонического районирования, суммарного размаха и суммарных градиентов новейших тектонических движений, карты поэтапного неотектонического раз-

вития и др. Техника составления этих карт описана в специальных монографиях. Ниже кратко освещаются только принципы составления важнейшей карты неотектоники, показывающей суммарный размах неотектонических движений и созданные этими движениями структуры.

Различают два типа карт: региональные карты новейшей тектоники среднего и крупного масштаба и общие — обзорные, мелкомасштабные карты, легенды которых строятся так, чтобы выразить наиболее общие тектонические особенности земной коры, повторяющиеся на любых участках континентов и океанического дна. В обоих типах изображение неотектоники может даваться различными методами: 1) путем районирования, 2) показа отдельных структурных форм (обычно значковыми обозначениями), 3) применения изолиний, проводимых в относительно устойчивых областях (на платформах) с малым сечением (шагом), а в подвижных зонах — с большим, 4) с использованием смешанных методов показа. На неотектонической карте СССР масштаба 1 : 5 000 000 (1959 г.) (ред. Н. И. Николаев и С. С. Шульц) поднятия раскрашивались в коричнево-красные тона, опускания — в зеленые. Была применена система биполярной раскраски: густота ее возрастала с увеличением амплитуды вертикальной составляющей; малоподвижные территории оставались светлыми.

В основу составления ~~«Карты новейшей тектоники СССР и сопредельных областей»~~ масштаба 1 : 5 000 000 (1979 г.) положен принцип выделения новейших геоструктурных областей, различающихся общей направленностью и интенсивностью тектонических движений. На карте отражен субстрат, вовлеченный в поднятия и опускания, что достигается выделением подобластей. Суммарные неотектонические деформации количественно отражаются оцифрованными *изобатами*, т. е. линиями равных поднятий или опусканий земной коры. Величина деформаций определялась путем применения комплекса геолого-геоморфологических и палеогеографических методов по признакам, указанным выше.

В пределах *континентов* выделялись: *платформы* (древние и молодые), *орогены* (эпиплатформенные — на дорифейском и рифейско-палеозойском складчатом основании; эпигеосинклинальные — Альпийского и Тихоокеанского поясов; промежуточного типа на мезозойском и раннекайнозойском складчатом основании) и *рифтогены* (внутриконтинентальные и сквозные — переходящие в океанические). В пределах *переходных зон* — *периконтинентальные мегафлексуры* материковых склонов и *геосинклинальные пояса* тихоокеанского и атлантического типов. В пределах *океанов* — *платформы*, *орогены* и *рифтогены*, различающиеся генезисом рельефа, строением земной коры и ареалом основных типов донных осадков.

Основные черты неотектоники СССР и сопредельных областей

В пределах указанной карты наибольшая часть площади континента и его шельфовой окраины падает на платформенные геоструктурные области. С юга и востока они окаймляются областями орогенеза. Небольшие участки составляют рифтогены и геосинклинальная область. На карте показана неотектоника Северного Ледовитого и Тихого океанов.

Материковые платформы неотектонического этапа развития — относительно стабильные области с преобладанием общих слабых длительных поднятий. По характеру субстрата выделяются области, отвечающие древним — добайкальским платформам (Восточно-Европейская, Сибирская) и молодым платформам (Скифская, Туранская, Западно-Сибирская и др.). В их пределах выделены регионы, соответствующие щитам и массивам (рис. 61), как древним (Балтийский, Алданский, Украинский, Анабарский), так и молодым (Казахский, Салаирский, Северо-Таймырский и др.). Для платформ характерны умеренные поднятия и частично опускания коры континентального типа с мощностями в среднем 33—40 км, а также дифференцированные движения отдельных, разных размеров блоков, образующих изометричные, мозаично-расположенные участки поднятий и опусканий. Они хорошо выражены в рельефе. Ограничиваясь сеткой живущих разломов фундамента, блоки испытывают часто унаследованные движения. Вдоль линии разломов в чехле образуются локальные структуры. Платформы слабо сейсмичны, отсутствует вулканизм. Им соответствуют низкие и относительно приподнятые равнины (см. главу XI).

В пределах Севера СССР, на шельфе Евразийского материка выявляются субаквальные части платформ. Они представлены аккумулятивными и абразионно-аккумулятивными равнинами. В субаэральной части, подвергавшейся оледенениям, характерны проявления молодых гляциоизостатических движений. Преобладают блоковые движения со значительными амплитудами.

Орогенные области новейшего этапа развития, показанные на карте, отличаются дифференцированными новейшими контрастными движениями значительных амплитуд с большими градиентами и с преобладанием поднятий. Различные типы орогенных областей (эпигеосинклинальные, эпиплатформенные) разнятся историей тектонического развития, отражающейся и на характере структуры. Обычно им свойственно утолщение земной коры (40—70 км), нередко с образованием «корней» гор, проявление региональных аномалий геофизических полей. В большинстве случаев эти области отличаются интенсивной сейсмичностью и, местами, проявлением процессов вулканизма. Ярко проявляются блоковое строение и сводово-блоковые движения. Для многих регионов характерна большая плотность разломов, широкое развитие глубинных, коровых и поверхностных разломов, образующих несколько систем (продольные, поперечные, диагональные), что приводит

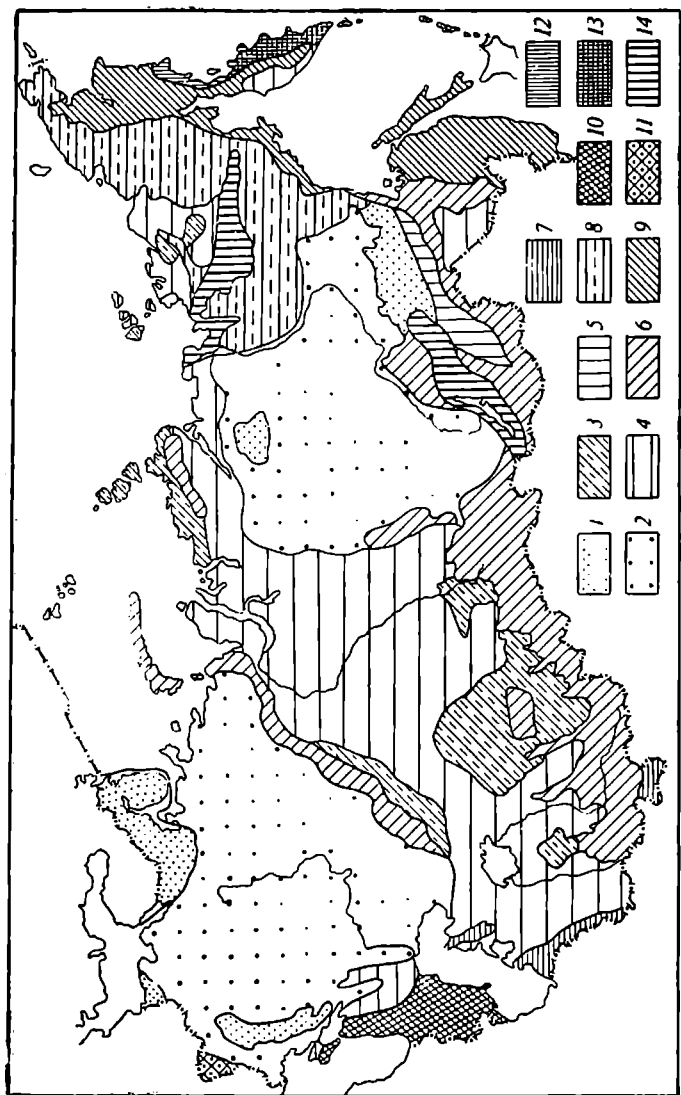


Рис. 61. Схема неотектонического районирования СССР (по Н. И. Николаеву и А. А. Наймарку)

Тектонические структуры новейшего этапа развития: платформы — древние платформы; 1 — щиты в массивы, 2 — плиты; молодые платформы — 3 — щиты и массивы, 4 — плиты; орогенные эпиплатформальные; 5 — области дорифтовой складчатости, 6 — области рифтовой и палеозойской складчатости; «промежуточные» типа равнины — в областях мезозойской складчатости; 7 — Альпийский пояс, 8 — Тихоокеанский пояс, 9 — области позднего орогенного развития, 10 — зоны неолитного орогенного развития, 11 — зоны неолитного орогенного развития, 12 — области позднекайнозойской палеоэришней складчатости Тихоокеанского пояса; граница поднятия и островные дуги рифтогенные; 14 — Байкальский и Момский рифты

к сильному раздроблению земной коры. В пределах территории Тянь-Шаня, например, сближенные развивающиеся глубинные разломы образуют «узко-блоковую» структуру всего юга данной территории. Отмечаются сдвиговые перемещения, начавшиеся в геологическом прошлом и продолжающиеся в неотектоническом этапе. Например, для Талассо-Ферганского разлома суммарные перемещения в новейший этап оцениваются в 12—15 км, а на позднечетвертичное время падает около 1 км. В пределах надвигов и взбросов устанавливаются горизонтальные перемещения, оцениваемые от долей миллиметра до нескольких миллиметров в год. Для орогенных областей характерна линейность поднятий и погружений, значительные поднятия, достигающие тысяч метров, и такого же порядка погружения. Все это отражается на современном рельефе, имеющем горный характер и являющемся тектоногенным (см. главу XI). Во многих местах он сильно расчленен и размах рельефа достигает первых километров; в предгорных и межгорных впадинах — выровнен.

Области рифтогенеза, ранее рассматривавшиеся в составе области эпиплатформенного орогенеза, на неотектонических картах впервые были выделены Н. И. Николаевым (1969 г.). Заложились они на разновозрастном складчатом основании со значительным разрывом во времени между предшествующей складчатостью и началом рифтогенеза. Расположение рифтовых зон в плане тесно связано с простиранием дорифтогенных зон трещин и разломов. Обычно они наследуют крупные зоны глубинных разломов, возникших еще в докембрии. Для рифтовых зон характерны широкое проявление базальтового вулканизма и повышенная сейсмичность. Это протяженные, линейно вытянутые области поднятий с впадинами — рифтами, имеющими часто амплитуду прогибания, превосходящую величину поднятий в прилегающих хребтах.

Крупнейшей является Байкальская рифтовая зона, протягивающаяся от Северной Монголии к краевой части Алданского щита. Момская рифтовая область переходит в срединно-океанический хребет Гаккеля в Северном Ледовитом океане. В рельефе они представляют зоны невысоких вытянутых гор, разделенных обособленными впадинами, с тектоногенным рельефом, моделированным процессами денудации.

