

# ДИНАМИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Под редакцией

Г.С. АНАНЬЕВА

Ю.Г. СИМОНОВА

А.И. СПИРИДОНОВА

Допущено Государственным комитетом СССР по народному образованию в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности "География"

Издательство  
Московского университета  
1992

ББК 26.823

Д 46  
УДК 551.4

Рецензенты:

кафедра геоморфологии и палеогеографии Киевского государственного университета;

доктор географических наук И.К. Рундквист (Всесоюзный научно-исследовательский институт космо-аэрологических методов)

**Динамическая геоморфология: Учебное пособие/Под**  
Д46 ред. Г.С.Ананьева, Ю.Г.Симонова, А.И.Спиридонова. -М.:  
Изд-во МГУ, 1992. - 448 с.: ил.  
ISBN 5-211-01618-1

В учебном пособии рассматриваются механизм, результаты деятельности, особенности распространения рельефообразующих процессов, действующих на поверхности Земли. Показано положение динамической геоморфологии в системе наук о Земле, определены понятия и объекты этой отрасли геоморфологии. Подробно, с использованием новейших материалов, рассматриваются эндогенные и экзогенные процессы рельефообразования, результаты их деятельности, формы проявления. Разбираются элювиальные, склоновые, флювиальные, ледниковые, эоловые, карстовые, биогенные, озерные, волновые, вулканические процессы, а также процессы, действующие на дне морей и океанов, оценивается участие космических тел в формировании рельефа.

Для студентов географических и экологических специальностей вузов.

Д  $\frac{1805040300(4309000000)-010}{077(02)-91}$  118-91

ББК 26.823

ISBN 5-211-01618-1 © Издательство Московского университета, 1992

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Курс динамической геоморфологии относится к числу фундаментальных в системе подготовки студентов-геоморфологов и палеогеографов на географическом факультете Московского университета. Читается он на IV курсе, когда студенты уже получили базисную географическую и геологическую подготовку.

В настоящее время геоморфологи исходят из того, что рельеф земной поверхности есть результат проявления эндогенных и экзогенных процессов. В учебном пособии больше места отведено экзодинамике рельефа. Однако из этого не следует, что авторы недооценивают влияния факторов и процессов эндогенного рельефообразования. Последнее отражено в специальной главе о влиянии эндогенных факторов.

Еще одной особенностью предлагаемого учебного пособия является то, что ее авторы исходили из положения, что экзогенное рельефообразование происходит одновременно (в одних и тех же условиях и при участии тех же самых природных процессов) с образованием рыхлых отложений. Сведения о рельефе и рыхлых отложениях дополняют друг друга, поэтому мы этот сложный комплекс процессов объединяем понятием "морфолитогенез".

Известно, что динамическая геоморфология является разделом геоморфологии, посвященным изучению динамики рельефа и определяющих ее различных рельефообразующих процессов (Шукин, 1980). Сведения о рельефе нередко собираются с помощью стационарных наблюдений. При этом заметные изменения рельефа удается наблюдать лишь для быстро протекающих явлений, в то время как большинство рельефообразующих процессов относятся к медленным. Прямое их наблюдение оказывается затруднительным или невозможным. Поэтому, опираясь на физический подход в изучении современных явлений и получая данные на стационарах, в лабораториях и при математическом моделировании, геоморфологи ведут специальные наблюдения за характером и морфологическими особенностями рельефа земной поверхности и строения рыхлых отложений. В последнем случае движение, т.е. сам рельефообразующий процесс, читается как бы в рельефе земной поверхности, в структурах и текстурах его рисунка. Их анализ позволяет видеть в рельефе следы движения потоков вещества и по этим следам восстанавливать ход самого процесса рельефообразования. Такой подход можно было бы назвать феноменологическим. В настоящее время этот подход в динамической геоморфологии преобладает, и поэтому он явно присутствует в изложении предлагаемого материала.

Изучение процессов рельефообразования, особенно грозных

катастрофических явлений, представляет актуальную задачу современной геоморфологии и экологии. Точное знание этих процессов служит не столько восстановлению явлений прошлого, сколько делает возможным практические рекомендации по размещению инженерных сооружений, созданию средств защиты населения и хозяйственных объектов от разрушения при стихийных бедствиях, а также прогноз изменений рельефа. В силу этого многие из заключений по динамической геоморфологии требуют не только высокого уровня научных знаний, но и строгой ответственности ученых. Особенно это важно сейчас, когда человек активно вмешивается в окружающую его природную среду, ускоряя ход многих естественных явлений. Знания по динамической геоморфологии становятся, таким образом, важной базой при создании концепций рационального природопользования и охраны окружающей среды. Они используются геоморфологами как при поисках месторождений, так и при инженерных оценках территорий. Прикладные аспекты этих знаний рассматриваются в курсах: «Геоморфология россыпей», «Геоморфология рудных месторождений», «Геоморфология месторождений нефти и газа», «Инженерная геоморфология».

В учебном пособии мы старались сохранить взгляды и позиции авторов глав, которые придерживаются разного истолкования и объяснения механизмов геоморфологических процессов. Возможность предоставления студентам разнообразных и даже альтернативных точек зрения – одно из важных условий обучения. Это приносит пользу, поскольку акцентирует внимание на проблемах геоморфологической науки, перспективах развития ее направлений.

Авторы приносят искреннюю благодарность за сделанные замечания профессору П. А. Каплину, кафедре геоморфологии Киевского государственного университета, а также С. М. Стефанской за помощь в подготовке данного учебного пособия к изданию.

Поскольку в полном объеме пособие по такому курсу предлагается впервые, не исключено, что в нем не получили отражения отдельные концепции других геоморфологических школ, опущены или не рассматриваются те или иные геоморфологические явления.

Авторы будут благодарны за все присланные замечания, которые необходимы для совершенствования учебного процесса. Наш адрес: 119899 Москва, Ленинские горы, МГУ, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии.

## ВВЕДЕНИЕ В ДИНАМИЧЕСКУЮ ГЕОМОРФОЛОГИЮ

### ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Современная геоморфология – довольно разветвленная наука, которая делится на части, научные направления, отрасли и области знания. Она обладает различными методами исследования и решает различные фундаментальные и прикладные задачи. В рамках конкретных исследований можно увидеть определенные тенденции к дифференциации и интеграции отдельных ее частей, что неизбежно для любой развивающейся науки. Объединяет все это разнообразие научной деятельности то, что каждая из частей геоморфологии изучает рельеф, его происхождение, возраст, происхождение и эволюцию, взаимосвязи и взаимное влияние рельефа с другими элементами и свойствами экзогенной и эндогенной природы нашей планеты.

В свою очередь разделяет их то, что в каждом исследовании из всей совокупности взаимосвязанных свойств, характеризующих рельеф, выделяется лишь некоторая часть и рассматривается с той мерой подробностей, которая кажется необходимой исследователю при решении конкретно поставленной задачи. Границы между отдельными отраслями и направлениями геоморфологии далеко не всегда очевидны, так как знания, полученные разными направлениями, нередко дополняют и перекрывают друг друга. Так, региональная геоморфология не может не изучать процессы образования рельефа в каждом конкретном регионе, историческая геоморфология и палеоморфология изучают рельеф и рельефообразующие процессы прошлого, экспериментальная геоморфология – также процессы рельефообразования. Вместе с тем последние являются предметом динамической геоморфологии. И это справедливо, так как все эти направления нацелены на решение общей задачи, однако в первом случае подчеркивается связь процессов рельефообразования с местными региональными особенностями природы; во втором в центре внимания находится то, как процессы рельефообразования сменяют друг друга во времени; в третьем случае изучается какой-либо один или совокупность факторов, влияющих на ход рельефообразования. Все эти знания обогащают динамическую геоморфологию, и в ее рамках создается общее представление о сущности того или иного

Таблица 1

## Основные разделы геоморфологии (по А.И. Спиридонову, 1979)

Признак выделения		Раздел
Степень охвата геоморфологических показателей и генетических категорий рельефа		Общая геоморфология Геоморфология суши Геоморфология дна морей и океанов Частная геоморфология
Особые аспекты изучения рельефа	динамико-возрастные	Динамическая геоморфология Историческая геоморфология (палеогеоморфология)
	генетические	Климатическая геоморфология Структурная геоморфология
Степень обобщения геоморфологических показателей и рассматриваемых геоморфологических объектов		Аналитическая геоморфология Синтетическая геоморфология
Общая направленность (назначение) геоморфологических исследований		Теоретическая геоморфология Прикладная геоморфология
Степень территориального охвата конкретного рельефа поверхности Земли		Планетарная геоморфология Региональная геоморфология
Разрабатываемые методы и способы изучения рельефа		Полевая геоморфология Экспериментальная геоморфология Математическая геоморфология Дистанционная геоморфология Геоморфологическая картография

процесса. В известном смысле можно было бы думать, что динамическая геоморфология является в нашей науке отраслью более высокого ранга. Однако нетрудно представить себе и другую систему отношений между отраслями знаний и показать, что динамическая геоморфология, ее результаты и методы становятся частью историко-геоморфологического или какого-либо другого исследования. Соотношение отраслей геоморфологии можно увидеть в классификации ветвей, отраслей и направлений. Опыт такой классификации был предложен А.И. Спиридоновым (табл. 1),

где динамическая геоморфология выделяется по особенностям аспектов изучения рельефа (динамико-возрастной аспект). Однако это не единственно возможный способ классификации разделов геоморфологии. Не исключены и новые ее варианты (Ананьев, 1989).

В каждой науке и в любой ее отрасли система понятий является тем базисом, на котором строится ее теория и практика. Степень совершенства этой системы является своеобразным зеркалом теории и методологии науки. Такая система не является косной: некоторые из понятий устаревают и отмирают, другие наполняются новым содержанием. Наконец, рождаются новые, которые должны пройти еще испытание временем, доказать свою ценность и необходимость. Только после этого они входят в тот язык, на котором общаются ученые, работающие в одной области исследования.

Общность языка обеспечивает взаимопонимание – вот почему так необходимы некоторые жесткие определения, что должно касаться лишь той части понятий, которые следует рассматривать как основные. Другие могут быть менее четкими, менее жесткими, т.е. допускается более или менее свободное субъективное и индивидуализированное их толкование. Это позволяет разным исследователям увидеть разные стороны одного и того же явления, выявить разнообразие его свойств и связей.

Вместе с тем свобода использования того или иного термина накладывает обязательства на каждого, кто пользуется им в ином смысле, чем было предложено основателем термина, давать терминологические объяснения. Набор терминов и понятий устанавливается условно, т.е. соответствует определенному уровню конвенционалистического образа мышления. Эти "необщепринятые" термины – своего рода научный жаргон или диалект.

Причисляя то или иное понятие к разряду основных, всегда есть уверенность в том, что другой исследователь мог бы выделить группу основных понятий несколько иначе. В данном случае, отбирая их для пособия, мы руководствовались тем, насколько они связывают динамическую геоморфологию с другими отраслями геоморфологии; физикой, химией и другими науками. Наконец, необходимо было определить те понятия, которые могут помочь поставить новые исследования в рамках задач динамической геоморфологии.

Если исходить из того, что динамическая геоморфология изучает процессы развития рельефа, механизмы этих процессов для целей их использования при составлении палеогеографических реконструкций и прогнозов, для оценки рельефа при решении проблем рационального природопользования, то центральными понятиями динамической геоморфологии является: рельеф, развитие, механизм и процесс. Именно такие понятия следует определить в первую очередь.

Авторы пособия исходили из того, что рельеф – совокупность неровностей земной поверхности. Физически это поверхность литосферы, т.е. поверхность твердого тела, иначе говоря, материальная поверхность. Она обладает определенной геометрией, которая хорошо передает ее свойства в трехмерном пространстве. На эту поверхность выходит определенная часть (кровля) геологических тел, слагающих земную кору. Геологические тела – реально твердые тела (совокупность горных пород) с определенным набором механических, физических и химических свойств. У поверхности свойства пород несколько изменяются, так как эта поверхность служит границей между литосферой, с одной стороны, и гидросферой и атмосферой – с другой. На ней активно протекает жизнь и хозяйственная деятельность человека. Таким образом, поверхность литосферы, рельеф которой изучает геоморфология, – это поверхность раздела вещества, находящегося в трех фазах: твердой, жидкой и газообразной. В силу этого в приповерхностном слое, как выше, так и ниже его, активно протекает обмен веществом и энергией. В результате указанного взаимодействия изменяется рельеф. Одновременно с рельефом происходит образование рыхлых отложений, перемещение которых по дневной поверхности составляет сущность экзогенного рельефообразования. Поскольку эти явления протекают одновременно или под взаимодействием одних и тех же процессов, можно назвать этот объединенный сложный процесс одним термином – морфолитогенез.