Среди геоструктур, переходных от континента к океану, выделяют периконтинентальную мегафлексурную зону материкового склона и достаточно сложный по своему рельефу геосинклинальный пояс тихоокеанского типа. В его пределах выделяются зрелые и молодые островные дуги, глубоководные желоба и котловины. К геосинклинали данного типа отнесены и обширные площади между Камчаткой и Сахалином, где выявляются крупные аваншельфовые структуры и молодые рифты.

Океанические геоструктуры представлены океанической платформой с краевыми валами, развитыми вдоль геосинклинальных глубоководных желобов (с океанической стороны) и глубоководными равнинами ложа океана. К числу последних отнесен

внутриконтинентальный Черноморский микроокеан. Океанические орогены в рамках карты представлены хребтом Ломоносова в Северном Ледовитом океане и поднятием Обручева в Тихом. Океанический рифт хребта Гаккеля выделяется в Северном Ледовитом океане.

Общие закономерности. Таким образом, неотектонический этап отличается резко повышенной интенсивностью тектонической жизни Земли, глобальным проявлением активизации тектонических процессов и их определяющим влиянием на развитие современного рельефа литосферы.

МЕТОДЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Схарактеризованные выше сложные условия формирования рельефа с огромным разнообразием взаимодействующих при этом процессов и факторов предопределили своеобразие методики геоморфологических исследований. Важнейшей стороной этой методики является необходимость *всестороннего* и *комплексного* изучения рельефа. Основой этого является сочетание *морфологического, морфометрического* и *историко-генетического* подхода, изучение рельефа в его развитии.

Взаимодействие географических и геологических факторов в ходе возникновения рельефа, тесная связь геоморфологии с другими науками о Земле, а также с точными науками физико-математического цикла требуют исключительного многообразия методов исследования, применяемых в изучении геоморфологии. Среди этих методов различаются морфографические, морфометрические, геологические, географические, историко-геоморфологические, геофизические, топо-геодезические, дистанционные, историко-археологические. Значительная роль в геоморфологических исследованиях принадлежит геоморфологическому картированию, синтезирующему различные частные методики. Применяется также экспериментальный метод, воспроизводящий динамические процессы и их морфологические следствия.

Принципиальной основой геоморфологических исследований является методология диалектического материализма, требующая изучения всех объектов в их развитии, учета взаимосвязанности всех явлений природы, исторического подхода к анализу рельефа. Поэтому следует подчеркнуть, что ни один из перечисленных методов, взятый отдельно, не может обеспечить полностью, всесторонность познания изучаемых в геоморфологии объектов. Только в совокупном их использовании достижимо максимально полное раскрытие строения, происхождения и истории формирования рельефа.

Обратимся к краткой характеристике применяемых в геоморфологии методов.

Морфографические методы исследования рельефа основаны на непосредственном наблюдении внешнего облика форм и элементов рельефа, выявлении их особенностей и типических черт с целью морфологической классификации и описания, а также изучения их пространственных взаимосвязей. В изучении морфологии рельефа, конфигурации гидросети и береговых линий существенную по-

мощь оказывают хорошие топографические карты и аэроснимки. Для геологов морфография представляет интерес прежде всего потому, что плановые очертания элементов рельефа могут быть обусловлены особенностями геологического строения субстрата. В этом отношении большое значение приобретает выявление прямолинейных, а также кольцевых геоморфологических элементов, их картирование, статистическая обработка и генетическое истолкование.

Морфометрические методы основаны на применении количественных критериев к анализу форм рельефа и соответствующего генетического истолкования получаемых результатов. Методы базируются на анализе относительного гипсометрического положения форм и элементов рельефа, изменчивости уклонов, плотности гидросети, ширины и длины форм рельефа. Исследование ведется на основе точных современных топографических карт, позволяющих определять гипсометрию рельефа и уклоны, а также с применением аэроснимков и непосредственных полевых измерений. Морфометрический анализ с успехом используется при поисках нефтегазоносных структур и при глубинном геологическом картировании в рудных районах. Количество видов морфометрических методов в настоящее время очень велико. Они рассматриваются в специальных руководствах.

С помощью морфографии и морфометрии осуществляется прогнозирование разрывных нарушений различных рангов, блоков осадочного, линейных складок и брахиморфных структур, форм погребенного рельефа, производится уточнение границ различных схем природного районирования (геоморфологического, неотектонического, инженерно-геологического и т. д.).

Необходимо подчеркнуть, что морфографические и морфометрические методы совершенно недостаточны для выяснения генезиса и тем более — истории развития форм рельефа. В природе часто наблюдается конвергенция форм. Так, по своей форме неразличимы структурные и аллювиальные террасы. С другой стороны, формы рельефа одного и того же генезиса морфологически могут быть резко различными. Поэтому важнейшее значение в геоморфологии имеют историко-генетические методы, и среди них прежде всего геологические.

Геологические методы включают большое число методов, направленных на изучение геологического строения форм рельефа и выявление многообразных связей рельефа с геологическим строением и тектоническим развитием. Эти методы дают наиболее убедительный материал для суждения о генезисе форм рельефа. *Морфоструктурный (морфогеологический) метод* заключается в выявлении геологического строения форм рельефа и в анализе взаимоотношений рельефа с геологией. Сюда относится также *морфолитогенетический метод*, суть которого основана на изучении выражения свойств горных пород в рельефе. Выявляются структурные, структурно-обусловленные и аструктурные формы рельефа. Удаётся различить сбросовые и эрозионные горы, прямые и обра-

щенные формы тектонического рельефа и т. д. Важнейшее значение морфогеологический метод имеет для аккумулятивных форм рельефа, так как изучение их геологического строения дает прямые указания на их генезис и возраст. При этом применяется *метод генетических типов отложений*, позволяющий по характерным признакам установить их происхождение. С другой стороны, это изучение используется как *метод коррелятных отложений*, заключающийся в выяснении связей между денудационными формами и соответствующими им в едином процессе развития рельефа аккумулятивными образованиями. Метод этот особенно важен для установления возраста выработанных форм рельефа и отдельных этапов его развития. Так, геологический возраст дельтовых отложений определяет время формирования соответствующих частей речной долины, возраст грубообломочных слоев в толще предгорных отложений, указывает на время интенсивных горообразовательных движений и оживления эрозионного вреза речной сети. Чередование тонко- и грубообломочных толщ в предгорных отложениях свидетельствует о периодичности тектонических поднятий. Особенно важное значение имеет метод коррелятных отложений в палеогеоморфологии. *Историко-геологический метод* заключается в выяснении геологической истории, предшествующей и сопутствующей возникновению современного рельефа. При этом особенно широко применяется изучение *четвертичной геологии*, что обусловлено преобладанием в рельефе форм четвертичного возраста.

При применении геологических методов используются геологические карты и литература, а также проводятся специальные исследования.

Отметим наиболее важные из употребляемых при этом частных методов.

Минералого-петрографический метод направлен на изучение состава обломочного материала в целях прежде всего выяснения путей сноса и оконтуривания питающих бассейнов. Широко используются при этом данные шлихового опробования, гранулометрический и валунный методы. *Литолого-фациальный метод* заключается в изучении состава и фациальной изменчивости коррелятных отложений и их генетических типов. Широко применяется тут анализ текстур (слоистости и слоеватости) осадочных пород, изучение слоистости и другие палеогеографические методы. *Стратиграфический метод* применяется для установления геологического возраста отложений и форм рельефа. *Палеонтологические методы* дают основу определения возраста отложений и наиболее важные указания о климатических условиях прошлого. Последние выявляются также *методом изучения кор выветривания* и по генетическим типам отложений.

Исключительно большое значение имеет *структурно-тектонический анализ*. По Н. П. Костенко, он заключается в изучении морфологии, генезиса и возраста складчатых и разрывных структур непосредственного субстрата рельефа, в изучении

динамики его развития. При этом применяется весь известный в настоящее время арсенал приемов тектонического анализа (структурный, объемный, формационный анализ, изучение фаций и мощностей, перерывов и несогласий и т. д.). Изучение рельефа необходимо вести также с учетом данных о неотектонических движениях и структурах. Между геоморфологическими методами, применяемыми в неотектонике (см. главу XIII), и использованием неотектонических данных в геоморфологии имеется самая тесная диалектическая связь.

Географические методы применяются для выяснения условий рельефообразования в настоящее время и в прошлом. В особенности большое значение имеет *выяснение климатических условий*, что связано с определяющей ролью климата в развитии экзогенных процессов. Сюда относится изучение *географических ландшафтов, почв, гидрологии рек, мерзлотных явлений*. Самостоятельное значение имеют *биогеографические методы* — *зоогеографический* и *геоботанический*, используемые для выявления физико-географических условий прошлого, в частности, распределения суши и моря.

Историко-геоморфологические методы, или методы *палеогеоморфологии* предназначены для установления истории, стадийности развития рельефа и его закономерностей. В основу этой важной группы методов положен морфолого-генетический принцип. В соответствии с ним, исходя из генетического истолкования морфологических признаков рельефа при одновременном учете всех геологических данных, и в особенности генезиса и возраста коррелятивных отложений, проводится общая геоморфологическая классификация рельефа изучаемой территории. В рамках группы форм одного и того же генезиса устанавливаются ряды последовательности их образования и с помощью геологических методов осуществляется их возрастная датировка с последующей временной корреляцией форм различного генезиса. В эту группу методов входят *методы анализа геоморфологических циклов* (выявление цикличности в формировании рельефа, например, образование серии речных террас и ассоциирующих с ними форм рельефа), *методы анализа геоморфологических уровней*, *метод поверхностей выравнивания* и *метод морфолого-структурной корреляции*. Последний позволяет на основе прослеживания, сопоставления и увязки различных по происхождению форм рельефа воссоздавать для определенного временного интервала историю их формирования. При этом могут быть увязаны и столь контрастные категории рельефа, как денудационные и аккумулятивные (рис. 62).

Геофизические методы, например сейсмические, магнитометрические, гравиметрические, широко используются в планетарной геоморфологии для уточнения формы и происхождения геоида в целом и в отношении таких крупнейших его форм, как материки и океаны. Применяются они и при региональных геоморфологических исследованиях.

Особый размах приобрели геофизические методы в настоящее

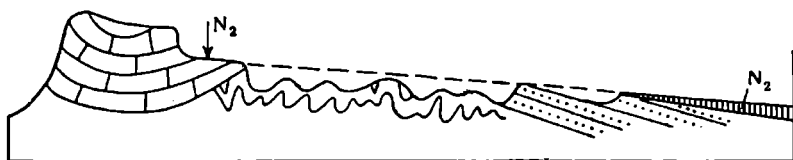


Рис. 62. Схема определения возраста рельефа и воссоздания геоморфологической обстановки с помощью морфолого-стратиграфической корреляции

время при изучении рельефа, тектоники и происхождения дна океанов. Используются при этом также гидроакустические исследования (эхолотирование).

При крупномасштабных геоморфологических исследованиях геофизическое изучение имеет основное значение для выявления строения и рельефа ложа рыхлых отложений и их мощностей. Оно осуществляется методами электроразведки (вертикального электродондирования (ВЭЗ), симметричного или дипольного профилирования) и сейсморазведки невзрывного типа. Широко используются геофизические методы не только при наземных работах, но и с различных летательных аппаратов. Важнейшее значение имеют геофизические методы при изучении современных движений земной коры.

Топо-геодезические методы подразделяются на методы использования топографических карт для изучения морфологии и морфометрии рельефа и на методы специальных геодезических измерений. Хорошие топографические карты позволяют выявить многие формы рельефа, неуловимые при визуальных наблюдениях и даже на аэроснимках, особенно в пределах больших городов, в залесенных местностях, например слабо заметные речные террасы с замытыми уступами и мало отличающиеся по высоте. Геодезические методы используются прежде всего для определения точных характеристик отдельных геоморфологических объектов в тех случаях, когда топографическая карта не позволяет получить данные требуемой точности. Особенно большое значение имеет нивелирование при изучении террас, продольных профилей долин и т. п. Геодезические методы применяются также при изучении современных движений земной коры. Это повторные высокоточные нивелировки и триангуляционные съемки. Они имеют огромное практическое значение, так как дают точные цифры, необходимые при проектировании крупных гидротехнических сооружений.

Дистанционные методы включают аэрометоды и методы изучения поверхности Земли из космоса. Методы эти очень прогрессивны и резко удешевляют и ускоряют исследования.

Главная особенность этих методов заключается в высокой точности изображения геоморфологических объектов и других элементов ландшафта в их соотношениях с геологическим строением, а также в просвечивании некоторых особенностей глубинного строения. Характерна также возможность при соответствующем наборе

этих методов совмещения детальности и обзорности наблюдений. Повторные наблюдения обеспечивают надежные выводы по динамике рельефообразующих процессов. Дистанционные методы позволяют также широко использовать для целей геоморфологии методы ландшафтного дешифрирования, вовлекая в орбиту геоморфолога всю географическую среду в ее многообразии.

К аэрометодам относятся аэровизуальные наблюдения и использование аэрофотоматериалов. Важнейшее значение имеет геоморфологическое дешифрирование аэроснимков. Благодаря их свойству под стереоскопом увеличивать размах рельефа, все его морфологические особенности выступают особенно ярко, что в высокой степени повышает возможность их дешифрирования. Кроме обычных черно-белых снимков используются цветные и спектрально-анальные. При съемках из космоса применяются также методы, преобразующие информацию в виде электросигналов с помощью телевидения, ЭВМ и др. Космические снимки мелкого масштаба охватывают огромные пространства, создавая важный эффект обзорности.

Историко-археологические методы основаны на изучении древних рукописей и карт, дающих сведения о былом рельефе, на анализе топонимии — географических названий, свидетельствующих о недавних изменениях в рельефе, на сопоставлении топографических карт, различающихся по времени съемки. Большой интерес для выявления недавних тектонических движений и колебаний уровня моря представляют также археологические материалы.

Особое место в ряду методов исследования рельефа занимает *геоморфологическое картирование*. Оно является важнейшим средством познания геоморфологического строения и истории развития поверхности нашей планеты, поскольку геоморфологическая карта является итоговым документом, построенным на основе применения всех перечисленных ранее методов геоморфологических исследований. Она отражает морфологию, генезис и возраст рельефа, а также соотношения между формами рельефа и геологическим строением. Освещение типов геоморфологических легенд и карт будет дано в специальном разделе ниже.

В последние десятилетия существенные успехи достигнуты в применении для геоморфологических исследований *экспериментальных методов*. Эксперимент, учитывающий фактор геологического времени, позволяет выразить процессы, формирующие рельеф, не только качественно, но и количественно. Предметом эксперимента чаще всего избирают русловой процесс, плоскостной смыл и намыв, гравитационные и другие рельефообразующие процессы. На основе ряда экспериментов уже внесены важные поправки в некоторые теоретические положения геоморфологической науки.

Важным дополнением к экспериментальным исследованиям являются *методы математической статистики*, также позволяющие давать количественные характеристики рельефа.

В последние годы растущий интерес вызывает применение к изучению рельефа *сравнительно-планетологического метода*.

Открытие широкого распространения ударных (метеоритных) кратеров на Луне, Марсе, Меркурии повысило внимание к наличию подобных форм в рельефе Земли. С другой стороны, при изучении рельефа Марса выявляются формы, аналогичные известным формам рельефа Земли, как, например, меандрирующие долины.

Значение геоморфологического метода для восстановления геологической истории поверхности Земли

Известно, что для более отдаленных геологических периодов, чем неоген — антропоген, восстановление истории геологического развития осуществляется с помощью комплекса геологических методов, путем изучения осадочных, магматических и метаморфических пород и форм их залегания. Однако этот комплекс оказывается недостаточным для расшифровки последних страниц геологической истории, когда с начала неогена (20—25 млн. лет назад) в основных чертах сформировалась современная суша. Все это время на суше господствовало осадконакопление в континентальных условиях, и на обширных пространствах шли денудационные процессы с повсеместным образованием рельефа. В результате этого формы рельефа становятся основным предметом историко-геологического анализа. В связи с этим расшифровка геологической истории континентального этапа естественно может осуществляться лишь при совместном использовании геологической и геоморфологической методик.

В основе историко-геологического анализа лежит изучение истории долин, и прежде всего истории речных террас, изучение береговых линий морей и озер, поверхностей выравнивания и синхронных им аккумулятивных образований, изучение следов ледникового рельефа прошлого. Ценные данные дает исследование склонов методом морфологического анализа (по В. Пенку). Важнейшее значение имеет выявление генетических типов отложений с использованием при их изучении всего арсенала геологических методов.

Применение геоморфологической методики для прогноза глубинного геологического строения. На основе обширных региональных геоморфологических исследований накопился огромный фактический материал, неоспоримо свидетельствующий о том, что рельеф Земли в большой степени является структурно-обусловленным (независимо от того, имеет ли он денудационный или аккумулятивный характер). В результате открылась возможность прогноза геологического строения структурных комплексов, перекрытых более молодыми образованиями на основе использования геоморфологических признаков. Подобный прогноз может осуществляться и в районах сложного (многоярусного) геологического строения благодаря значительному консерватизму разновозрастных структурных планов (особенно отчетливо проявляющемуся на платформах).

Значение этого метода в настоящее время особенно возрастает, так как геологические исследования все больше концентрируются на закрытых территориях, все чаще обращаются к глубоко залегающим комплексам пород. В этой связи возрастает роль геоморфологических или, точнее, «структурно-геоморфологических» методов.

Указанная методика широко применяется для *выявления разрывных нарушений*, систем и рангов этих нарушений, их пространственного и временного соотношения между собой и со складчатой структурой. Геоморфологические критерии, позволяющие прогнозировать разрывные нарушения, проявляются в целом ряде признаков. Это спрямленные участки речных русел и долин, прямолинейные проходные и погребенные долины, сгущенная план-параллельная ориентировка речных стволов, резкая асимметрия речных долин и бассейнов, прямолинейные очертания тыловых швов террас и границ между другими генетическими разностями отложений флювиального ряда, наследование прямолинейных участков погребенных долин, приуроченность карстовых, суффозионных и оползневых форм к определенным линиям, резкая смена мощностей неогеновых и четвертичных отложений вдоль узкой зоны, резкая смена интенсивности экзогенных процессов, резкий скачок градиентов современных и неоген-четвертичных движений в узкой полосовой зоне, и т. д. Морфологически большинство этих признаков имеет отчетливо выраженный линейный характер. Как и другие линейные элементы природной обстановки (прямолинейные участки границ растительности, почв, болот и т. п.), они известны в литературе под названиями «мегатрещиноватости» и «следов трещин», а Г. И. Раскатовым выделены как «линевенты».

Сопоставление данных геоморфологических, геологических и геофизических исследований позволяет осуществить их взаимную корректировку и выделить наиболее достоверные разрывные нарушения, а также подойти к решению вопроса о морфолого-генетической природе и истории формирования разрывов.

Можно говорить о геоморфологических признаках региональных и глубинных разломов (коровых и проникающих в мантию), разрывных нарушений неглубокого залегания и тектонических трещин. Первым отвечают крупные линейно-полосовые линементы большой протяженности — резкие контрасты в рельефе и мощностях новейших отложений, цепи локальных поднятий, желобообразные прогибы. Разрывные нарушения неглубокого залегания выражены более мелкими линеентами. Контрастность геоморфологических характеристик по обе стороны от данного нарушения выражена слабо. Трещины отображены локальными линеентами. Сдвиги хорошо выявляются резкими плановыми смещениями русел (рис. 63).