Итак, мы используем два важных исходных понятия: рельеф – совокупность неровностей земной поверхности; морфолитогенез – сложный процесс одновременного образования экзогенных форм рельефа и рыхлых отложений. Их совместное изучение обогащает понимание сущности рельефообразования (и вероятно, сущности образования рыхлых отложений). Современная геоморфология поэтому не может не изучать рыхлых отложений. Но изучает их она как метод, позволяющий глубже проникнуть в сущность процессов рельефообразования. Поскольку главной целью динамической геоморфологии является изучение процессов рельефообразования, то в сферу ее интересов не может не войти морфолитогенез.

Если принять, что рельеф – это свойство поверхности, то нельзя не принять и следующего определения: динамическая геоморфология изучает процессы изменения земной поверхности.

Теперь остановимся еще раз на названии науки, о которой дальше пойдет речь, – динамическая геоморфология. Слово "динамическая" может иметь отношение к понятию "динамика". Его определение неоднозначно. Во-первых, оно имеет отношение к одному из разделов физики – к механике. Земля, элементы ее поверхности, осадки, которые образуются на поверхности в ходе рельефообразования, – все это элементы макромира. И поэто-



му нас будет интересовать определение сущности понятия "динамика" в классической механике, которая изучает и описывает явления и процессы макромира.

Современная классическая механика по объектам своего исследования делится на три раздела: механика материальной точки, механика системы материальных точек, механика сплошной среды. В каждом из разделов выделяют: кинематику, изучающую движение тел, только с геометрической точки зрения, независимо от физических причин (сил), вызывающих движение; статику, в которой изучают условия равновесия тел под действием сил (или состояния покоя); динамику, изучающую движение тел в зависимости от действующих на них сил (т.е. изучающую причины движения). Принимая эти определения классической механики, нетрудно показать, что процессы, которые изучает динамическая геоморфология, имеют отношение ко всем разделам классической механики.

Понятие "динамика" используется не только в механике. В обыденном языке мы нередко говорим о явлении, что оно динамично, если изменяется быстро, на глазах у наблюдателя. В противоположность динамичным явлениям медленные процессы мы называем эволюционными. А в философии слово "эволюция" имеет несколько иной смысловой оттенок. Когда говорят об эволюционном пути развития, то чаще имеют в виду медленные количественные изменения, а быстрые качественные называют революционными. Путь изменений от простого к сложному, как качественный, так и количественный, обычно называют развитием, а противоположный – деградацией. Слово "изменение" является родовым по отношению к ним, как бы включающим все перечисленные оттенки явлений, которые предлагает нам меняющийся мир, – и динамику, и эволюцию, и развитие, и др.

Есть еще один аспект понятия "динамика", который получил определенное распространение в ряде наук о Земле. Это понятие употребляется в таком словосочетании: сезонная или внутригодовая динамика, внутрисезонная динамика и др. Здесь также имеется в виду быстротечность явлений. Кроме того, существует понятие "литодинамика" – процесс перемещения вещества в ходе процессов экзогенного рельефообразования. Можно было бы в связи с этим говорить о морфодинамике, а объединяя эти два понятия в одно – о морфолитодинамике. И тогда это понятие станет в один ряд с понятием "морфолитогенез". Если упомянутые понятия прочно войдут в обиход, то, определяя предмет нашей науки, можно сказать: динамическая геоморфология – отрасль геоморфологии, изучающая морфолитодинамику.

До сих пор речь шла о таких формах рельефа, происхождение которых тесно связано с силами и процессами, протекающими на земной поверхности. Вся их совокупность называется экзогенным рельефообразованием. Но, как известно, на поверхности Земли

есть такие формы рельефа, возникновение которых связано с эндогенными процессами, протекающими преимущественно в земной коре или мантии Земли. Происхождение этих форм обычно связывают с уплотнением и разуплотнением вещества. Процессы одновременного образования рельефа преобразованием пород на глубине (метаморфизм, формирование магматических пород), т.е. и в этом случае мы имеем процесс одновременного образования рельефа, с одной стороны, и образование (преобразование) горных пород – с другой. Такой сложный процесс можно было бы назвать по аналогии с морфолитогенезом *морфопетрогенезом* (Ананьев, 1989). Очень часто современные процессы эндогенного рельефообразования, которые мы изучаем, не сопровождаются специальными петрографическими исследованиями. В лучшем случае геоморфолог обладает сведениями об изменении плотности пород на глубине по геофизическим данным. Перемещения дневной поверхности под воздействием этих внутренних сил мы называем тектоническими. Они обычно сопровождаются изменением структуры горных пород, их деформацией, изменениями свойств, образованием трещин и др. А совместное изменение рельефа и структуры пород, включая трещинообразование, можно было бы назвать в рамках динамической геоморфологии *морфотектоникой*.

Тогда полное определение предмета динамической геоморфологии могло быть таким: динамическая геоморфология изучает морфолитодинамику, морфопетродинамику и морфотектонику.

Наконец, есть еще один круг вопросов, который полезно рассмотреть в связи с анализом системы понятий динамической геоморфологии. Проблема заключается в том, что не только динамическая геоморфология занимается изучением процессов рельефообразования. Так, историческая геоморфология также изучает некоторый процесс – процесс истории становления рельефа. Кроме того, и генетическая геоморфология также занимается, по-видимому, изучением процессов. По крайней мере это следует принять, если считать, что слова "процесс" и "происхождение" по смыслу тождественны, так как являются переводом с одного языка на другой. Есть еще и такое понятие, как современное рельефообразование. Это тоже процесс. Нетрудно увидеть, что этот ряд понятий – "происхождение рельефа – история развития рельефа – современное рельефообразование" образует цепочку понятий, которые дополняют друг друга. С их помощью как бы раскрываются различные стороны одного и того же понятия. Центральным в этом случае является понятие "процесс рельефообразования". Именно его-то и изучает динамическая геоморфология. Генетическая геоморфология в ходе познания рельефообразующих процессов обращает внимание на комплекс признаков, которые без детального изучения механизмов процесса образования рельефа позволяют отделить формы

рельефа одного происхождения от форм другого генезиса. Здесь как бы вместо механизма изучается его признаковый образ, который далее классифицируется и используется в задачах геоморфологического картографирования.

Совершенно иначе исследуется процесс истории развития рельефа. Принципиально важно здесь то, что исследователь сам процесс как бы не видит. Он его восстанавливает по определенным правилам, разработанным нашей наукой и смежными отраслями палеогеографии. Существенным является то, что если изменяются правила, то изменяются и наши представления о механизме развития рельефа. Есть еще одна сторона в изучении процесса рельефообразования в рамках историко-генетического исследования. Изучая историю развития рельефа, мы чаще всего изучаем длительный отрезок времени, в течении которого могут сменять друг друга в пространстве и во времени не только условия формирования рельефа, но и сам тип рельефообразования. И здесь удастся увидеть, что для одних целей можно изучать, например, механизм террасообразования, а для других — смену морских, флювиальных, ледниковых процессов. Историческая геоморфология чаще вынуждена изучать не какой-либо конкретный механизм, а их смену — она как бы изучает "сверхмеханизм" рельефообразования.

Из описанного выше должно было бы следовать, что историческая и генетическая геоморфология должны были бы в своих заключениях опираться на знания, полученные динамической геоморфологией. Но парадокс заключается в том, что они начали развиваться раньше последней. И теперь пока еще динамическая геоморфология должна опираться на научный фундамент исторической и генетической геоморфологии. Однако это положение нельзя назвать естественным. Можно подумать, что их соотношение в ближайшем будущем изменится. И историческая и генетическая геоморфология в связи с этим получат новый импульс для своего развития.

Несколько иначе обстоит дело с изучением современных рельефообразующих процессов. Их главной особенностью является то, что они протекают на глазах у исследователя. Их можно наблюдать, измерять их параметры и переменные, т.е. по отношению к ним наблюдатель может вести себя так, как будто бы он проводит эксперимент в природе. Здесь есть определенная возможность следить за механизмом рельефообразования. Правда, есть и определенные ограничения (не все природные факторы можно учесть и тем более измерить, нельзя по своему выбору менять условия эксперимента). Во всяком случае изучение современных рельефообразующих процессов может составить базу для развития динамической геоморфологии. С точки зрения анализа существующих понятий здесь имеется лишь одна трудность — что считать процессом современным. Особенно остро проблема

обнаруживает себя тогда, когда мы поставим рядом два понятия: "современный" и "древний" процессы рельефообразования. Провести между ними грань не так уж просто, как может показаться на первый взгляд. В этом учебном пособии можно было бы попытаться дать определения и таким понятиям. Но правильнее сказать, что здесь нужна еще определенная работа, чтобы получить более или менее приемлемое определение этих понятий. Поставить вопрос и не давать на него ответа – правильно лишь тогда, когда эта проблема ощущается лишь интуитивно, а геоморфологи по такому вопросу дискуссий не ведут.

Итак, следует подчеркнуть: динамическая геоморфология только лишь формирует свои теоретические и методологические основания. Стройная система понятий в динамической геоморфологии – дело ближайшего будущего.

### **ПРЕДМЕТ И МЕТОДЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ**

Каждая наука и ее часть приобретают известную самостоятельность только тогда, когда более четко определены ее предмет (объект) и предметная область, а также методы ее исследования. Как уже было сказано, предметом динамической геоморфологии являются динамика рельефа и определяющие ее различные рельефообразующие процессы. Под динамикой обычно принято понимать ход развития, изменение какого-либо явления под влиянием действующих на него факторов. Есть и более узкое его понимание. В физике динамика – часть механики наряду со статикой и кинематикой. Кроме понятия о динамике важно также определить и такие понятия, как "процесс" и "фактор". Под понятием "процесс" обычно понимается последовательная смена состояний, тесная связь закономерно следующих друг за другом стадий развития, представляющих непрерывное единое движение. Понятие "фактор" обычно понимается как движущая сила совершающегося процесса или одно из необходимых условий. В геоморфологии принято разделять условия и факторы. В неявной форме предполагается, что любой геоморфологический процесс развивается под действием некоторого фактора, но в каких-либо относительно медленно изменяющихся условиях. При этом представляется, что изменение условий тоже приводит к изменению процессов рельефообразования. В этом случае и условия как бы становятся действующим началом для изучаемого нами процесса. Но чаще условия выступают как нечто устойчивое и постоянное, оказывающее непрерывное и одинаковое влияние на процесс рельефообразования, а фактор преобразует или поддерживает существование рельефа. Соотношение действий условий и факторов рельефообразования можно отчетливо увидеть на примере литологии,

определяющей свойства коренных пород, которые можно рассматривать как одно из условий формирования рельефа, а факторами рельефообразования могут быть текущая вода, ветер, лед. Например, при углублении речной долины, при формировании ее рельефа в качестве фактора будет выступать русло реки, а свойства горных пород можно рассматривать в качестве условий процесса долинообразования. В качестве условий формирования рельефа нередко выступает климат.

Выделение факторов и условий формирования рельефа должно проводиться конкретно. И в одном случае одно и то же явление можно рассматривать как фактор, а в другом — как условие. Так, тектоническое поднятие можно рассматривать как условие, в котором происходит врезание русла рек, но оно же выступает в качестве фактора образования рельефа горной страны. В качестве условий течения того или иного рельефообразующего процесса может выступать и сам рельеф. Это становится очевидным в горных странах. Так, развитие речных долин горных стран происходит на фоне тектонических поднятий и климатических изменений. Но первые действуют не прямо, а через уклоны, т.е. благодаря тому, что существует рельеф. Отсюда можно сделать вывод: динамическая геоморфология изучает процессы рельефообразования, действующие на них условия и факторы. Однако сами факторы и условия могут и не являться предметом исследования этой отрасли знания. Так, климат как природный феномен изучает самостоятельная наука климатология. В динамической геоморфологии климат изучается не сам по себе, а только в связи с условиями рельефообразования. Поэтому климат, не являясь предметом динамической геоморфологии, входит в область ее интересов. Наряду с климатом в предметную область интересов динамической геоморфологии входят рыхлые отложения и процессы, их формирующие, свойства коренных пород, свойства подвижных сред (воздушных масс, воды, льда и снега), в которых происходит перемещение грунтовых потоков, образующих экзогенные формы рельефа, тектонические движения, магматизм и метаморфизм, подземные воды и их динамика, растительный и почвенный покров, метеориты и многое другое. Геоморфолог, изучающий динамику рельефа, обязан в ходе исследования проанализировать весь доступный для него материал.