Многие из перечисленных выше геоморфологических признаков разрывов позволяют выделить погребенные речные долины, заложившиеся вдоль разрывных нарушений. Пересечение крупных линементов указывает на местоположение структурных узлов, в ко-

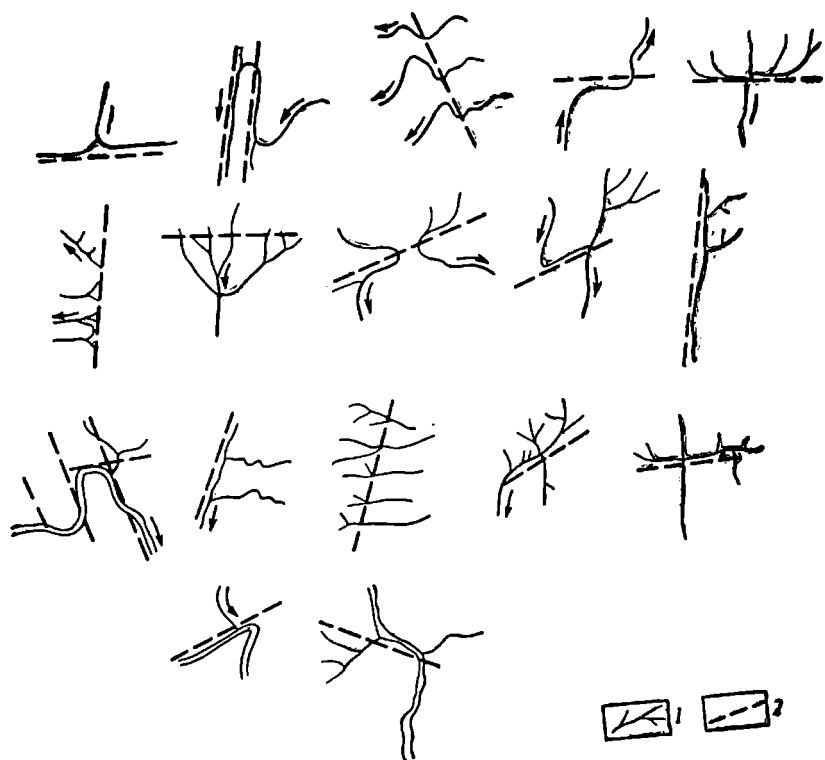


Рис. 63. Некоторые геоморфологические признаки, позволяющие выделять разрывные нарушения (по Г. И. Раскатову).

1—гидросеть; 2—линии предполагаемых разрывных нарушений

торых могут локализоваться магматические тела, рудные столбы и т. д.

Прогноз блоковой структуры. Сетка выделенных геоморфологически крупных разрывных нарушений в основном предопределяет конфигурацию блоковых структур. Уточнение ее производится путем привлечения морфометрических данных и морфологии рельефа с использованием аэроснимков (различия фототона и рисунка фотоизображения микрорельефа), данных о рельефе ложа четвертичных отложений и т. д. В зависимости от ранга ограничивающих разрывных нарушений устанавливается и порядок блоковых структур, их соподчиненность. При этом используются и сведения по геоморфологическому районированию, поскольку установлено, что геоморфологическим единицам — областям, подобластям, районам и подрайонам — отвечают тектонические блоки соответствующего ранга. Все эти данные должны быть увязаны с геологическими и геофизическими материалами.

Прогноз складчатой структуры. Наиболее сложным оказывается выявление линейных складчатых структур интенсивно дислоцированных комплексов основания подвижных поясов или фундамента платформ. Отображение таких структур в рельефе происходит или за счет тектонической активности ограничивающих их разрывов; или в результате «просвечивания» пластов, слагающих складчатую структуру, вследствие избирательной денудации выступающих на поверхности несогласия и влияющих на свойства пород чехла. Таким образом скрытая на глубине складчатая структура фрагментно намечается в рисунке гидросети и рельефа прямыми и плавно изгибающимися линейными элементами. Наиболее четко выявляются крупные структуры типа антиклинориев, но достаточно хорошо выявляются и более мелкие складки в районах с развитием пород резко неоднородного состава. Яркий пример этого — узкие синклинальные трогии Курской магнитной аномалии (КМА), сложенные нижнепротерозойскими сланцами и железистыми кварцитами. Последние вследствие своей большей устойчивости к выветриванию образуют в палеорельефе резко выступающие гребни (с превышением до 50 м), влияющие на строение покрывающего их осадочного чехла и рельефа поверхности.

Наиболее полно разработана методика прогнозирования брахиморфных платформенных структур, что связано с ее использованием при поисках поднятий, перспективных на нефть и газ. Локальные структуры хорошо выявляются морфологически. Особенно эффективен при этом анализ рисунка гидросети (подковообразные изгибы рек и согласованные изгибы параллельных рек, радиальный рисунок гидросети и т. д.). Четко трассируются локальные структуры микроформами рельефа, в плане располагающимися в виде прерывистых овалов и зонально-концентрическим рисунком ландшафтных элементов на аэроснимках.

На основе методики В. П. Философова по морфометрическим данным локальные поднятия выделяются: 1) на основании анализа рисунка изобазит, или линий равных отметок тальвегов однопорядковых долин (каплевидная форма изобазит при сгущении последних), 2) в пределах овалов, вписанных в контур, обозначенный максимумами остаточного рельефа (разность между дневным рельефом и изобазитами), 3) по минимальным значениям изолонг (линий равных длин однопорядковых долин), 4) по максимумам значений плотности гидросети, 5) по максимумам энергии рельефа и другим показателям.

К числу морфолого-генетических признаков локальных поднятий относятся: 1) сокращение мощности аллювия, 2) погрубение фаций, 3) локальное увеличение превышений террас, 4) локальная смена аккумулятивных террас цокольными или эрозионными, 5) депрессии над солянокупольными структурами, 6) скопления барханных песков среди грядовых.

Геоморфологические методы успешно используются также при уточнении структурных карт, фациальных, палеотектонических и

палеогеографических границ. Важную роль они призваны сыграть при изучении геологического строения шельфа и океанического дна.

Решение всех перечисленных выше задач обеспечивает переход к использованию геоморфологических критериев при прогнозировании структурных форм и форм погребенного структурного рельефа, контролирующего размещение полезных ископаемых. Все большую роль геоморфологические исследования начинают играть в изучении структур рудных районов и рудных полей, в особенности при выявлении блоковой тектоники.

Геоморфологическая графика

Итогом специальных геоморфологических исследований, а также геоморфологических наблюдений, обязательно сопровождающих геологосъемочные работы, согласно инструкции по съемке в масштабах 1 : 200 000 и 1 : 100 000, является геоморфологическая карта, которая входит в комплект графики геологического отчета. Геоморфологическая карта сопровождается геоморфологическими разрезами, колонками, блок-диаграммами и другой графикой. Дается также геоморфологическое описание в виде главы «геоморфология» в геологическом отчете, или в виде самостоятельного отчета в случае специализированных геоморфологических исследований.

Типы геоморфологических карт. В общей классификации геоморфологические карты рассматриваются как специальные, различаясь по масштабу, содержанию и назначению. Геоморфологические карты также, как и геологические, целесообразно классифицировать по масштабу, поскольку геоморфологические исследования включаются в комплексную геологическую съемку: обзорные (от 1 : 10 000 000 до 1 : 1 500 000), мелкомасштабные (1 : 1 000 000 — 1 : 500 000), среднемасштабные (1 : 200 000 — 1 : 100 000) и крупномасштабные (1 : 50 000 — 1 : 25 000 и крупнее).

Классификация геоморфологических карт наиболее подробно и обоснованно изложена в работах А. И. Спиридонова. По содержанию геоморфологические карты разделяются на общие и частные.

Частные геоморфологические карты составляются на основе необобщенных или мало обобщенных частных показателей, относящихся только к морфографии, морфометрии, происхождению, возрасту рельефа, современным рельефообразующим процессам и т. д. Соответственно различают карты: морфографические, морфометрические (карты густоты расчленения, глубины расчленения, крутизны земной поверхности и др.), структурно-геоморфологические, морфоскульптурные (флювиального, ледникового, карстового и суффозионного, эолового, вулканического рельефа и т. п.), морфохронологические, морфодинамические и т. д. Такие карты называются также аналитическими.

Общие геоморфологические карты составляются с учетом совокупности важнейших показателей: морфологии (морфография и морфометрия), генезиса и возраста рельефа.

Кроме того, различают карты *типологические*, где выделяются территории со сходными типами явлений (типы рельефа, геоморфологических процессов, поверхностей рельефа и т. п.), и карты *геоморфологического районирования*, на которых выделяются районы по индивидуальным (региональным) признакам рельефа, характерным только для этих районов.

В зависимости от отрезка времени, для которого дается характеристика рельефа, различают карты *современных геоморфологических условий* (сложившихся к настоящему времени), *карты палеогеоморфологические* (различных этапов развития рельефа), *карты геоморфологических прогнозов* (развития рельефа в будущем).

По назначению геоморфологические карты могут быть подразделены на *карты широкого и узкого назначения*. Первые рассчитаны на удовлетворение общих потребностей различных отраслей науки и народного хозяйства, вторые (специальные или прикладные) — на решение конкретных хозяйственных задач: поиски полезных ископаемых (карты для поисков россыпей, коренных месторождений, нефтегазоносных структур), для инженерных целей (гидротехнического и дорожного строительства), для сельскохозяйственного назначения.

Среди всех названных типов карт рассмотрим подробнее общие геоморфологические карты широкого назначения.

Общие геоморфологические карты должны характеризовать рельеф по следующим основным признакам: *морфология, генезис и возраст рельефа*. Общие геоморфологические карты подразделяются на аналитические и синтетические. На аналитических картах выделяются элементы и формы рельефа, охарактеризованные по названным основным признакам и отображаемые условными знаками. На синтетических картах показывают комплексы форм рельефа, и основными условными обозначениями отображают несколько геоморфологических признаков.

На *аналитических картах* характеристика рельефа с точки зрения генезиса, морфологии и возраста дается путем сочетания нескольких условных обозначений: цветового фона, штриховки, значков, индексов, изолиний. Долгое время для составления общей легенды не существовало. Одними исследователями цветовой фон использовался для изображения возраста рельефа, а штриховые знаки — для показа генезиса и морфологических особенностей рельефа (различные денудационные и аккумулятивные формы равнинного, холмистого, горного и других морфологических типов рельефа). Другие исследователи цветным фоном предлагают отображать происхождение рельефа, а оттенками (интенсивностью тонов) или индексами — возраст рельефа; морфология передается горизонталями. В 1968 г. комиссия Геоморфологическо-

го картографирования при Международном географическом союзе разработала унифицированную легенду для геоморфологических карт масштаба 1 : 25 000 — 1 : 50 000. По А. И. Спиридонову, для построения общих геоморфологических карт аналитического типа следует использовать независимые друг от друга системы условных обозначений. Морфологические особенности рельефа лучше всего изображать горизонталями; эта характеристика может быть дополнена разработанными внemasштабными условными знаками: обрывы, овраги, уступы, бровки, карстовые воронки, береговые валы и пр. Генезис рельефа следует показывать фоновой окраской, для чего приводится перечень основных генетических категорий рельефа и рекомендуемые цвета качественного фона и значков (табл. 3). Для изображения рельефа, образованного под влиянием действующих последовательно двух факторов, прибегают к наложению на цветовой фон ведущего фактора цветной штриховки, соответствующей другому фактору. Возраст рельефа лучше всего передавать интенсивностью цветных тонов. Кроме того, наносятся генетические и возрастные индексы.