В динамической геоморфологии, когда изучается только один какой-либо процесс и его механизм (механизм одного типа — выветривание, склонообразование, долинообразование и др.), удастся установить, что он не является простым. При детальном его анализе обычно удастся выделить некоторое множество взаимосвязанных механизмов. Так, выветривание горных пород представляет собой сложное сочетание процессов физического и химического разрушения горных пород и минералов, сопровождающееся образованием новых минералов или их ассоциаций, измене-

нием плотности и пористости пород. Даже физическое выветривание не представляет собой простого, элементарного процесса. Оно включает в себя образование трещин разного типа. Оказывается, что трещины разного типа образуются под воздействием той или иной группы факторов и условий. Отсюда следует, что кажущийся простым анализируемый процесс на самом деле – сложный процесс, требующий детального изучения отдельных его составляющих.

В реальных геоморфологических условиях процессы могут встречаться в виде пространственно упорядоченных и закономерных временных сочетаний. Например, врезание русла происходит в определенных сочетаниях процессов выветривания, склоновых процессов, процессов транспорта и переотложения русловых наносов. Пространственно сопряженные рельефообразующие процессы образуют парагенетические комплексы. Закономерные временные последовательности образуют как бы сложный процесс, разделяющийся на фазы или стадии. Смена фаз и парагенетического комплекса также могут быть предметом исследования в динамической геоморфологии.

Процесс рельефообразования неизбежно связан с формами рельефа определенных размеров, так как динамическая геоморфология всегда изучает изменение определенного рельефа или его элемента. Формы рельефа отличаются друг от друга по своему происхождению, возрасту и размерам. Могут встречаться малые и большие формы рельефа одного и того же происхождения. Например, эрозионная бороздка и балка – формы флювиального происхождения, так как в обоих случаях главным фактором их образования является русловой поток. В этом случае крупная и малая формы обычно отличаются друг от друга по своему возрасту. Более крупная форма, как правило, имеет и больший возраст. Но для нас самым важным оказывается то, что и процесс, и механизм образования форм рельефа даже при одинаковом их генетическом типе могут быть различными. Нередко крупные формы рельефа имеют свой собственный, несвойственный малым формам рельефа механизм. Так, образование материков и океанов – самых крупных форм рельефа – и процесс формирования любой более мелкой формы рельефа непохожи друг на друга. Поэтому, выделяя процессы рельефообразования, полезно обратить внимание на их размеры и иерархическую соподчиненность.

Объект исследования и его свойства в значительной степени определяют и методы его изучения, поэтому методы динамической геоморфологии, как и ее объекты, довольно разнообразны. Так, для изучения быстро изменяющихся явлений особую важную роль будут играть способы регистрации изменений, позволяющие вести непрерывное наблюдение. Медленно протекающие явления требуют других методов регистрации изменений изучаемого явления. Здесь приходится устанавливать и восста-

навливать малейшие следы бывших или начинающих изменений, широко использовать сравнительно-географический анализ и метод актуализма. Очень часто для выявления причинно-следственных отношений, для установления динамики рельефа необходимо регистрировать не только само изменение рельефа, но и восстанавливать условия рельефообразования и действовавшие в прошлом факторы. В этом случае методы динамической геоморфологии как бы сливаются с методами палеогеоморфологии. В каждом конкретном случае специалист, изучающий динамику рельефа, пользуется некоторым набором методов, совокупность которых образует их систему. Последовательная смена приемов, операций, процедур должна приводить к цели исследования — к раскрытию механизмов рельефообразования.

Выбирая систему методов исследования в динамической геоморфологии, необходимо исходить из представления о том, что рельеф не остается постоянным, а испытывает изменения под воздействием эндогенных и экзогенных факторов. Вклад каждого из этих факторов в процесс образования и динамики форм рельефа может быть неодинаковым и изменяться от места к месту, а также и во времени. И поэтому прежде чем исследовать механизм процесса рельефообразования и выбрать систему приемов и методов, геоморфолог должен оценить вклад отдельных факторов рельефообразования, определить изменчивость свойств рельефа и создающих его сил, установить продолжительность того отрезка времени, для которого должны быть получены описания механизмов изменения рельефа и его динамики. Для таких целей обычно проводится анализ, результаты которого должны быть положены в основу планирования наблюдений над процессом.

Для исследования какого-либо процесса обычно выбирают участок земной поверхности, на котором отчетливо видны следы проявления изучаемого процесса. Затем ставятся метки и устанавливается система измерительных средств для фиксации изучаемых параметров процесса. В качестве объекта слежения выбирают: 1) изменение положения в пространстве некоторой поверхности (поверхность денудации или аккумуляции); 2) изменение положения в пространстве линий и точек (вершин оврагов, бровок, шовных линий); 3) перемещение обломка; 4) перемещение слоя; 5) изменение объемов и др. Наблюдение проводится с помощью повторных нивелировок, фототеодолитных съемок, сопоставления серий разновременных карт и др. Способы измерения обычно подробно излагаются в руководствах по стационарным наблюдениям. При проведении эксперимента необходима оценка возможных погрешностей и ошибок.

При изучении действия факторов на стационарах ведут синхронные наблюдения за ходом атмосферных осадков, за поверхностным стоком, за ходом тектонических, вулканических и иных процессов. При анализе медленно протекающих процессов изуча-

ются текстурно-структурные признаки рыхлых отложений, их вещественный состав (гранулометрия, минералогический, химический состав), состав различного рода включений, археологические, палеонтологические, спорово-пыльцевые данные; абсолютный возраст осадков.

Полученные данные затем обрабатываются. Чаще строятся графики изменения указанных выше свойств объектов во времени. Для этого получают и обрабатываются временные ряды, отыскиваются функции, описывающие изменение объектов во времени. Считается, что движение описано достаточно полно, если известны скорость, ускорение, момент и импульс движения. Для выяснения отношений движения со средой оцениваются параметры и переменные состояния среды. Вычисляются коэффициенты корреляции и ковариации, корреляционные отношения, а также отыскиваются коэффициенты уравнений, описывающих энерго-массоперенос (если движение изучается в рамках представлений физики сплошных сред).

### ИЕРАРХИЯ РЕЛЬЕФА

Ранее обращалось внимание на то, что формы рельефа отличаются друг от друга по своим размерам, что определяет параметры формирующих их процессов. Большое разнообразие форм рельефа по их размерам можно увидеть в следующих их характеристиках.

1. Размах относительных высот отдельных форм рельефа изменяется от первых сантиметров (более мелкие неровности геоморфологи пока не изучают) до десятков километров. Или, переходя в метрическую форму описания, размах высот у форм рельефа разного масштаба составляет  $10^{-2} - 10^4$  м, т.е. 6 порядков величин.

2. Длина потоков вещества, формирующих элементы рельефа, изменяется от первых сантиметров до десятков тысяч километров, или от  $10^{-2}$  до  $10^7$  м, что составляет 9 порядков величин.

3. Площади поверхности отдельных форм измеряются от первых квадратных сантиметров до сотен миллионов квадратных километров, или от  $10^{-4} - 10^{14}$  м<sup>2</sup>, что составляет 18 порядков величин.

4. Объемы вещества, принимающие участие в движении при образовании рельефа, изменяются от первых кубических сантиметров до тысяч кубических километров, или от  $10^{-6}$  до  $10^{12}$  м<sup>3</sup>, т.е. 18 порядков величин.

Средние геометрические параметры соответственно равны: относительная высота – десятки метров; длина – сотни метров; площадь – сотни тысяч квадратных метров; объемы – тысячи кубических метров. Если принять объемную массу равной  $2 \text{ т/м}^3$ ,



то средняя масса горных пород, образующих средние по размерам отдельные формы рельефа, равна нескольким тысячам тонн.

Скорости перемещения отдельных потоков вещества колеблется от долей миллиметра в год до  $10^{-9}$  м/с. Таковы медленные смещения вещества на склонах. А ураганные ветры и вулканические взрывы перемещают вещество со скоростью около ста километров в секунду ( $10^2$  м/с). Изменения скоростей перемещения вещества, участвующего в экзогенном рельефообразовании, достигают 11 порядков величин. Средние скорости потоков рельефообразующего вещества равны  $10^{-3}$  м/с, т.е. миллиметры в секунду.

Отсюда можно подойти и к вопросу о количестве порядков рельефа. Площади и объемы являются производными от линейных мер. Если  $L$  – длина,  $F$  – площадь, а  $V$  – объем, то  $F = L^2$ , а  $V = L^3$ . И тогда можно было бы выделить 6-7 порядков рельефа. Рассматривая их как серию наложенных друг на друга гармоник, в геоморфологии можно было бы говорить о геоморфологических порядках рельефа (как о диапазонах<sup>1</sup>): сантиметровом; дециметровом; метровом; 10-метровом; 100-метровом; километровом; 10-километровом. К последнему следовало бы отнести материки и океаны.

### ЭНЕРГИЯ И МАССОПЕРЕНОС В РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИИ

Современная геоморфология исходит из того, что рельеф земной поверхности есть результат перемещения вещества. Выделяют эндогенные и экзогенные перемещения. Причиной внутренних движений являются гравитационная неустойчивость вещества Земли при его постоянно меняющейся пространственной неоднородности по плотности, а также вращение Земли вокруг оси и вокруг Солнца. Кроме того, причиной движения вещества внутри Земли может быть и перемещение вещества по земной поверхности. Денудация и аккумуляция, накопление льдов и их деградация, выпадение атмосферных осадков могут служить причиной изменения давления, а стало быть, и причиной локального изменения плотности вещества на глубине. А перераспределение масс может влиять и на скорость вращения Земли.

В эндогенных движениях выделяют два вида перемещения вещества: конвективные и адвективные движения. Для первых заметна вертикальная составляющая движения, для вторых – горизонтальная (латеральная). Для обоих видов характерны и те и другие, но первые возникают при вертикальных инверсиях плот-

---

<sup>1</sup> В физике диапазоны выделяются по различию длин волн, а нам важнее отличать амплитуду волн.

ности вещества, а вторые – при латеральной ее неоднородности. Оба вида движений связаны с гравитационной неустойчивостью вещества и могут охватывать разные слои Земли. Однако сейчас чаще пишут о конвективных движениях в верхней мантии, с которыми связывают движения литосферных плит.

Экзогенные движения связаны с гравитационной неустойчивостью масс на земной поверхности, которая определяется наличием на ней рельефа. Эти движения не могли бы происходить, если бы поверхность нашей планеты совпадала бы с эквипотенциальной поверхностью ее гравитационного поля. На поверхности Земли преобладают горизонтальные или, точнее, субгоризонтальные перемещения, так как средний угол ее наклона не превышает  $5^\circ$ . Точными данными об экзогенном массопереносе мы не располагаем. Но если считать, что в движении вещества на склонах принимает участие слой, в котором изменяется суточная температура, а глубина этих изменений не превышает 10 см, и если считать, что 90% от поверхности суши занимают склоны, то можно получить представление о масштабах переноса вещества в склоновом рельефообразовании. Пусть площадь всех материков равна 148,922 млн км<sup>2</sup>, тогда площадь склонов приблизительно равна 134 млн км<sup>2</sup>, объем перемещаемого вещества  $1,34 \cdot 10^{13}$  м<sup>3</sup>, или  $2,68 \cdot 10^{13}$  т. Если известно, что все реки выносят в год 20 млрд т (Маккавеев, 1981), или  $2 \cdot 10^{10}$  т, то следует думать, что вынос вещества реками, а это главный фактор денудации суши, составляет 0,1% от всего объема массопереноса вещества, участвующего в экзогенном рельефообразовании. Материал, выносимый реками в океан, составляет основную массу вещества вдольбереговых потоков наносов, так как абразия клифов в надводной части в год составляет всего  $1 \cdot 10^9$  т, или 5% от стока наносов реками (Сафьянов, 1985). Далее этот материал участвует в осадконакоплении на шельфе, принимает участие в формировании мутьевых потоков наносов и формирует осадки огромных конусов выноса и наклонных равнин материковых подножий. Растворенная часть и, прежде всего, кальций и калий частично проходят биологический цикл прежде, чем принять участие в накоплении органогенных осадков на дне морей и океанов.

Теперь можно посчитать и энергию экзогенного рельефообразования. Для того чтобы сосчитать потенциальную энергию рельефообразования  $E$  и ее преобразование в кинетическую в ходе движения вещества на склонах, воспользуемся формулой

$$E = Mgh,$$

где  $E$  – энергия,  $M$  – масса,  $g$  – ускорение силы тяжести, а  $h$  – слой годового перемещения вещества. Для склонового перемещения примем, что движение осуществляется со средней скоростью 0,1 мм/год при среднем угле наклона склонов в  $5^\circ$ . Тогда вертикальное перемещение  $h$  того же слоя составит лишь 0,009 мм/год.

Отсюда энергия склонового рельефообразования равна

$$E = Mgh = 9,68 \cdot 10^{16} \text{ кг} \cdot 9,8 \text{ м/с}^2 \cdot 9 \cdot 10^{-6} \text{ м} = 2,4 \cdot 10^{12} \text{ Дж.}$$

Аналогичные расчеты для массопереноса при стоке речных наносов дают следующие оценки. Пусть масса твердого стока равна 20 млрд т в год, тогда  $M = 20 \cdot 10^{12}$  кг. Чтобы оценить высоту ее перемещения, можно взять среднюю высоту континента 875 м (Шукин, 1960) и, учитывая, что не вся масса вещества твердого стока образуется на средней высоте, а значительная ее часть перемещается с более низких высот, правильнее считать, что высота годового ее переноса составляет лишь половину средней высоты  $\sim 400$  м, тогда энергия флювиального рельефообразования

$$E = Mgh = 20 \cdot 10^{12} \text{ кг} \cdot 9,8 \text{ м/с}^2 \cdot 440 \text{ м} = 8,6 \cdot 10^{16} \text{ Дж,}$$

т.е. энергия флювиального рельефообразования в 30 тыс. раз больше, чем энергия склонового образования. Остальные виды энергии экзогенного рельефообразования намного меньше, так как массоперенос другими факторами рельефообразования, по данным Г.А. Сафьянова (1985), оценивается величиной: ледниковый твердый сток 1,5 млрд т (Лисицин, 1974), эоловый вынос 2,0 млрд т (Бондарев, 1974). Это составляет около 10% от склонового и флювиальных переносов. Поскольку наши расчеты имеют лишь оценочный характер и в них не учтены многие другие виды переноса вещества (карстообразование, образование ледникового рельефа на суше, перенос вещества ниже уровня океана и др.), можно думать, что вся энергия экзогенного массопереноса (что и следует считать энергией экзогенного рельефообразования) близка к величине  $10^{17}$  Дж в год. По оценке Сафьянова (1985), полученной другим способом,  $2,7 \cdot 10^{24}$  эрг в год (или  $2,7 \cdot 10^{17}$  Дж), т.е. близкая величина.

Рассматривая источники энергии экзогенного рельефообразования, необходимо оценить общие запасы потенциальной энергии, накопленной в массиве суши. Если принять, что при данных запасах воды в океане денудация может снизить сушу не более, чем до высоты 300 м над уровнем океана, площадь суши 148,92 млн км<sup>2</sup> и обычная масса пород 2,7 г/см<sup>3</sup>, то масса вещества, которая расположена на материках выше уровня предельно возможной денудации, равна  $2,3 \cdot 10^{21}$  кг. И потенциальная энергия экзогенного рельефообразования равна

$$E = Mgh = 2,3 \cdot 10^{21} \text{ кг} \cdot 9,8 \text{ м/с}^2 \cdot 300 \text{ м} = 6,8 \cdot 10^{24} \text{ Дж.}$$

Если учитывать годовой расход энергии экзогенного рельефообразования, то при отсутствии эндогенного восстановления рельефа суши ее запасы обеспечивают ход экзогенных процессов в течении 1-10 млн лет.

Полезно сравнить количество энергии экзогенного рельефообразования с количеством солнечной энергии, которая получается нашей планетой, —  $20,9 \cdot 10^{23}$  Дж, что в 1 млн раз больше, чем энергия экзогенного рельефообразования на суше.

Очень трудно оценить суммарную энергию рельефообразования, так как пока не удастся оценить массоперенос вещества в ходе эндогенных процессов. Если считать, что ход процессов рельефообразования образует некоторую систему, что система энергетически уравновешена, то энергия эндогенного рельефообразования должна быть приблизительно равна энергии экзогенного рельефообразования. Общая расходная часть энергии рельефообразования должна быть приблизительно равна  $n \cdot 10^{17}$  Дж/год. Интересно, что эта величина всего лишь на три порядка величин или в тысячу раз меньше энергии выделяемого недрами тепла.

Потенциальная гравитационная энергия — не вся энергия, которая расходуется на рельефообразование. Так, Н.М. Сватков (1974) определяет, что выветривание подготавливает к денудации слой пород около 0,09 мм в год. В результате только при физическом выветривании расходуется  $4,7 \cdot 10^{18}$  Дж/год, а на химическое выветривание —  $4,7 \cdot 10^{19}$  Дж/год. Близкий результат для химического выветривания приводит Г.А. Сафьянов (1985). По его же данным, диссипация волновой энергии у берегов равна  $9,8 \cdot 10^{19}$  Дж/год. Им же приводятся оценки и других видов энергии сред, которые осуществляют перенос вещества, участвующего в рельефообразовании. Остается только неясным, какая доля этой энергии тратится собственно на рельефообразование.

Расчеты по энергомассопереносу — это первые опыты геоморфологов разобраться в физике процессов рельефообразования. Они во многом несовершенны.

Исследуя энергомассоперенос в ходе анализа процессов экзогенного рельефообразования, можно рассмотреть баланс вещества между отдельными его парагенетически связанными звеньями. Особенно важно сравнить соотношение флювиального и склонового морфолитогенеза, для чего вычисляют длину всех русел на земном шаре. Если считать, что средняя густота речной сети приблизительно равна  $1,0 \text{ км/км}^2$ , то вероятная длина всех водотоков на Земле близка 149 млн км. На каждый водоток опираются два склона, и поэтому длина оснований всех склонов, опирающихся на днище долин, должна быть равна  $\sim 300$  млн км. И если средний слой перемещения равен 10 см, а скорость перемещения равна 0,1 мм/год, тогда объем веществ, поступающих в днище долин, должен быть равен

$$V = 300 \cdot 10^9 \text{ м} \cdot 0,1 \text{ м} \cdot 1 \cdot 10^{-4} \text{ м/год} = 3 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год},$$

$$\text{или } 6 \cdot 10^6 \text{ т/год},$$

в то время как выносятся 20 млрд т, т.е. в 1000 раз больше. А это возможно лишь в том случае, если реки размывают ранее накопленные отложения. Если посчитать, что средняя ширина пойм равна 2 км, а средняя нормальная мощность аллювия в поймах рек равна 10 м, в днищах долин накоплено не менее  $3 \cdot 10^{10} \text{ м}^3$  аллювия, или около 60 млрд т.

Реально эта величина должна быть намного больше, так как почти во всех бассейнах рек в их верховьях существуют переуглубленные участки днищ и русел, а также погребенные древние долины, в которых мощность аллювия достигает первых сотен метров.

Учитывая дефицит склонового материала в балансе наносов, можно предположить, что его величина, полученная в приведенных выше расчетах, занижена. Но если она и кажется нам недостаточной, то трудно ее поднять даже на порядок величин, так как кажется невозможным увеличить ни густоту речной сети, ни толщину среднего слоя перемещения склонового материала.

Но если эту цифру принять, то следует сказать, что мы живем в настоящее время в период преобладания эрозионного расчленения суши и углубления речных долин. Несомненно и то, что в ближайшем к нам геологическом прошлом должны были существовать другие соотношения между склоновыми и русловыми осадками. Иначе в долинах рек не смог бы накопиться материал для современного флювиального рельефообразования.

### **ОСНОВНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ВЕЩЕСТВА И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ**

Когда мы говорим об изменениях рельефа и о его динамике, то судим об этом по ряду его характеристик. Главной из них является изменение положения в пространстве отдельных форм рельефа или их элементов: вершин, склонов и их подножий, днищ и тальвегов. При динамике рельефа обычно изменяются абсолютная и относительная высота, углы наклона поверхностей и линий или характер нанорельефа, осложняющего эти поверхности. Указанные изменения имеют эндогенную и экзогенную природу и сложно накладываются друг на друга, чередуются в пространстве и во времени. Как правило, они образуют саморегулирующиеся сменные процессов, в которых изменения одного участка рельефа могут служить причиной цепочки взаимосвязанных явлений денудации и аккумуляции, поднятий и опусканий. Совокупное действие их комбинаций всегда направлено на восстановление равновесия и поддержание рельефа в более стабильном состоянии.

Причина локальных изменений, вызывающих цепочку последующих, чаще всего связана с образованием местной гравитационной неустойчивости. В эндогенном рельефообразовании это:

увеличение неустойчивости конвективных ячеек из-за разности плотности пород, залегающих на разных гипсометрических уровнях; локальное увеличение или уменьшение объема пород при нагревании-охлаждении, при фазовых переходах или структурных превращениях. Большая роль в нарушениях гравитационной неустойчивости принадлежит постоянно мигрирующим природным водам и газам. Перемещение вещества из глубоких слоев Земли сопровождается его адиабатическим расширением, а опускание – сжатием. Особенно сильно меняются в объеме газы и жидкости. Однако подъем вещества в одном месте и его адиабатическое расширение должны сопровождаться его опусканием и сжатием на определенных участках земной коры и верхней мантии. Кроме того, должен существовать и компенсирующий материальный поток.

Экзогенные рельефообразующие процессы, как уже говорилось, – следствие гравитационной неустойчивости горных пород из-за существования рельефа земной поверхности. Все экзогенные процессы можно объединить в два класса. Первый класс включает в себя процессы движения грунтовых потоков на склонах, когда неустойчивость масс определяется соотношением сил сдвига и сил трения. В него входят три основные группы процессов: 1) движение на склоне несвязанных и связанных частиц и их грунтовых масс при толщине движущегося слоя, намного меньшей пути их перемещения. Речь идет об осыпании, сползании, течении; 2) движение на склоне несвязанных и связанных частиц в виде массивов или слоя, толщина которых соизмерима с длиной пути их перемещения, – обвалы, осы, блоковые оползни, отседания; 3) движение на склонах и междуречьях в виде массивов горных пород или слоя пород, по толщине намного большего по сравнению с длиной пути перемещения. К этому типу относятся расседание междуречий из-за преобладания сил растяжения (сил бокового отпора) с формированием трещин расседания в массивах горных пород.

Второй класс объединяет группы процессов, в которых главным рельефообразующим агентом является некоторая природная среда, гравитационно неустойчивая в приповерхностной части Земли. Переходя в движения, она транспортирует рыхлое вещество и создает как денудационные, так и аккумулятивные формы рельефа. Она включает три группы процессов: движение воздушных масс, движение водных масс, движение масс снега и льда.

Анализируя тот или иной тип рельефообразования, мы неизбежно сталкиваемся с различными видами движения вещества: перемещение отдельных частиц – скольжение, волочение, перекачивание; с движением масс в жидкой и пластичной консистенциях; со взвешиванием частиц и переносом их во взвешенном или полувзвешенном состоянии.

Сам же рельеф несет в себе черты отрыва рыхлого вещества

в областях денудации и следы неоднородного выпадения осадков из подвижных сред, следы неравномерного движения вещества и его остановки, следы напора, выпирания, давления и других видов его деформации, а также следы, передающие сам характер перемещения вещества. Следы различных типов движения нередко сохраняются в текстуре осадков, принимающих участие в рельефообразовании.

Для начала анализа рельефообразования и его преобразования необходимо видеть следующие условия и факторы, определяющие его динамику: наличие причины, действующей временно или постоянно (одной из причин может служить и сам рельеф); наличие вещества, подготовленного к движению определенного типа; наличие определенной рельефообразующей среды.

## ПРОЦЕССЫ ЭНДОГЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

### МЕСТО ЭНДОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В СИСТЕМЕ ПРОЦЕССОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Большинство геоморфологов в настоящее время исходят из того, что рельеф земной поверхности создан в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Вероятно, правильнее говорить об их взаимном влиянии, а также взаимодействии этих процессов с рельефом земной поверхности. Воздействие эндогенных сил на ход экзогенного рельефообразования не вызывает сомнений. Создавая положительные и отрицательные формы рельефа, эндогенные процессы в какой-то мере определяют размах высот на земной поверхности и тем самым создают запасы потенциальной гравитационной энергии. Эта энергия и становится главной причиной перемещения потоков рыхлого вещества, которые олицетворяют ход экзогенного рельефообразования. К этому следует добавить, что эндогенное тепло, ювенильные воды, газы и вулканические извержения также прямо влияют на ход экзогенных процессов. Кроме того, в результате эндогенных процессов меняется соотношение моря и суши, то растет, то уменьшается содержание  $\text{CO}_2$  и аэрозолей в атмосфере. Это в свою очередь влияет на процессы экзогенного рельефообразования. Речь идет как бы о косвенном воздействии на них эндогенных процессов.