При черно-белом оформлении геоморфологических карт используют разнообразные штриховые, линейные и внemasштабные знаки. При составлении геоморфологической карты необходимо стремиться к тому, чтобы карта, богатая по содержанию, была наглядной и легко читаемой.

На синтетических картах, как указывает А. И. Спиридонов, выделяют морфологические комплексы (типы рельефа), которые представляют собой естественные группировки форм, объединенных общностью внешнего облика, геологического строения, происхождения и развития. Чаще всего на крупно- и среднemasштабных картах цветовыми знаками изображают вулканические образования и экзогенезис форм рельефа в связи с их морфологией, а интенсивностью цветного фона — морфометрические показатели (абсолютные и относительные высоты). Для аккумулятивных низменных равнин применяют зеленые и голубые тона, для денудационных возвышенных равнин — желто-коричневые, для гор — коричневые и красноватые. Интенсивность тона усиливается от низких равнин к возвышенным и от низких гор к высоким. Для отображения геоморфологических показателей, которые не вошли в систему цветных обозначений, применяют штриховку. Отдельные формы и элементы рельефа показывают значками. Признаки, общие для нескольких комплексов рельефа, выносят в заголовки и подзаголовки. Иногда условные обозначения составляют в виде таблицы.

Общие геоморфологические карты синтетического и аналитического типов обычно дополняют друг друга. Первые более применимы при полевых исследованиях, вторые чаще используют для построения карт более мелкого масштаба, чем масштаб полевой съемки, для карт-врезок, обзорных карт, составляемых главным образом камеральным путем.

Таблица 3

Основные генетические категории рельефа и их обозначение
на общей геоморфологической карте аналитического типа
(по А. И. Спиридонову, с изменениями)

Генетические категории рельефа	Индекс	Цвет фона и значок
Э н д о г е н н ы й		
<p>Тектонический: созданный плавными движениями земной коры</p> <p>созданный разрывными движениями</p> <p>Вулканический</p> <p>Псевдовулканический</p>	β ρз	<p>Красный цвет</p> <p>Исбазы, страто-, морфоизо-гипсы, ареалы форм поднятий и опусканий</p> <p>Линейные знаки</p> <p>Карминный цвет</p> <p>Серовато-карминный цвет</p>
Ст р у к т у р н о - д е н у д а ц и о н н ы й		
<p>Бронированный прочными породами осадочного происхождения горизонтальные и субгоризонтальные поверхности</p> <p>Бронированные магматическими телами горизонтальные и субгоризонтальные поверхности, бронированные траппами</p> <p>наклонные поверхности, бронированные траппами</p> <p>формы препарировки секущих интрузий</p> <p>формы препарировки массивных интрузий</p>		<p>Серый цвет</p> <p>Горизонтальная штриховка</p> <p>Наклонная штриховка</p> <p>Карминный цвет</p> <p>Горизонтальная штриховка</p> <p>Наклонная штриховка</p> <p>Линейные и внесмасштабные знаки</p> <p>Штриховка</p>
Э к з о г е н н ы й		
<p>Гравитационный: созданный быстрыми движениями несвязного обломочного материала (обвальный, осыпной, лавинный)</p> <p>созданный смещениями блоков горных пород (отседанием, оползанием)</p> <p>созданный массовыми медленными движениями грубообломочного материала</p> <p>созданный течением глинистого материала (солифлюкционный)</p> <p>Делювиальный, созданный нерусловым (склоновым) стоком</p> <p>Комплексно-денудационный</p> <p>Флювиальный: созданный грязекаменными потоками (селевый)</p> <p>созданный временными водотоками</p> <p>созданный постоянными водотоками</p>	<p>gr dr, ds</p> <p>dp</p> <p>dr</p> <p>s</p> <p>d</p> <p>dn f sl</p> <p>p fa</p>	<p>Коричневый</p> <p>Красно-коричневый</p> <p>Каштановый</p> <p>Оранжево-коричневый</p> <p>Серовато-коричневый</p> <p>Оранжевый</p> <p>Зеленый</p> <p>Оливковый</p> <p>Травяно-зеленый</p> <p>Малахитовый</p>

Генетические категории рельефа	Индекс	Цвет фона и значков
Карстовый и суффозионный	<i>ks</i>	Коричневый
Мерзлотный	<i>kr</i>	Фиолетово-серый
Ледниковый и снежниковый	<i>gn</i>	Фиолетовый
Водополедниковый:		Серо-зеленый
флювиогляциальный	<i>fg</i>	Серовато-малахитовый
лимногляциальный	<i>lg</i>	Серовато-бирюзовый
Золовый	<i>v</i>	Желтый
Биогенный	<i>b</i>	Изумрудный
Озерного происхождения	<i>l</i>	Бирюзовый
Морского происхождения:	<i>m</i>	
созданный волновыми процессами		Голубой
созданный неволновыми процессами		Синий
Антропогенный (техногенный)	<i>t</i>	Черный цвет (линейные и вне- масштабные знаки)

Геоморфологические разрезы. Направления для построения разрезов выбираются обычно вкрест простираения основных орографических элементов. Для горных областей профиль строится в одинаковых вертикальном и горизонтальном масштабах или допускается искажение до 2—5 раз; для равнинных областей масштаб вертикальный обычно превышает горизонтальный (до 5—10 раз), что делает рельеф более выразительным. Обязательно профиль должен быть наполнен геологическим содержанием.

Существует несколько способов составления геоморфологических профилей.

1. На обычном геологическом разрезе отмечаются границы пересекемых им на геоморфологической карте районов или генетических типов рельефа, характеристика которых дается в виде краткого текста над геологическим разрезом.

2. По одной или нескольким линиям строятся гипсометрические профили часто с искаженным вертикальным масштабом, отдельные отрезки которых закрашиваются (или заштриховываются) полосой около 1 см в цвет пересекемого ими на карте геоморфологического района. Такие профили в основном дополняют карту лишь гипсометрической характеристикой рельефа.

3. Построение совмещенных профилей (рис. 64). Линии профилей проводятся вкрест простираения основных орографических элементов (системы хребтов, горной страны и т. п.) параллельно друг другу, приблизительно через равные расстояния (А, Б, В, Г, Д). На один профиль (А) последовательно накладываются все остальные; причем для каждого последующего показывается различной цветной или пунктирной линией часть профиля, не закрытая предыдущим. Иногда на результирующий профиль (Д) наносится геологический разрез. Построение совмещенных профилей широко используется в горных странах, где они дают возможность выделять и анализировать поведение поверхностей выравнивания

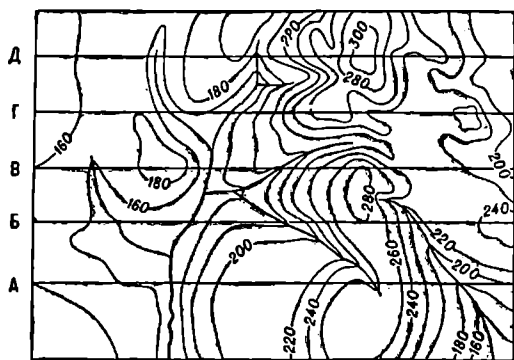
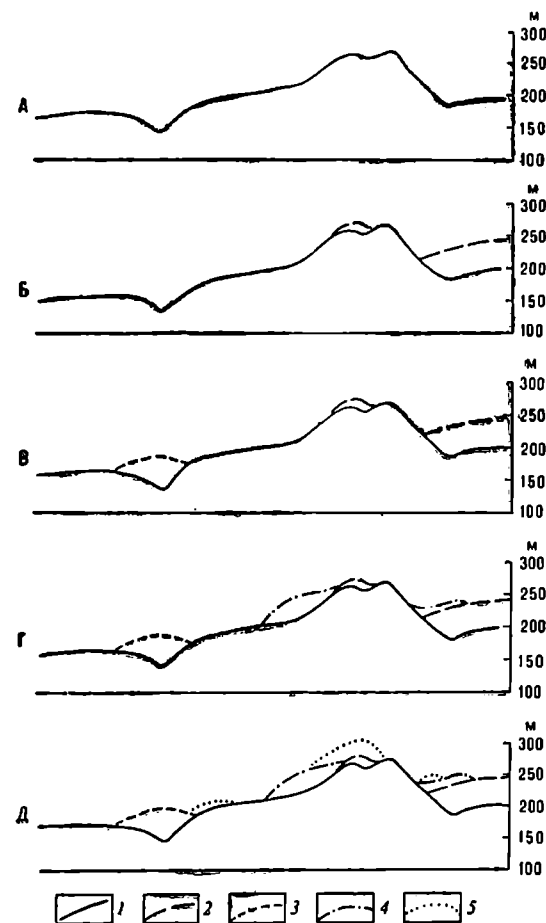


Рис. 64. Методика построения совмещенных профилей.

Линии рельефа по профилям А—Д: 1—по профилю А, 2—по профилю В, 3—по профилю В, 4—по профилю Г, 5—по профилю Д



нивания, а также при изучении речных долин. При этом на продольные профили по долинам рек, построенные по урезам воды, наносятся уровни террас (разным цветом или пунктиром), состав и мощность аллювия, высота и строение цоколя (в виде небольших колонок в разных участках долины для соответствующих террас).

4. Способ составления геоморфологических профилей по С. Г. Бочу. Ниже профиля (построенного первым способом) помещаются данные о тектонических (эндогенных) факторах (направленность, интенсивность и характер движений) и экзогенных процессах (различных денудационных и аккумулятивных), под влиянием которых формировался рельеф конкретного участка в различные эпохи. Изображается также состав осадков и участки, где формируются россыпи.

5. Геоморфологический профиль по А. И. Спиридонову в своей основе представ-

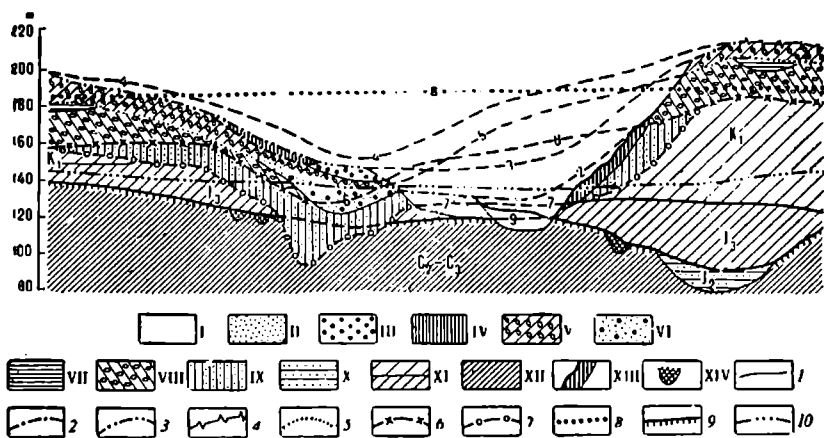


Рис. 65. Построение геоморфологического профиля (по А. И. Спиридонову).

I — современный аллювий; II — аллювий 1-ой надпойменной террасы; III — аллювий 2-ой надпойменной террасы; IV — делювий; V — морена второй ледниковой эпохи; VI — флювиогляциальные отложения; VII — межледниковые озерные отложения; VIII — морена первой ледниковой эпохи; IX — предледниковые флювиогляциальные и доледниковые аллювиальные отложения; X — среднеюрские озеро-аллювиальные отложения; XI — мезозойские морские отложения; XII — каменноугольные морские отложения; XIII — оползни; XIV — карстовые воронки. 1—10 — разновозрастные поверхности рельефа и их генезис (на участках размыва показаны пунктиром): 1 — эрозионный и речной аккумулятивный рельеф времени формирования поймы; 2 — то же, 1-ой надпойменной террасы; 3 — то же, 2-ой надпойменной террасы; 4 — ледниково-аккумулятивный рельеф второй ледниковой эпохи; 5 — межледниковый эрозионный рельеф, обработанный ледником; 6 — доледниковый эрозионный рельеф, эродированный ледником; 7 — рельеф доледникового размыва; 8 — гипотетический морской аккумулятивный меловой рельеф; 9 — среднеюрский эрозионно-денудационный рельеф, абрадированный позднеюрским морем; 10 — гипотетический морской аккумулятивный каменноугольный рельеф

ляет литолого-стратиграфический разрез (рис. 65). На профиле указываются погребенные поверхности денудации и аккумуляции, коррелятные отложения и производится увязка их с соответствующими формами рельефа.

Наглядное представление о рельефе и его связи с геологическим строением дают блок-диаграммы, построенные в конической проекции (линейной перспективе), широко применяемой в геологии. Методика построения блок-диаграмм излагается в специальных работах.

Характерные особенности рельефа и геологического строения можно наглядно передать с помощью фотографии, а также эскизных перспективных зарисовок, на которых можно показать распространение и взаимоотношение различных генетических типов рельефа и континентальных отложений, сделать необходимые поясняющие надписи.

Геоморфологическая колонка (рис. 66) составляется на основе стратиграфической колонки (А). Для выделенных стратиграфических подразделений последовательно составляются колонки, отображающие общую устойчивость пород при выветривании и денудации (Б), подверженность пород некоторым геоморфологическим процессам, наблюдаемым в районе: оползевому (В), плоскостному смыву, эрозионному, солифлюкционному,

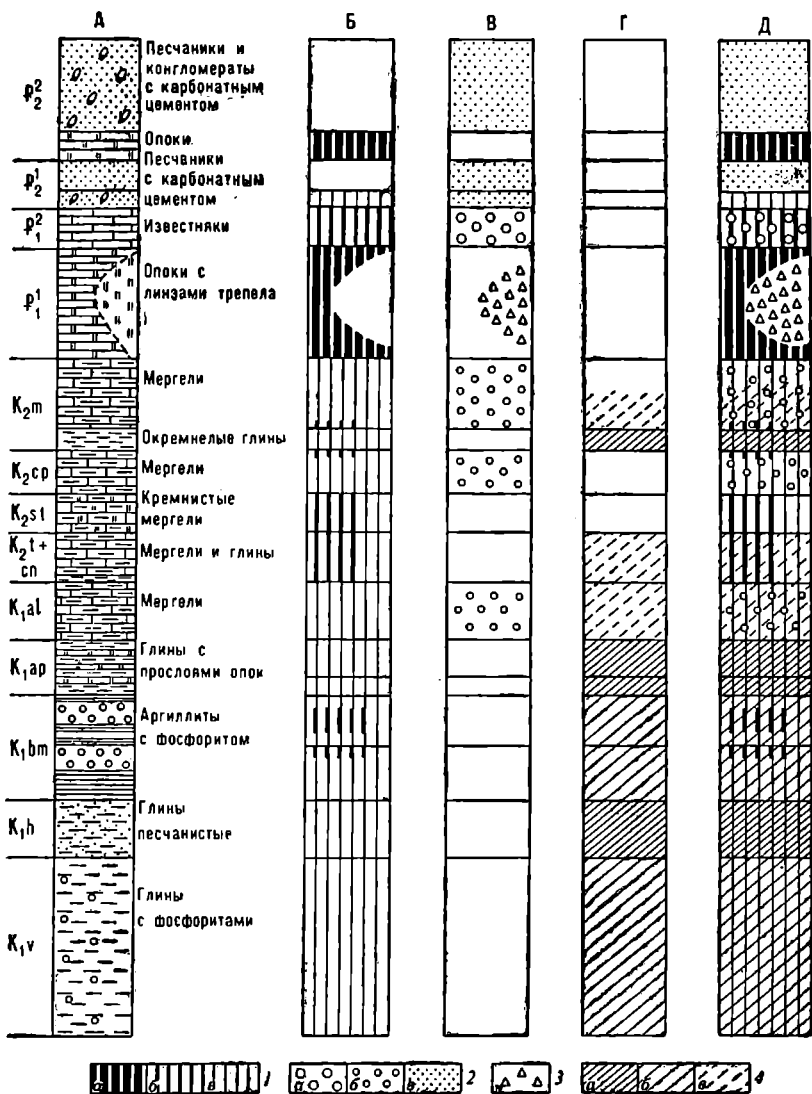


Рис. 66. Геоморфологическая колонка (по Е. В. Милановскому).

Колонки: А—стратиграфическая, Б—общей сопротивляемости размыву, В—карста и суффозии, Г—оползней; Д—сводная геоморфологическая.

1—сопротивляемость пород размыву: а—интенсивная, б—средняя, в—слабая; 2—химическое выщелачивание: а—интенсивное, б—среднее, в—слабое; 3—механическое вымывание; 4—интенсивность оползания: а—высокая, б—средняя, в—слабая

карстово-суффозионному (Г) и т. д. В итоге составляется сводная геоморфологическая колонка (Д), суммарно учитывающая подверженность горных пород всем отраженным на отдельных колонках геоморфологическим процессам.

Геоморфологическое описание

При геоморфологических исследованиях, выполняемых в комплексе с геологической съемкой, в результате полевых работ составляется текст главы «Геоморфология» в общем отчете с приложением необходимых графических материалов. Характеристика рельефа дается по геоморфологическим районам, в соответствии с районированием, обозначенным на карте. Описание дается по генетическому принципу. Выделяются формы эндогенного (тектонического и вулканического) и экзогенного рельефа (флювиального, ледникового, карстового, склонового и т. п.) с разделением каждого генетического типа на денудационные и аккумулятивные группы форм. Специальное внимание уделяется описанию «сквозных» форм рельефа — конкретных долин, побережий морей и озер, моренных гряд и т. п., пересекающих ряд геоморфологических районов. Особенно детально описываются речные и морские террасы и поверхности выравнивания, составляющие основу для выявления истории развития рельефа. В заключение восстанавливается история рельефа, новейших тектонических движений и континентального осадконакопления, анализируются факторы рельефообразования, рассматриваются современные рельефообразующие процессы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Башенина Н. В.* Формирование современного рельефа земной поверхности (общая геоморфология). М., Высшая школа, 1967, 388 с.
- Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М., Недра, 1975, 264 с.
- Билибин Ю. А.* Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1955. 472 с.
- Великанов М. А.* Руслевой процесс (основы теории). М., Физматгиз, 1958, 395 с.
- Воскресенский С. С.* Динамическая геоморфология, М., Изд-во МГУ, 1971. 228 с.
- Герасимов И. П.* Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР.— В кн.: Проблемы физической географии. Т. 12, М.-Л., 1946, с. 33—46.
- Дэвис В. М.* Геоморфологические очерки. М., 1962. 455 с.
- Зенкович В. П.* Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
- Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей.* Масштаб 1 : 5 000 000, под ред. Н. И. Николаева и А. А. Наймарка. М., 1979.
- Кинг Лестер.* Морфология Земли. М., Прогресс, 1967. 559 с.
- Костенко Н. П.* Развитие рельефа горных стран. М., Мысль, 1979. 367 с.
- Костенко Н. П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., Недра, 1972. 320 с.
- Криволицкий А. Е.* Рельеф и недра Земли. М., Мысль, 1977. 301 с.
- Лаврушин Ю. А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., Наука, 1976. 237 с.
- Леонтьев О. К.* Дно океана. М., Мысль, 1968. 319 с.
- Леонтьев О. К., Рычагов Г. И.* Общая геоморфология. М., Высшая школа, 1979. 287 с.
- Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Сафьянов Г. А.* Геоморфология морских берегов. М., Изд-во МГУ, 1975. 336 с.
- Лютцау С. В.* Основы геоморфологии. М., Изд-во МГУ. Ч. I, 1971, 145 с., ч. II, 1978. 179 с.
- Маккаев Н. И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955. 345 с.
- Маккаев Н. И., Хмелева Н. В., Зонтов И. Р., Лебедева Н. В.* Экспериментальная геоморфология. М., Изд-во МГУ, вып. 1, 1961. 194 с.; вып. 2, 1969, 178 с.; вып. 3, 1978, 148 с.
- Марков Е. Е.* Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948. 343 с.
- Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям.* Л., Недра, 1972. 384 с.

Мещеряков Ю. А. О полигенетических поверхностях выравнивания (на примере юго-востока Русской равнины). Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959, № 1, с. 36—24.

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., Наука, 1965, 390 с.

Михайлов А. Е., Рамм Н. С. Аэрометоды при геологических исследованиях. М., Недра, 1975. 198 с.

Нестеренко Г. В. Происхождение россыпных месторождений. Новосибирск, Наука, 1977. 310 с.

Николаев Н. И. История развития основных представлений в геоморфологии. Очерки по истории геологических знаний. Вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1958. 96 с.

Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Изд-во АН СССР, 1949, 296 с.

Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 13—24.