Обратное воздействие – влияние экзогенных процессов на эндогенные – менее изучено. Но не вызывает сомнений, что оно должно быть существенным. Так, если крупные положительные формы рельефа возникают вследствие изостазии, то их денудация должна облегчать и ускорять процесс "всплывания", а аккумуляции наносов в тектонических впадинах, что может оказаться дополнительной "пригрузкой" опускающихся блоков земной коры. Последнее должно убыстрять их тектоническое погружение. Принято также считать, что образование и исчезновение материковых покровов льда служат причиной гляциоизостазии. Даже меньших объемов сезонные изменения в распределении по поверхности Земли атмосферных осадков, проникновение вод метеорного происхождения в глубь земных недр, передача солнечной энергии через погружающиеся осадки служат примерами передачи вещества и энергии от экзогенных процессов к эндогенным. Следует также учесть, что упомянутые выше экзогенные процес-



сы оказывают влияние и на вращение Земли. Не вызывает сомнений то, что ротационные силы могут оказывать влияние на ход эндогенных процессов. Это уже косвенным образом сказывается и на процессах эндогенного рельефообразования.

При анализе процессов эндогенного рельефообразования одним из главных является вопрос о приоритете эндогенного рельефообразования над экзогенным. Нередко можно слышать, что эндогенные процессы являются первичными, а экзогенные вторичными. Первые как бы конструируют рельеф, вторым принадлежат лишь детали преимущественно деструктивного характера. Укоренилось представление о том, что крупные формы рельефа созданы эндогенными факторами, малые – экзогенными, а формы рельефа средних размеров несут печать воздействия тех и других. Вместе с тем существует и иное представление – на больших пространствах и за большие интервалы времени рельефообразующее действие экзогенных и эндогенных процессов приблизительно равно (Марков, 1948; Маккавеев, 1982). В каждом конкретном случае следует устанавливать: где и в течении какого промежутка времени преобладает тот или иной фактор рельефообразования или необходимо доказывать, что их действие уравнивает друг друга. Следует также обратить внимание на то, что главной причиной проявления и экзогенных и эндогенных процессов является изостатическая (гравитационная) неуравновешенность вещества в недрах и на поверхности Земли. Эндогенные факторы стремятся привести породы литосферы к изостатическому равновесию, которое периодически нарушается эндогенными и экзогенными явлениями. А экзогенные факторы стремятся выровнять поверхность до эквипотенциального уровня. Равновесие второго типа также периодически нарушается то эндогенными, то экзогенными причинами.

При анализе эндогенного рельефообразования принято рассматривать раздельно и во взаимодействии тектонические процессы, магматизм и свойства коренных пород. Если их рассматривать в комплексе и только по отношению к рельефообразующему эффекту, то их можно объединить в две группы: процессы эндогенного перемещения вещества, отражающиеся в поле высот; изменение объемов пород в недрах и отражающихся в изменении рельефа. Так, подъем вещества из мантии должен создавать плоскую выпуклость на дневной поверхности, а отток – отрицательную форму рельефа (первый тип процесса). Изменения плотности пород в конечном счете создают эффект положительной деформации рельефа при разуплотнении и противоположный – при повышении плотности пород. Перемещение вещества и изменение плотности – процессы взаимосвязанные. Так, поднятие вещества из области высокого давления в область пониженного давления приводит к его адиабатическому разуплотнению. Кинематическое перемещение дневной поверхности было бы меньшим

по размерам, если бы не усиливалось изменением плотности пород. В земной коре циркулируют огромные массы подземных вод. Одни из них опускаются в недра до значительных глубин, где вода при определенном соотношении давления и температуры может еще существовать в жидком виде, и уплотняются. При противоположном движении их объем увеличивается. Установлено также, что подземные воды имеют свои приливы и отливы, связанные, как и в океанах, с гравитационным взаимодействием Земли, Луны и Солнца. При этом в ходе смен подземных приливов и отливов также изменяется плотность воды и вмещающих воды горных пород земной коры и, как следствие, вероятно, возникают определенные тектонические эффекты.

Изменение плотности пород может быть связано не только с движением вещества, но и с образованием трещин. Само появление трещин приводит к увеличению объема исходного вещества и уменьшает геостатическое давление. Последнее может быть причиной плавления горных пород и, как правило, дополнительного увеличения объема. Информация о причинах тектонических движений, деформирующих дневную поверхность, в данное время и в данном месте в большинстве случаев отсутствует. Косвенно об источнике движений можно судить по распределению плотности земной коры, также по режиму восходящего теплового потока. Источник этих деформаций может располагаться на разной глубине и иметь различную природу.

### **ПОЛОЖЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ ЭНДОГЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ИХ РОЛЬ В РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИИ**

За современными тектоническими движениями ведется постоянное наблюдение. Для этого используется современная геодезическая и другая аппаратура. С их помощью раздельно регистрируются как вертикальные, так и горизонтальные движения. Периодически эти данные обобщаются и результаты наблюдений публикуются. Теперь мы уже знаем, что тектонические движения носят прерывисто-непрерывный характер. Темпы их то увеличиваются, то замедляются. Особенно резко они увеличиваются при землетрясениях. На коротких промежутках времени средние темпы движения оказываются значительно выше, чем на длительных. Нередко из этого делается вывод о том, что скорости движений в голоцене возрастают – таков современный этап развития эндогенных процессов на Земле. Но это можно объяснить по-другому: в тектонических движениях существуют разнорядковые циклы изменений не только интенсивности, но и знака движений. Результаты стационарных наблюдений, повторных нивелировок и расчетов по геолого-геоморфологическим данным

регулярно публикуются в соответствующих изданиях и реферируются ВИНТИ. Заманчиво эти данные рассматривать как характеристику процессов эндогенного рельефообразования. Ведь размах значений скорости движения меняется от места к месту от десятых до десятков миллиметров в год. Однако надежность их пока невелика, так как получаются они разными приборами и методами, а ошибка измерений авторами не приводится. Самые большие значения скорости тектонических движений падают на области катастрофических землетрясений и на территории последнего материкового оледенения. Не исключено, что причины тектонических движений земной поверхности различны, а их источники располагаются на различной глубине.

О неоднородности строения литосферы мы судим по прямым наблюдениям за породами, выходящими на дневную поверхность, а также по данным бурения. Количество глубоких скважин остается все еще недостаточным для построения полного геологического разреза земной коры, а тем более мантии. Поэтому прямые данные дополняются результатами геофизических работ по изучению прохождения сейсмических волн, гравитационной и электромагнитной разведки. Геофизические данные накапливаются быстро, но существует труднорешаемая проблема в идентификации геофизических и геологических данных.

Еще совсем недавно была принята относительно простая модель строения земной коры. Считалось, что в ней отчетливо выделяются три слоя пород, отличающихся по скорости прохождения сейсмических волн: слой осадочных пород; условно "гранитный"; условно "базальтовый" слой. Границей между земной корой и мантией Земли принято считать границу, на которой резко возрастает скорость прохождения сейсмических волн, — границу Мохоровичича (М). Мощность земной коры колеблется в пределах 8-15 км для океанов и 35-40 км для материков. В верхней мантии на глубинах 50-150 км выделяется слой понижения скорости прохождения сейсмических волн — его называют волноводом, "слоем Гутенберга" или астеносферным слоем. Это относительно простая схема уточняется и детализируется по мере накопления новых данных. В связи с последними число плотностных разделов как в земной коре, так и в верхней мантии оказывается большим. При этом возникают определенные трудности в сопоставлении данных смежных разрезов глубинного сейсмического зондирования и прослеживания отдельных сейсмически однородных (однородных по плотности пород) горизонтов. Давно замечено, что граница между условно "гранитным" и условно "базальтовым" слоем (граница Конрада) выделяется лишь при статистическом анализе. И нередко вместо одной границы здесь может быть выделено несколько. Также установлено, что и граница М, проведение которой, как правило, у геофизиков сомнения не вызывает, приводится то уверенно и однозначно, то вблизи

нее обнаруживается переходный слой.

Сложной оказалась проблема интерпретации данных о строении верхней мантии. Одни и те же данные нередко по-разному интерпретируются исследователями различных школ. Принято считать, что основные слои литосферы характеризуются следующими скоростями прохождения сейсмических волн для континентальной коры: 1) осадочные породы: мощность  $\sim 3$  км с плотностью  $2,5 \text{ г/см}^3$ ; скорость прохождения продольных волн  $v_p - 2-5 \text{ км/с}$ ; 2) метаморфический (условно "гранитный") слой: мощность  $\sim 20$  км, плотность  $2,6-2,8 \text{ г/см}^3$ ;  $v_p = 5,5-6,5 \text{ км/с}$ ; 3) условно базальтовый слой: мощность  $\sim 15$  км, плотность  $2,9-3,3 \text{ г/см}^3$ ;  $v_p = 6,4-7,3 \text{ км/с}$ ; 4) породы верхней мантии ниже границы М: плотность  $3,3 \text{ г/см}^3$ ;  $v_p = 8,1-8,4 \text{ км/с}$ . Океаническая кора имеет несколько иной разрез. По данным сейсмического зондирования в ней выделяются: 1) слой рыхлых осадков: мощность  $0,5$  км; плотность  $2,0 \text{ г/см}^3$ ;  $v_p = 1,5-1,8 \text{ км/с}$ ; 2) слой толеитовых базальтов в верхней части подушечных, местами переслаивающихся с осадочными породами, а в нижней из даек, содержащих габбро: мощность  $\sim 1,7$  км;  $v_p = 2,1-5,5 \text{ км/с}$ ; 3) слой вероятно метаморфизованных основных пород, габбро и серпентинитов: мощность  $5$  км;  $v_p = 0,6 \text{ км/с}$  (Монин, 1987).

В конкретных разрезах положение каждой из выделяемых границ может существенно отличаться от указанных. Кроме того, эти границы не остаются постоянными, а изменяются со временем. При тектонических погружениях и поднятиях может изменяться и плотность пород, а при изменениях температуры и давления могут происходить глубокие изменения вещества. Особенно очевидным это становится при сопоставлении пород различных фаций метаморфизма, в их прогрессивных (когда наблюдается тенденция к увеличению температуры и давления метаморфизма) и регрессивных сериях (обратная тенденция). Изменение температуры также нередко связывают с наличием флюидов, выносящих из глубинных частей литосферы не только тепло, но и воду, которая может находиться в различных фазовых состояниях. Значительное нагревание пород может быть причиной частичного или полного расплавления. Значительные по размерам области плавления могут вызвать опускание блоков пород, расположенных над магматическими очагами. Расплавы магмы, если они являются менее плотными (по сравнению с вмещающими породами), могут образовывать и конвективные структуры поднятий. Большое значение для изменения плотности пород, образующих литосферу, имеют тектонические разломы. При их образовании частично снимается гидростатическое давление, что в свою очередь может быть причиной цепочки процессов, вызывающих изменение плотности пород вплоть до частичного или полного их плавления (если температурные условия это позволяют). Наличие раскрытых трещин в глубоких горизонтах земной ко-

ры установлено в разрезе Кольской сверхглубокой скважины. А трещиноватость пород – одна из возможных причин уменьшения плотности пород и, стало быть, одна из причин вертикальных тектонических движений.