Обручев В. А. Проблема лёсса.— Труды II междунар. конф. ассоц. по изуч. четв. периода, вып. 2. М.-Л., 1933, с. 115—137.

Павлов А. П. Статьи по геоморфологии и прикладной геоморфологии. М., Моск. об-ва испыт. природы, 1951. 184 с.

Пенк В. Морфологический анализ. М., Географгиз, 1961. 359 с.

Пиотровский В. В. Геоморфология с основами геологии. М., Недра, 1977. 224 с.

Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М., Недра, 1970. 294 с.

Проблемы поверхностей выравнивания. М., Наука, 1964. 222 с.

Раскатов Г. И. Прогнозирование тектонических структур фундамента и чехла древних платформ и форм погребенного рельефа средствами геолого-геоморфологического анализа. Воронеж, Изд-во ВГУ, 1972. 108 с.

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.

Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. М., Недра, 1975. 184 с.

Спиридонов А. И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М., Высшая школа, 1970. 456 с.

Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., Географгиз, 1963. 311 с.

Федорович Б. А. Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии.— Труды Ин-та географии АН СССР, т. 80, 1960, с. 96—117.

Федорович Б. А. Основные черты рельефа песков пустыни Каракум. — Труды Ин-та географии АН СССР, т. 80, 1960, с. 30—59.

Философов В. П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов. Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 232 с.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973. 510 с.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для

познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. — Труды ИГН АН СССР. Сер. геол. Вып. 135. 1951, (№ 155), 274 с.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., Наука, 1966. 239 с.

Шепард Ф. Морская геология. Изд. 3-е. Л., Недра, 1975. 488 с.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948. 222 с.

Шукин И. С. Общая геоморфология. М., Изд-во МГУ, т. I, 1960, 615 с.; т. II, 1964. 564 с.; т. III, 1974. 382 с.

Яковлев С. А. (ред.). Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. М., Госгеолтехиздат, т. I, 1954. 300 с.

РЕКОМЕНДУЕМЫЕ ТЕМЫ ЛАБОРАТОРНЫХ РАБОТ

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 1

Составление геолого-геоморфологического разреза по геологической карте и его анализ

Задачи работы. Данная работа имеет целью выявление связи рельефа с геологическим строением района, выделение типов рельефа, отличающихся морфологически в связи с изменением геологической структуры и литологии пород.

Исходный материал. Крупно- или среднемасштабные геологические карты с топографической основой в горизонталях.

Методика работы. 1. Общий анализ топоосновы — выделение наиболее возвышенных и пониженных участков рельефа и общего уклона местности, характера расчлененности речной и овражной сетью. 2. Анализ геологического строения района — выявление связи состава пород и структуры района с рельефом местности. 3. Выбор линии геолого-геоморфологического разреза, пересекающего наиболее характерные и разнообразные типы и формы рельефа, и построение топографического профиля по ней. На профилях через равнинные области для большей выразительности рельефа вертикальный масштаб обычно превышает горизонтальный до 5—10 раз; для горных областей профиль строится при соотношении масштабов 1:1 или допускается небольшое искажение в 2—3 раза. 4. Построение геологического разреза по выбранному направлению с выделением границ морфологических типов рельефа и их краткой характеристикой (морфология, морфометрия, генезис) в виде краткого текста над разрезом. Обязательно производится выделение структурного и аструктурного рельефа. 5. Составление текста описания выделенных типов и форм рельефа на основе геолого-геоморфологического анализа. Дается описание морфологии и морфометрии рельефа, указывается связь с составом, мощностью и условиями залегания пород.

Оформление работы. Геолого-геоморфологический разрез оформляется на миллиметровке карандашом или тушью, раскрашивается. Отдельно прилагается текст анализа геологической карты и геолого-геоморфологического разреза.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 2

Составление геоморфологической карты с выделением отдельных элементов рельефа флювиального генезиса на основе дешифрирования аэроснимков

Приступая к геоморфологическому дешифрированию аэроснимков, необходимо последовательно решить ряд задач по анализу морфологии, морфометрии и генезиса рельефа, изображенного на снимках. При этом имеется в виду, что студенты знакомы с общими приемами дешифрирования из курсов геодезии и структурной геологии.

Для проведения работ по дешифрированию (см. также лаб. работы № 4, 5, 6) необходимо иметь крупно- или среднемасштабные аэроснимки (желательно формата 23×23 см) — стереопары, лучше стереотройки контактной печати, зеркально-линзовые стереоскопы, листы целлофана и кальки, тушь и перья.

В задачу данной работы входит: 1) выявление отдельных элементов и образуемых ими форм рельефа флювиального генезиса, 2) составление

геоморфологической характеристики этих форм, 3) изображение их на геоморфологической карте, сопровождаемой полностью оформленной легендой. Цель работы заключается в приобретении студентами навыков в дешифрировании элементарных форм рельефа, в расшифровке генезиса форм на основании их морфологии, в определении генезиса отложений на основании морфологии образуемых ими аккумулятивных форм рельефа.

Исходный материал. Крупномасштабные аэроснимки, изображающие: а) участки с отдельными овражными долинами или группами долин на равнинной местности, б) участки крупных долин с хорошо различимыми формами рельефа поймы, русла, первой надпойменной террасы или коренного борта долины. См. также указания выше.

Методика работы. 1. Общий анализ типа рельефа, характеристика имеющихся форм и вывод о генезисе рельефа. 2. Выделение денудационных и аккумулятивных форм рельефа, их морфогенетическая характеристика. 3. Выделение и дешифрирование отдельных элементов рельефа: тальвегов различного порядка, границ речных русел, бровок, тыловых швов, ребровых линий, водораздельных линий; выполняется тушью на целлофане в соответствии с условными знаками не цветных вариантов легенд. 4. Оконтуривание геоморфологическими границами выделяемых форм рельефа. 5. Составление легенды с возможно более полной словесной характеристикой выделяемых форм на генетической основе с четким разделением денудационных (эрозионных) и аккумулятивных (аллювиальных и пролювиальных) форм.

Оформление работы. Отдешифрованные элементы и формы рельефа переносятся на кальку. Составляются геоморфологические карты в системе условных знаков, рекомендуемых преподавателем, с подробной легендой и заголовком.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 3

Составление графиков колебательных движений на основе анализа разрезов речных террас

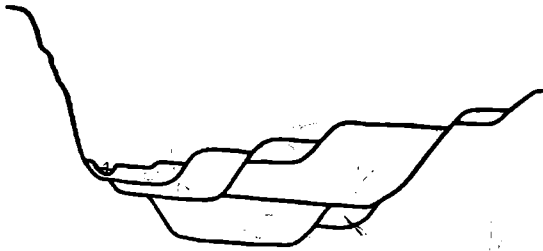
Задачи работы. Установить виды террас по их соотношению друг с другом, по их геологическому строению и определить возрастную последовательность их образования. Полагая, что образование террас обусловлено колебательными движениями, составить графики движений земной коры с указанием их последовательности и относительного размаха.

Исходный материал. Выдается чертеж, изображающий поперечный разрез долины с набором различного типа террас (рис. 67). Разрез может быть дополнен геологическими данными (но без указания возраста).

Методика работы. 1. Установление видов террас. Выявляются отдельные террасы, которым дается условная нумерация. Затем они классифицируются по их соотношению друг с другом — выявляются врезанные, вложенные, прислоненные, наложенные и погребенные террасы. При наличии геологических данных террасы классифицируются по типу геологического строения (цокольные, аккумулятивные, эрозионные). В частных примерах возможно наличие структурных террас. Определяется их возрастная последовательность и после этого дается окончательная нумерация от древних к молодым. 2. Составление графика колебательных движений, отражающего соотношения террас. Этапам врезания реки соответствуют восходящие ветви кривой с амплитудой, пропорциональной глубине вреза. Этапам расширения долин, стабилизации земной коры — выполаживания кривой. Этапам накопления аллювия (конструктивной фазе), прогибания земной коры — нисходящие ветви кривой с амплитудой, пропорциональной мощности аллювия. Этапам прекращения накопления аллювия, тектонической стабилизации — вновь выполаживания кривой. На графике указываются номера террас.

Оформление работы. Поперечный разрез террас, классификация их и определение возрастной последовательности дается на листке клетчатой бума-

Рис. 67. Геоморфологический разрез террас различного типа (Пример задачи по анализу речных террас)



ги. На таком же листке строится график колебательных движений. Масштаб горизонтальной оси (ось времени) — условный. Масштаб вертикальной оси — пропорционален глубине вреза долины. Кратко описываются результаты анализа неотектонических движений.



ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 4

Составление геоморфологической карты на основе дешифрирования аэроснимков рельефа флювиального генезиса

Задачи работы. Выделение и характеристика отдельных форм и элементов рельефа и их различных сочетаний; составление геоморфологической карты.

Исходный материал. Крупно- и среднемасштабные аэроснимки, изображающие достаточно сложно расчлененный рельеф флювиального генезиса (см. также указания к лаб. работе № 2).

Методика работы. На основании общего анализа морфологии рельефа и генетических типов отложений делаются выводы о генезисе рельефа. Далее выявляются и дешифрируются на целлофане отдельные формы и элементы рельефа, такие как тальвеги, русла, бровки, уступы, водораздельные линии, склоны, речные долины, балки, овраги, промоины, донные врезы, свежие боковые подмывы, эрозионные останцы, поймы и надпойменные террасы, конусы выноса и др., а также формы рельефа иного генезиса. На поймах и в руслах рек дешифрируются старицы, гривы, прирусловые валы, береговые отмели, острова, плёсы и перекаты.

При анализе аэроснимков важно выделить и оконтурить границами участки с развитием присущих им характерных форм рельефа и типов эрозионного расчленения, которые могут соответствовать морфогенетическим типам и комплексам типов рельефа. Для равнинного рельефа используются количественные характеристики овражно-балочной и речной сети.

Относительный возраст форм флювиального рельефа устанавливается по морфологическим соотношениям между ними.

Работа может быть дополнена анализом проявлений неотектонических движений.

Оформление работы. Отдешифрированные элементы, формы рельефа и их комплексы показываются на кальке, накладываемой на аэроснимки, в системе условных обозначений, принятых для геоморфологических карт крупного и среднего масштаба, и сопровождаются развернутой легендой с подробной характеристикой обозначений.