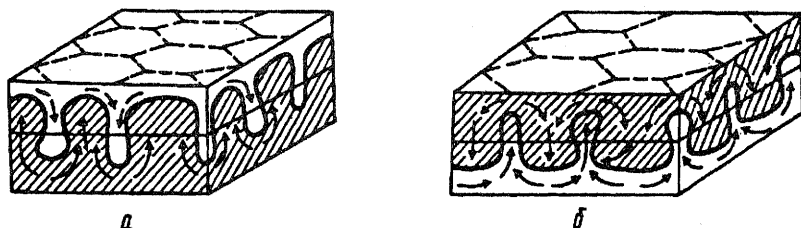


Рис. 1. Ячейки Бенара: *a* – при слабом различии плотностей двух слоев, *б* – при большом различии. Компенсационные движения в обоих случаях проходят вдоль сторон шестиугольной сетки

В механизмах гравитационной дифференциации пород в земной коре выделяют два типа движений: конвективные и адвективные. Для конвективных движений предполагают наличие слоистой структуры в вертикальном разрезе при незначительной латеральной (горизонтальной) неоднородности. Предполагается, что начальным моментом конвективных движений является организация вещества в шестиугольные ячейки (ячейки Бенара). При этом разделяют два случая, когда движения масс вдоль границы раздела имеют противоположный характер: при слабом различии в плотности в центре ячейки формируются восходящие, а по периферии – нисходящие потоки (рис. 1); при больших различиях плотности движения имеют обратный характер. Во втором случае более плотные слои как бы "проваливаются" в центре ячеек, а восходящие токи возникают по периферии ячеек (Монин, 1987, с. 70-71). Эти явления протекают приблизительно по одинаковым законам на разных глубинах, они приводят к морфологически близким результатам. Так, уже неоднократно обращалось внимание на морфологическое сходство процессов соляной тектоники, гранитного магматизма, процессов становления гипербазитовых интрузий (Книппер, 1955; Косыгин, 1969; Оллиер, 1984). Они в значительной степени могут отличаться своими размерами, величиной вертикальных движений и в силу этого различной степенью выраженности в рельефе земной поверхности.

Адвективные движения в земной коре и верхней мантии возникают в том случае, когда при одинаковом геостатическом давлении существенными оказываются латеральные различия в плотности пород. Центральная идея этой концепции – формирование складчатых зон в связи с инверсией плотности в разрезах пород.

Предполагается, что латеральная неоднородность плотности пород связана с неравномерным прогревом глубоких слоев, в том числе и глубоких слоев земной коры, и проходящими в них процессах метаморфизма (Белоусов, 1986).

Перемещения вещества земных слоев из-за различной вертикальной и латеральной плотности могут возникать не только в глубоких слоях, но и в породах, достаточно близко расположенных в земной поверхности. В этих случаях причиной тектонических движений являются различия в объемном весе пород, залегающих на одной глубине, в разной их пористости, водо- и газонасыщенности, в разной их пластичности, а у поверхности – в разной льдонасыщенности. Деформации земной поверхности в последнем случае обычно описываются при анализе экзогенных процессов. Но они имеют близкие с эндогенными по их физической природе черты. Таковы, например, гидротермические колебания земной поверхности, которые проявляют себя в особенностях микрорельефа поверхности. Перемещения дневной поверхности, вертикальные и горизонтальные, вызваны здесь формированием рыхлосвязанной пленочной воды, изменением объема минералов при их нагревании и охлаждении, образованием и таянием льда в сезоннопромерзающем слое. Размах колебаний вертикальных перемещений поверхности за счет этих процессов, как известно, может достигать нескольких сантиметров за сутки и нескольких метров в год.

Есть еще один класс явлений, которые вызывают как вертикальные, так и горизонтальные смещения дневной поверхности. Они могут быть связаны с циркулирующей грунтовых вод в осадочных литифицированных породах, с пластическим течением самих пород с подземными угольными пожарами. Но относить их к разряду тектонических было бы, возможно, не всегда правильным.

Хорошо известно, что вода обладает малой сжимаемостью. При нисходящих тектонических движениях в ходе осадков накопления дальнейшей консолидации вещества и его литификации под весом вышележащих пород поровые воды отжимаются и осадки уплотняются. Движение воды при этом происходит через поры, и поэтому скорость уплотнения контролируется степенью фильтрации, а также градиентами давления. Часть этих вод в породах сохраняется и может оставаться в них длительное время, проходя различные стадии метаморфизма грунтовых вод. При смене тектонических движений на восходящие такие воды могут постепенно замещаться инфильтрационными водами. В гидрогеологических циклах, в рамках которых в породах происходит замещение первичных вод на воды атмосферного происхождения, протекают и другие процессы. На каждом отрезке времени можно определить приходо-расходный баланс вод. Удаление воды из пор горных пород происходит под действием геостатической нагрузки, примерно равной массе вышележающих пород. Вода, обладая мень-

шей сжимаемостью, чем породообразующие минералы, принимает на себя основную часть нагрузки. При вытеснении воды из пор осадочной породы их уплотнение (консолидация) возобновляется. Земная поверхность при этом должна опускаться аналогично тому, как при современной эксплуатации подземных вод в артезианских бассейнах. Скорости таких перемещений могут достигать первых сантиметров. При блоковом строении пород при их опускании в бассейнах разгрузки подземных вод могут возникать и эффекты бокового давления, при этом отдельные блоки могут испытывать и относительное поднятие. Известно, что грунтовые воды, циркулирующие в земной коре, могут пополняться за счет прилегающих территорий и тогда движения могут приобретать и обратный знак. Зеркало подземных вод может испытывать периодические колебания. В осадочных породах могут возникать своеобразные приливы и отливы, аналогичные приливам и отливам в морях и океанах. Тогда колебания поверхности Земли в ходе геологических циклов могут иметь сложный характер и складываться из суточных, сезонных, годовых и вековых колебаний. В результате возникает своеобразное "дрожание" поверхности, связанное с напряженностью и деформациями горных пород. Эти деформации создают гидрогеодеформационное поле (ГГД-поле), с которым связано образование структур различной формы. В пределах поля сложным образом чередуются участки сжатия и расширения пород. Подобное явление названо "эффектом Вартамяна-Куликова". Волны этих деформаций могут перемещаться со скоростью 3,3 км/с (Владимиров, 1984). Генетический анализ в тектонике – лишь поставленная, но далеко не разрешенная научная проблема. В связи с этим представляет известный интерес классификация, предложенная Н.И. Николаевым (1981), в которой он по происхождению выделяет три генетических группы: глубинных, коровых и поверхностных тектонических движений.

Все описанные выше процессы обычно с тектоникой не связываются, хотя целиком относятся к эндогенной группе процессов. Термин "тектоника" по отношению к явлениям, протекающим в недрах литосферы, впервые (если следовать по разрезу сверху вниз) употребляется по отношению к движению пластов соли. В этом случае мы говорим о соляной тектонике. Не менее сложные связи существуют между тектоникой, с одной стороны, и метаморфизмом и магматическими процессами – с другой. На каждом из них остановимся несколько подробнее.

## СОЛЯНАЯ ТЕКТОНИКА

Роль соляной тектоники, иначе галокинеза, как источника резких и активных локальных деформаций земной поверхности велика. Дислокации, вызванные пластическим перераспределением (перетеканием) соляных масс, залегающих в толще осадочных по-

род на значительных глубинах (более 1 км), как правило, представлены прерывистыми складками в виде коротких антиклиналей, брахиантиклиналей, куполов, мульд, депрессий, обычно осложненных многочисленными разрывными нарушениями сбросового типа. Достаточно широко распространенные на земной поверхности в нашей стране они известны в Прикаспийской, Днепровско-Донецкой впадинах, Лено-Ангарской синеклизе, в Башкирском Приуралье, в Закарпатье, на юге Волго-Уральской области, в Припятском прогибе.

Для понимания геоморфологической роли соляной тектоники важно знать, какие силы вызывают перераспределение соляной массы и каков механизм формирования возникающих при этом как собственно соляных структур, так и вызванных их ростом, деформаций в надсолевом осадочном чехле и на земной поверхности. Этим вопросам посвящено много отечественных и зарубежных публикаций, опирающихся на изучение геологического строения разных районов развития соляной тектоники и на лабораторное моделирование процесса образования соляных структур.

До конца первой половины нашего века преобладали две взаимоисключающие группы гипотез о происхождении сил, вызывающих процессы галокинеза. Одна из групп (гравитационные гипотезы) рассматривала соляные структуры только как результат выдавливания соляных масс под действием силы веса перекрывающих их осадков. Другая связывала образование соляных структур в основном с глубинными тектоническими процессами, главным образом со складчатыми и разрывными тектоническими движениями подсолевого ложа. В настоящее время большинство исследователей пришли к выводу, что в формировании соляных структур одновременно участвуют и гравитационные и глубинные тектонические силы.

Физические свойства соли, ее изостатическая и конвективная неустойчивость в поле силы тяжести и напряжения, возникающие вследствие глубинных тектонических процессов, являются причиной для начала оттока соли из одних участков и аккумуляции в других и возникновения форм соляной тектоники в виде гряд, штоков, депрессий, мульд и др. Первичные пункты зарождения солевых структур, пути перетекания соли, интенсивность этого процесса и в итоге расположение, тип и активность солевых и надсолевых структурных форм зависят от многих факторов. К ним относятся: неровности подсолевого ложа, возникшие вследствие разных, в том числе тектонических, причин; неравномерность первоначальной мощности и фациальная неоднородность соленосных толщ; неравномерные мощность и литологический состав отложений, перекрывающих соленосные толщи; активизация дифференцированных тектонических напряжений, особенно движений вдоль зон разрывных нарушений. Наблюдается явная связь скорости образования соляных структур с интенсивностью регио-



нальных тектонических напряжений. Интенсивность галокинеза усиливается в периоды тектонической активизации и ослабевает в эпохи относительного тектонического покоя.

**Дислокация соляных толщ.** Подошва соляных толщ облекает рельеф подсолевой постели. Однако дислокации кровли соляной толщи (если мощность толщи достаточно велика – обычно более первых сотен метров) редко прямо соответствуют неровностям ее подошвы, а являются как бы независимыми. Различают два основных, принципиально различных типа структурного соотношения кровли соли и вышележащих отложений – согласный и несогласный. В первом случае надсолевые отложения согласно облекают поверхность соляных пород. Во втором имеет место нарушение сплошности надсолевых слоев и внедрение в последние соли. При этом поднятия соляных пород (соляные диапиры) прорывают вышележащие отложения.

При отсутствии прорыва кровля соляных пород образует закругленные куполовидные и валообразные поднятия, соляные антиклинали разной амплитуды. В плане размеры округлых соляных массивов колеблются от нескольких метров до нескольких километров. Валообразные массивы составляют по длине десятки километров, а по ширине – несколько километров. Если соль проткнет вышележащие отложения, то соляные диапиры будут иметь форму штоков или гребнеобразных тел с крутыми, нередко отвесными боковыми стенками, которые в верхних частях бывают осложнены уступами и карнизами. По форме вершин прорванные соляные массивы делятся на островерхие и плосковерхие нескольких морфологических типов. Высота штоков и гребней может достигать нескольких километров (рис. 2).

Аккумуляция соли в соляных поднятиях всех этих типов, обычно именуемых куполами, произошла за счет увеличения мощности слоев перетекшей соли. Соответственно на других участках мощность соленосных толщ уменьшилась вследствие частичного или полного выжимания соляных масс, возникли понижения – мульды, депрессии.

Образование различных структурных форм соляной тектоники происходит одновременно. Полагают (Журавлев, 1972; и др.), что в пределах крупных соленосных депрессий на начальных стадиях подток соли к месту первичного (обычно тектонически неподделенного) соляного поднятия идет из ближайших к нему депрессионных участков. В результате примыкающие к растущему соляному массиву участки депрессий оказываются на более низком гипсометрическом уровне, чем их внешние края. Это вызывает подток соли к внешним краям депрессий и в итоге приводит к появлению вторичных соляных поднятий, окружающих центральный соляной купол-гигант. В дальнейшем процесс пластического перераспределения соли распространяется на большие площади, определяя появление соляных поднятий, компенсацион-

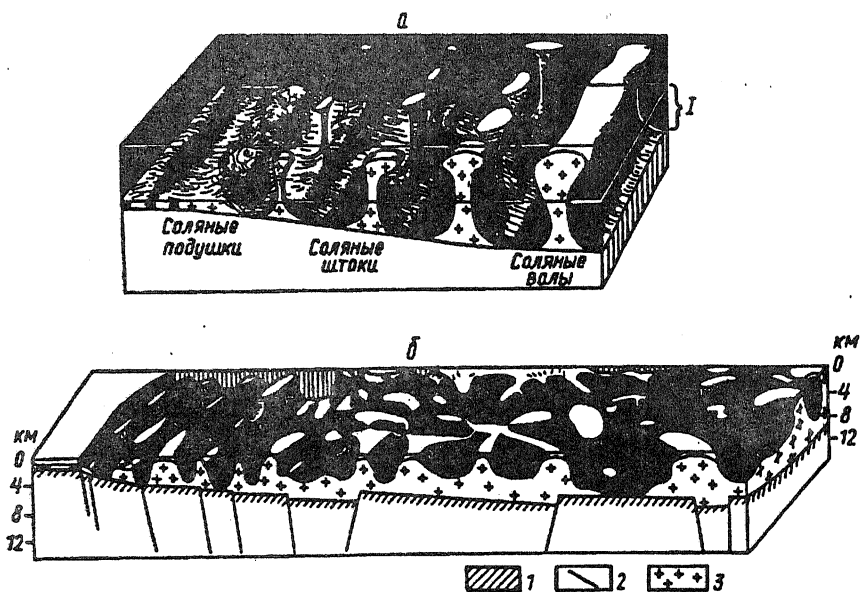


Рис. 2. Блок-диаграммы, раскрывающие закономерности смены типов соляных структур (по В.С. Журавлеву, 1972): а - закономерность смены типов соляных структур в Североморской впадине; б - закономерность смены типов соляных структур в Прикаспийской впадине (от ее западного борта к центральной части междуречья Урала и Волги): 1 - подсолоевое ложе, 2 - разломы подсолоевого ложа, 3 - соль

ных мульд и межкупольных депрессий следующих генераций.

Указанная "внешняя" тектоника соляных толщ сопровождается дисгармоничной, нередко весьма сложной складчатостью внутри соляных массивов.

Зависимость дислокаций соляных толщ от тех или иных геологических факторов изучена еще недостаточно. В настоящее время наиболее уверенно намечена связь характера деформаций соли с ее первоначальной мощностью и геотектоническим режимом. Деформация галогенных пород тем интенсивнее, чем мобильнее в тектоническом отношении территория, чем более дислоцировано подсолоевое ложе, чем больше была первоначальная мощность соляной толщи и чем выше относительное содержание соли в ее разрезе.

Дислокация надсоловых пород. Движения соляной толщи и образующиеся при этом дислокации ее кровли прямо влияют на структуру непосредственно перекрывающих соленосную толщу надсоловых отложений. Воздымающиеся соляные массивы в одних случаях лишь приподнимают вышележащие отложения, которые залегают на соли согласно, в других - протыкают либо часть

надсолевой толщи, либо весь комплекс надсолевых отложений и выходят на поверхность. В случае протыкания контакты соли с перекрывающими отложениями бывают трех типов: а) трансгрессивными (когда вершины соляных массивов были приподняты и размыты, а затем вновь перекрыты более молодыми надсолевыми слоями); б) разрывными (когда при ускоренном росте крутосклонных соляных массивов надсолевые породы разрывались); в) бокового примыкания (когда разновозрастные горизонты надсолевой толщи контактируют с соляным массивом без тектонического разрыва).

Растущие соляные массивы куполов растягивают надсолевые слои, в которых возникают системы разрывов типа нормальных сбросов. Над округлыми массивами образуются преимущественно радиальные и концентрические сбросы, над удлиненными – продольные и нормальные к ним поперечные сбросы. Среди продольных сбросов обычно выделяется основной сброс, разделяющий поднятое и опущенное крыло купола и всегда наклоненный в сторону опущенного крыла. Поперечные сбросы отражают изменения морфологии вершин соляных массивов куполов. Весьма типичным нарушением надсолевых отложений на куполах являются грабены. Одни из них проходят вдоль крутых склонов соляных массивов, другие – приподнятыми частями соляных массивов, третьи фиксируют положение прежних выступов соли на фоне современной почти плоской кровли. В итоге в надсолевой толще над солевым куполом образуется множество неодинаковых по размерам блоков, разделенных разрывными нарушениями разной ориентировки и амплитуды и перемещенных друг относительно друга в вертикальном направлении – структура "разбитой тарелки".

Между соляными поднятиями слои пород чаще залегают почти горизонтально или же образуют пологие прогибы – межкупольные депрессии, которые бывают симметричными и асимметричными по отношению к обрамляющим их куполам, а также экранированными или сквозными. В экранированных межкупольных депрессиях выполняющие их отложения согласно залегают на соли, а в сквозных, из которых соль полностью выжата, лежат либо на остаточных непластичных породах соленосной формации, либо непосредственно на подсолевом ложе. В некоторых межкупольных депрессиях встречаются рудиментарные (недоразвившиеся) слабоактивные соляные купола.

Кроме межкупольных депрессий – первичных отрицательных структур, обусловленных соляной тектоникой, – надсолевою толщу осложняют компенсационные мульды и мульды оседания. Компенсационные мульды образуются за счет ускоренного оттока соли к близрасположенному растущему соляному куполу. Они делятся на сопряженные, прислоненные к склону (обычно более крутому) соляного купола, и вдавленные, вписанные в кон-

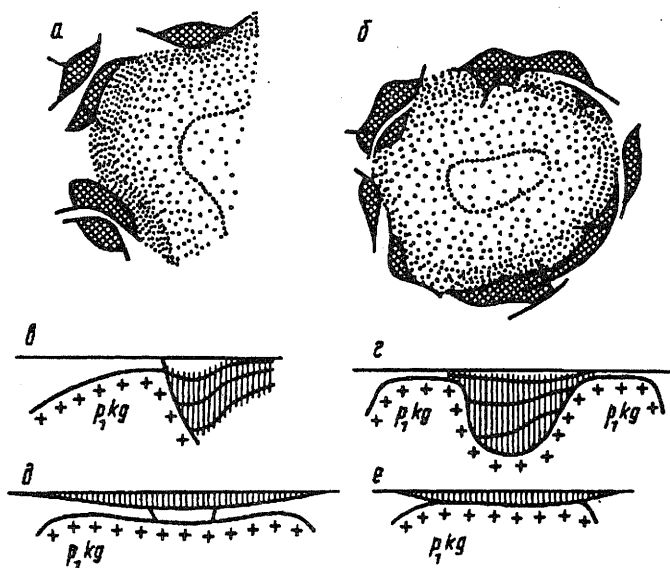


Рис. 3. Типы локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины, обусловленных соляной тектоникой (по В.С. Журавлеву, 1972). Межкуповые депрессии: а – раскрытые, б – обрамленные. Компенсационные мульды: в – сопряженные, г – вдавленные. Мульды оседания: д – экранированные, е – наложенные, а, б – вид в плане, соляные купола заштрихованы, межкуповые депрессии покрыты крапом, светлеющим по мере общего погружения слоев в, г, д, е – вид в разрезе, компенсационные мульды (в, г) и мульды оседания (д, е) – показаны вертикальной штриховкой

туры вершин крупных соляных массивов (рис. 3). Компенсационные мульды, особенно вдавленные, как правило, являются негативными структурами, активными в новейшее время. Таковы, например, вдавленные компенсационные мульды Прикаспийской впадины, занятые озерами Баскунчак, Эльтон, Индер, Челкар, Жалтырь и др.

Ведущим процессом при образовании мульд оседания (а также грабен, сформированных над вершинами купола) являлось подземное выщелачивание соли, наступавшее тогда, когда растущие соляные купола достигали уровня активных водоносных горизонтов. Подземные воды начинали "слизывать" вершины куполов, а давление накапливающихся слоев вышележащих пород стимулировало пластическое распределение соли в верхних частях соляных массивов (Журавлев, 1972).

Связь соляной тектоники с общим тектоническим строением территории и с тектоникой подсолевого ложа проявляется в морфологии и размещении соляных структур и в интенсивности их роста. В складчатых районах развиты преимущественно линей-

ные соляные антиклинали и гребневидные диапиры, прослеживающиеся параллельно простиранию осей складок в подсолевом основании на десятки и сотни километров. В областях, испытавших лишь слабые складчатые или только вертикальные тектонические движения, соляные структуры обычно имеют в плане округлую или близкую к ней форму. Однако и в таких районах улавливается зависимость в расположении соляных структур (в виде цепочек или группировок определенного типа) от местоположения подсолевых поднятий и прогибов, простирания складок и разрывных тектонических нарушений.

Причина сказанного заложена в динамике формирования соляных структур. Перераспределение вещества внутри соленосных формаций могло быть вызвано только напряжениями локального характера. Такие напряжения создают относительные вертикальные или горизонтальные перемещения подсолевого ложа – разрывные нарушения, локальные поднятия, а также сжатие осадочной толщи. Надсолевые породы играют роль упора. Реагируя на эти напряжения, соль, по мере подъема подсолевой постели (в виде блока или складки), выдавливается в ближайшие к поднятию подсолевого основания участки минимального давления надсолевых пород. Соответственно положительные солевые (и надсолевые) структуры образуются в эпохи региональных тектонических поднятий, как правило, не прямо над сводами подсолевых дислокаций, а на их краях и близ зон разрывных тектонических смещений (Китык, 1963). Перемещение соляных масс усиливается при возрастании тектонических напряжений и постепенно ослабевает (вплоть до полного затухания) с прекращением тектонических движений.

**Геоморфологическое отображение структур, обусловленных соляной тектоникой.** В современном рельефе положительные и отрицательные структурные формы, созданные соляной тектоникой, как правило, имеют прямое отображение. Антиклиналям, брахиантиклиналям, куполам соответствуют в целом положительные формы рельефа, межкупольным депрессиям и мульдам – отрицательные. Детальный структурно-геоморфологический анализ солянокупольной тектоники Прикаспийской нефтегазоносной области позволил выявить основные типы геоморфологического выражения форм соляной тектоники разной новейшей активности (рис. 4).

Самое яркое отображение в рельефе имеют наиболее активные солянокупольные структуры (см. рис. 4, I, II). Величина локального воздымания их достигает 10 м, а то и 20-30 м (купол Индер) за голоцен. На местности таким куполам соответствуют отчетливо обособленные возвышенности. Осложняющие купола грабены и сбросы также обычно прямо и отчетливо выражены в рельефе. В пределах аккумулятивных равнин такие купола образуют как

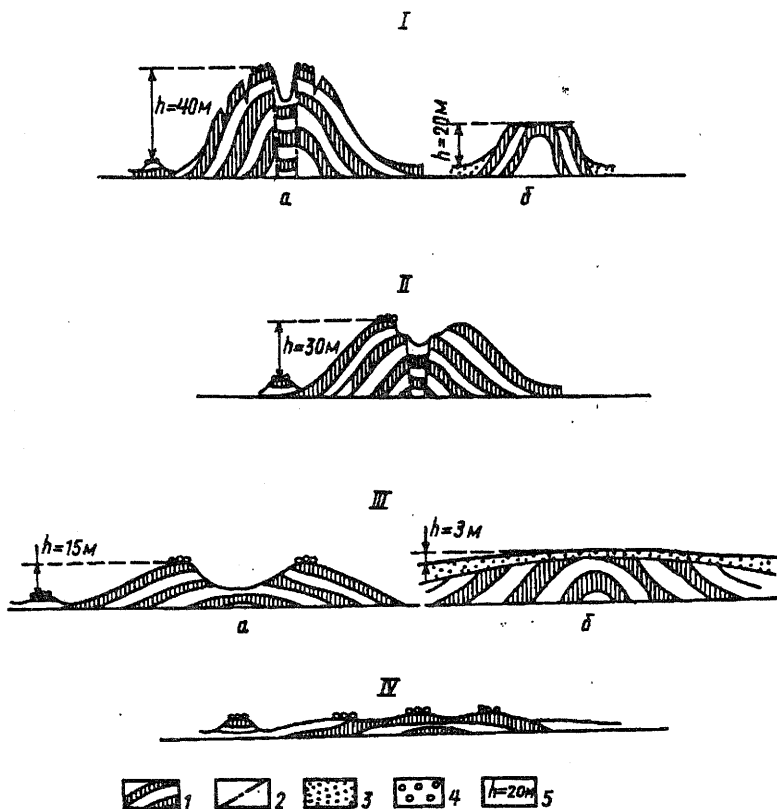


Рис. 4. Типы выражения в рельефе солянокупольных структур разной новейшей активности (по Л.Б. Аристарховой, 1966). Выражение в рельефе солянокупольных структур: *a* – в условиях денудационной возвышенной равнины, *б* – в условиях низменной аккумулятивной равнины; I – высокой новейшей тектонической активности; II – средней новейшей тектонической активности; III – слабой новейшей тектонической активности; IV – очень слабой новейшей тектонической активности, 1 – дислоцированные "коренные породы", 2 – разрывные нарушения, 3 – новейшие покровные отложения, 4 – галечники, фиксирующие древние поверхности выравнивания, 5 – относительная высота

бы "острова" денудационного рельефа и обычно характеризуются яркими и многочисленными косвенными геоморфологическими признаками новейших локальных поднятий.