Составление геоморфологической карты на основе дешифрирования аэроснимков рельефа ледникового генезиса

Задачи работы. Выделение, характеристика и определение генезиса всех форм рельефа ледникового ландшафта и их парагенетических сочетаний в пределах площади снимка, выявление современных физико-геологических процессов, составление легенды и геоморфологической карты. При наличии соответствующей аппаратуры — получение морфометрических характеристик рельефа — уклона склонов, величин относительных превышений и т. п.

Исходный материал. Крупно- или среднемасштабные аэроснимки, изображающие формы горно-ледникового или равнинно-ледникового рельефа (см. также указания к лаб. работе № 2).

Методика работы. 1. Общий анализ типов рельефа, характеристика имеющихся форм и выводы о генезисе рельефа. 2. Геоморфологическое районирование территории. 3. Выделение денудационных и аккумулятивных форм рельефа и их морфогенетическая характеристика; к аккумулятивным формам относятся также ледниковые языки и фирновые поля, которые подразделяются по типам ледников. 4. Выделение и дешифрирование на листе целлофана отдельных элементов рельефа: наносятся гребни остаточных ледниковых хребтов, ребра карлингов, контуры ледниковых цирков и каров, плечи трогов, ригели, тальвеги ложбин, линии водоразделов (уплощенных и гребневидных), бровки террас. 5. Оконтуривание аккумулятивных форм рельефа — основных, конечных, боковых, срединных морен, озерных равнин, зандров, озов, камов, друмлинов, речных и озерных террас, конусов выноса, осыпей и т. п. 6. Оконтуривание сложных денудационных форм рельефа — троговых долин, эрозонных долин, падения и простиранья, аккумулятивных форм — конечно-моренных гряд, камовых полей; выделяются моренные холмы и бессточные западины, нагорные и солифлюкционные террасы и другие сопутствующие формы. 7. Составление легенды на генетической основе.

Оформление работы. Отдешифрованные элементы и формы рельефа переносятся с целлофана на кальку. Составляется геоморфологическая карта (в черно-белом варианте знаков) с подробной легендой и заголовком.

Составление геоморфологической карты на основе дешифрирования аэроснимков со структурным рельефом различного генезиса

Задачи работы. 1. Ознакомление со структурными формами рельефа, их морфологической характеристикой. 2. Выявление связи форм рельефа с особенностями геологического строения — условиями залегания пород и их литологией. 3. Анализ изменения морфологии и морфометрии структурных форм и их элементов в зависимости от изменения элементов залегания пород (азимутов падения и простиранья, углов падения), их мощности. 4. Составление геоморфологической карты структурного рельефа с условными обозначениями к ней.

Исходный материал. Средне- или крупномасштабные аэроснимки, изображающие структурные формы рельефа; дешифровочные геологические колонки; желательно иметь отдешифрованные геологические схемы или геологические карты района (см. также указания к лаб. работе № 2).

Методика работы. 1. Общий анализ типов рельефа, характеристика имеющихся форм и выводы о генезисе рельефа. 2. Изучение геологического строения района на основе анализа дешифровочной стратиграфической колонки или геологической карты. 3. Выделение рельефа структурного типа и его форм.

4. Выделение и дешифрирование отдельных элементов структурного рельефа: структурная поверхность, аструктурные обвальные и осыпные склоны, различные типы бровок куэст и структурных плато, моноклиальных гребней, ступенчатых склонов. 5. Изображение структурно-денудационных форм рельефа, бронированных прочными породами осадочного происхождения или магматическими телами (первые закрашиваются серым цветом, вторые — карминным). 6. Изображение структурных форм рельефа, бронированных горизонтально или субгоризонтально залегающими осадочными породами (структурные террасы и плато), наклоннозалегающими (куэсты, моноклиальные гребни), а также форм рельефа, бронированных траппами, форм отпрепарированных пластовых (дайки, жилы) и массивных интрузивных тел. 7. Выделение различного типа речных долин и оврагов в связи с условиями залегания пород (продольные, поперечные, косые, заложившиеся по разломам) и характеристика их поперечного профиля. 8. Подразделение структурных форм по возрасту и составу бронирующих пород (например, куэсты на известняках верхнего мела, на песчаниках палеоцена и т. п.). 9. Составление условных обозначений с подробной характеристикой всех выделенных типов и форм рельефа, ниже которых даются значковые обозначения отдельных элементов рельефа.

Оформление работы. Отдешифрованные на целлофане формы рельефа переносятся на кальку. Составляется геоморфологическая карта с подробными условными обозначениями и заголовком.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абразия 62, 107, 108, 117
Аллювий 18, 20, 57, 79—85, 86, 90, 116
- Базис эрозии 63, 96, 161
Берега морские 105, 107, 109, 114
Бронирующие слои (толщи) 12, 59
- Выветривание 10, 32, 33, 36,
- Геоморфологические карты 195—198
— ландшафты 15, 148
Горные страны (системы) 17, 23, 149
Горные хребты 26, 149, 159
Горы 26, 28, 149, 156—158, 181
- Денудация 10, 12, 58, 61
Долины 63, 69, 70—77, 99, 113, 177, 192
Дюны 141, 142
- Зандры 130
Зональность климатическая 14
— тектоническая 10
- Камы 128
Карлинги 134, 152
Кары 132
Карст 95, 96—102
Карты новейшей тектоники 179, 180
Классификация рельефа 45, 17
Климаты 13, 14, 34, 37, 40, 59, 116
Клифы 107, 108, 115
Коллювий 48, 58
Конусы выноса 58, 88, 142
Кора выветривания 34, 35, 177
Котловины выдувания 140
Курумы 54, 55
Куэсты 12
- Ледники 118—121, 131—132
- Лёссы 142, 144
Ложе океана 168, 172
- Меандры 68, 69, 74, 80, 81,
Межгорные впадины 150, 151, 158
Мелкосопочник 154, 155, 160
Методы геоморфологии 185—190
Методы неотектоники 175—176
Морены 20, 120, 123—127, 133, 135—136
Морфоструктуры 17, 25—26, 173, 176
- Нагорье 151
Наледи 39, 42
- Обвалы 45, 46
Овраги 69, 70, 78
Озёра 98, 104, 116, 122
130, 131, 136
Озы 114, 128—129
Океанические впадины 22, 172
Оползни 49—51, 71
Орогенные пояса (области) 23, 181, 183
Островные дуги 24, 171, 183
Отложения ветровые 21, 142, 20,
— делювиальные 57
— карстовые 101, 102
— ледниковые 20, 85, 123, 126, 135
— пролювиальные 20, 87
— флювиогляциальные 128—130, 136
- Палеогеоморфология 6, 26,
Педиплены 61, 94, 142, 145, 163
Пенепплены 60, 94, 160, 163
Плато 151
Плоскогорье 151
Побережье 105, 179
Поверхности выравнивания 18, 153, 160, 176, 177, 199

Подводная окраина материков 168
Пойма 65, 71, 83
Поле 98
Поперечные профили долин 71—73
Почвы 36, 37, 38
Продольный профиль долины 64, 66
Процессы рельефообразующие 9, 11, 15, 45
— экзогенные 9, 10, 11, 44
— эндогенные 9, 10, 11, 44
Пустыни 138, 139

Равнины 23, 26, 113, 117, 162—166, 172
Рельеф 10, 12, 17, 22, 78, 152, 174
Россыпи 57, 86, 115, 116, 137

Склоны 43—45, 58—61
Солифлюкция 39, 52—55

Срединно-океанические хребты 24, 172
Сухие дельты 87, 142
Террасы 44, 89—93, 107, 108, 112, 113, 177
Троги 133, 152

Формы рельефа 15, 17
— вулканические 27, 30, 31
— вулкано-тектонические 30
— псевдовулканические 31
— тектонические 17, 22, 23—26, 181—184

Холмы 46, 51, 151, 162

Четвертичная геология 5, 6, 8, 187

Шельфы 168—170, 179

Элювий 32, 34, 39
Эрозия 62—66

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Основные закономерности развития рельефа суши и формирования континентальных осадочных образований	9
Факторы рельефообразования	9
Формы рельефа и их генетическая классификация	15
Генетические типы континентальных отложений	18
Глава II. Формы рельефа, связанные с эндогенными рельефообразующими процессами	22
Планетарные и тектонические формы рельефа	22
Вулканические формы рельефа	27
Глава III. Формы рельефа и отложения, связанные с выветриванием и мерзлотными процессами	32
Выветривание	32
Мерзлотные процессы и их рельефообразующее значение	39
Глава IV. Развитие склонов и склоновые отложения	43
Склоновые процессы	45
Вопросы классификации и развития склонов	58
Глава V. Флювиальные формы рельефа и отложения	62
Эрозионная деятельность водных потоков	62
Морфология и типы эрозионных форм рельефа	69
Флювиально-аккумулятивный рельеф и генетические типы флювиальных отложений	79
Речные террасы	89
Общие закономерности развития флювиального рельефа	93
Глава VI. Карст и суффозия	95
Карст	95
Суффозия	102
Термокарст	104
Глава VII. Абразионные и аккумулятивные формы рельефа и отложения морских побережий и озер	105
Глава VIII. Ледниковые формы рельефа и ледниковые отложения	118
Геоморфология и ледниковые отложения областей материкового оледенения	120

Геоморфология и ледниковые отложения областей горного оледенения	131
Глава IX. Геоморфология областей сухого климата. Эоловые формы рельефа и отложения	138
Глава X. Антропогенные формы рельефа	146
Глава XI. Главнейшие типы геоморфологических ландшафтов	148
Геоморфология горных стран	149
Геоморфология равнинных стран	161
Глава XII. Геоморфология дна океанов и морей	168
Глава XIII. Неотектоника и рельеф	173
Глава XIV. Методы геоморфологических исследований	185
Список литературы	204
Рекомендуемые темы лабораторных работ	205
Предметный указатель	212

**Дмитрий Сергеевич Кизевальтер
Георгий Иванович Раскатов
Анна Алексеевна Рыжова**

**ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ
(ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ)**

**Редактор издательства М. Д. Мирзоева
Переплет художника А. Я. Толмачева
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Е. С. Сычева
Корректор А. А. Сюбаева**

ИБ № 3112

Сдано в набор 21.01.81. Подписано в печать 26.11.81. Т-29137. Формат 60×90/16. Бумага типографс. № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 13,5. Усл. кр.-отт. 13,73. Уч.-изд. л. 15,05. Тираж 10 000 экз. Заказ 1-37/7445-1. Цена 65 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Харьковская книжная фабрика «Коммунист», 310012, Харьков-12, Энгельса, 11.