Наиболее активные отрицательные структурные формы соляной тектоники выражены отчетливыми понижениями рельефа, сниженными относительно окружающей территории на 5-7 м (в низменности) и на 20-30 м (на плато). Для сопряженных компенсационных мульд (т.е. мульд, непосредственно примыкающих

к куполу) контрасты рельефа бывают еще большими. Мульды этого типа обычно заняты озерами, сильно расширенными участками речных долин, солончаками.

Менее активные солянокупольные поднятия (см. рис. 4, III и IV) характеризуются прямым, но, как правило, неполным выражением в рельефе. Им соответствуют участки местности с меньшими относительными повышениями, причем максимальные абсолютные отметки возвышенностей чаще приурочены к крыльям куполов, тогда как их своды частично размыты и относительно понижены.

Активные отрицательные структурные формы соляной тектоники фиксируются понижениями рельефа, но менее глубокими и не столь ярко очерченными, чем те, которые связаны с весьма активными негативными структурами.

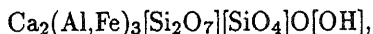
### ЭНДОГЕННОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ И МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД ЗЕМНОЙ КОРЫ

Метаморфические комплексы горных пород в строении земной коры занимают ведущее место. И хотя само строение коры и верхней мантии нам до сих пор известно не в полной мере, наука довольно многое уже знает об особенностях процессов метаморфизма и о происхождении метаморфических пород. Вклад процессов метаморфизма в рельефообразование в полной мере не оценен. Все метаморфические породы принято делить на фации в зависимости от соотношения температуры и давления, т.е. от условий их образования. Таких фаций вслед за П. Эсколой выделяют шесть.

**Цеолитовая** (пумпеллитовая или пренитовая). Для нее обычно приводят интервалы температур и давление: 100-300°C и до  $3 \cdot 10^8$  Па (глубина ~3-10 км). Типичные минералы: цеолиты (водные алюмосиликаты) с составом вида  $A_m X_p = O_{2p} \cdot nH_2O$ , где  $A$  – сочетания натрия, кальция, бария, стронция, калия, реже магния и марганца;  $X = Si, Al$ . Происхождение цеолитов связывают с низкими давлениями и низкотемпературными гидротермами. Обычны их ассоциации с кальцитом, халцедоном, кварцем; типичны для миндалекаменных базальтов. Встречаются в метасоматитах за счет замещения полевых шпатов и нефелина. Для этой же фации типичны также пумпеллит (лотрит)  $Ca_2Al_2Si_3O_{11}[OH]_3$  и пренит  $Ca_2Al_2Si_3O_{10}[OH]_2$ . Все эти минералы, как описывает А.Г. Бетехтин (1961), наиболее типичны для измененных магматических пород основного состава, и остается лишь неясным: возникают ли они из осадочных пород в ходе прогрессивного метаморфизма?

Второй достаточно распространенной фацией метаморфических пород является **фа́ция зеленых сланцев**. Принято

считать, что температура ее образования 300-500°, а давление 2-15·10<sup>8</sup> Па, средняя глубина залегания пород этой фации в земной коре – 10-15 км. Типичными ее минералами являются: эпидот, хлорит, актинолит и биотит. Эпидот



судя по парагенезису встречающихся с ним минералов, образуется при гидротермальном изменении основных пород и при контактовом метасоматозе. Обычно он замещает гранаты, пироксены и амфиболы, а при привносе железа и основные плагиоклазы. Хлориты представляют собой изоморфные смеси антигорита  $\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{14}][\text{OH}]_8$  и амезита  $(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ . Хлориты также чаще всего представляют собой результат низкотемпературной гидротермальной деятельности. Актинолит – минерал, относящийся к группе амфиболов,  $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ . Он также встречается в гидротермально измененных породах (низкотемпературные гидротермы). Биотит  $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]\times x[\text{OH,F}]_2$ . Это минерал магматического происхождения, встречается обычно в гранитах и пегматитах, а в метаморфических породах типичен для кристаллических сланцев и гнейсов (Бетехтин, 1961).

**Фа́ция голу́бых (глаукофа́новых) сланцев.** Типичным является сходство с предыдущей фацией по температурному режиму, но со значительно большим давлением. Увеличение последнего обычно связывают с наличием бокового давления, т.е. с тектоническими движениями. Наличие глаукофановых сланцев используется в качестве доказательств столкновения континентальных плит и наличия зон субдукции в рамках концепций глобальной тектоники плит. Типичным минералом этой фации является глаукофан – минерал группы амфиболов –  $\text{Na}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$ , встречается в ассоциации с альбитом, хлоритами, эпидотом и кварцем (Бетехтин, 1961).

**Амфиболитовая фация.** Для нее характерны температуры 500-750° и давление 4 – 6 · 10<sup>8</sup> Па, что примерно соответствует глубине 15-25 км. Типичными минералами являются: 1) роговая обманка  $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg,Fe}^{2+})_4(\text{Al,Fe}^{3+})[(\text{Si,Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ ; 2) полевые шпаты – сложный ряд изоморфных смесей, образующих ряды  $\text{Na}[\text{Al}_1\text{Si}_3\text{O}_8]$  –  $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$  и  $\text{Na}[\text{Al,Si}_2\text{O}_8]$  –  $\text{K}[\text{Al,Si}_3\text{O}_8]$ ; 3) эпидот  $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}[\text{OH}]$  и 4) кварц  $\text{Si}_2\text{O}$ . Все эти минералы имеют магматическое происхождение и встречаются в пегматитах и породах, прошедших стадию регионального метаморфизма. Нам важно подчеркнуть, что в типичных минералах еще содержится вода (Бетехтин, 1961).

**Гранулитовая фация.** Характеризуется распространением эндербитов, состоящих из гиперстена, плагиоклаза и кварца. Температура 600-950°, давление 7-12·10<sup>8</sup> Па. Почти



все гранулиты, выходящие на дневную поверхность, относятся к древнейшим породам на Земле – породам катархей. Как правило, эти породы сильно изменены последующей гранитизацией. К породам гранулитовой фации относятся также чарнокиты – породы кислого состава, состоящие из кварца, гиперстена и ортоклаза. Среди пород гранулитовой фации встречаются амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, состоящие из плагиоклаза, гиперстена, диопсида, роговой обманки и магнетита. Поскольку большинство из них сформировалось в катархее, то глубина их залегания может быть оценена лишь приблизительно (около 20-30 км). Для минералов этой фации характерным является то, что они не содержат в своей кристаллической решетке воды. Это, вероятно, следствие высоких температур и давления (Резанов, 1985). Для геоморфологических последствий это интересно прежде всего тем, что, вероятно, при погружении пород, т.е. в ходе прогрессивно нарастающего метаморфизма, воды отжимаются в более высокие горизонты, и с миграцией вод вверх должно быть связано ее расширение и, как следствие, уменьшение темпов опускания дневной поверхности или даже поднятия. Особенно это будет заметно в пределах зон дизъюнктивных нарушений, по которым в ходе образования гранулитов должна развиваться гидротермальная деятельность. Породы гранулитовой фации по своему химическому составу близки к габбро, отличаясь от последнего сахаровидным обликом и гранулярной структурой.

Самой высокой по степени метаморфизма пород является *эклогитовая фация*. Эклогиты – породы, сложенные гранатами и моноклинными пироксенами. Гранаты – группа минералов с химической формулой  $A_3B_2[SiO_4]_3$ , где  $A = Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ca$ ;  $B = Al, Fe^{3+}, Cr$ , среди которых известны два изоморфных ряда: 1) альмандиновый, включающий пироп, альмандин, спессартин; 2) андрадитовый – гроссуляр, андрадит, уваровит. Моноклинный пироксен, чаще всего диопсид  $Ca, Mg[Si_2O_6]$  или авгит  $Ca(Mg, Fe, Al)[(Si, Al)_2O_6]$ . Эклогиты встречаются как в коре, так и в мантии. Переход от гранулитовой фации к эклогитовой знаменуетея существенной потерей кремнезема и щелочей, которые, мигрируя вверх в область гранулитовой фации, могут стать причиной гранитизации пород. А.Б. Бобриевич и В.С. Соболев (1957) обратили внимание на то, что при смене условий метаморфизма от гранулитовой фации к эклогитовой возможны замещения минералов: гиперстен+плагиоклаз  $\longleftrightarrow$  гранат+диопсид (эклогитовая фация). Б.Г. Лутц (1964) установил возможность смен: 1) гиперстен+плагиоклаз  $\longleftrightarrow$  гранат+диопсид; 2) энстатит+шпинель  $\longleftrightarrow$  пироп+оливин (Резанов, 1985).

В ходе прогрессивного метаморфизма (от цеолитовой к эклогитовой фации) на его поздних стадиях вместе с кремнеземом и щелочами вверх по разрезу выносятся и значительная часть радиоактивных элементов, что приводит к их концентрации и воз-

можному разогреванию с частичным или полным плавлением вмещающих пород. Типичным для этой стадии является процесс частичного плавления с образованием мигматитов, а также гранитов и гнейсов. Нередко наблюдается и регрессивная смена фаз, когда мигматизация может проходить и при более низких температурах, под воздействием флюидов, поступающих из мантии. В этом случае процессы гранитизации пород приобретают более широкий размах (Резанов, 1984).

Региональный метаморфизм, достигающий стадии гранулитовой фации, был особенно распространен на ранних стадиях образования земной коры. В катархее при иных характеристиках теплового поля верхней части литосферы и ином распределении в ней геостатического давления в результате процессов метаморфизма возникли так называемые серые сланцы с типичной структурой гранитогнейсовых куполов – овалов. Их размеры различны и колеблются от 500 до 100 км в поперечнике. Встречаются и более молодые купола. Так, К.Оллиер (1984) описывает гнейсовый купол на о-ве Гуденаф (Папуа – Новая Гвинея), сложенный породами амфиболитовой фации, в ядре которого располагаются гранодиориты с абсолютным возрастом 2,9 млн лет. Большинство гранитных и гранитогнейсовых пород перемещается вверх, "рас-талкивая" вмещающие их породы. В рельефе им соответствуют купола и своды, которые хорошо читаются как в гипсометрии поверхности, так и подчеркиваются концентрически-радиальным рисунком речной сети.

Региональный метаморфизм различных фаций и процессы, его определяющие, находят свое отражение как в равнинных, так и в горных условиях. С региональным метаморфизмом в горах связано образование складок большого радиуса в эпоху орогенеза.

### **ЭНДОГЕННОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ И МАГМАТИЗМ**

Магматические процессы и метаморфизм тесно связаны друг с другом. Очень часто магматические явления, начинаясь как явления в мантии, могут быть причиной регионального метаморфизма. Вместе с флюидами из мантии в земную кору выносятся щелочи и кремнезем, воды и газы, которые стимулируют процессы гранитизации. И от того, какие процессы происходят в мантии, какие породы вступают в контакт с породами земной коры, зависит, возникнут ли в коре явления гранитизации или базификации. В итоге по разному пути пойдут смены процессов эндогенного рельефообразования на земной поверхности. В ходе метаморфизма также возникают магматические расплавы и связанные с ними магматические явления. Правда, это преимущественно кислые магмы. В настоящее время принято считать, что граниты

(гранитоиды) вообще не могут возникнуть как итог дифференциации магм мантийного происхождения. Но и возникающие в земной коре граниты по происхождению неоднородны. По соотношению Са и Al, Na, K, Fe, Mg удается разделить гранитные магмы на две большие группы. Главное их отличие в том, что граниты первой группы произошли из осадочных пород, прошедших фазы выветривания, переотложения и последующей гранитизации, второй же связаны с гранитизацией основных магматических пород, не подвергавшихся денудации. Эти различия важны для палеогеоморфологического анализа.

В настоящее время многие магматические породы изучены достаточно подробно. Принято разделять их на: кислые, средние, основные и ультраосновные. Кроме того, их разделяют на группы по месту образования: эффузивные (застывшие на поверхности), гипабиссальные (застывшие вблизи поверхности) и абиссальные (или интрузивные). Каждой из разновидностей пород соответствует особый химический и минералогический состав, характеризующий условия его образования. С каждым типом пород связан комплекс физико-химических явлений, который в том или ином виде находит свое отражение в эндогенном рельефообразовании. Магматические процессы зависят от условий, в которых возникают магматические очаги, а также от состава пород коры и верхней мантии, из которых возникают расплавы.

Верхняя мантия, с которой мы часто связываем эндогенное рельефообразование, неоднородна как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Расслоенность ее пород подтверждается глубинным сейсмическим зондированием. В ней прослеживаются то один, а то и несколько волноводов (пластов пород менее плотных и находящихся, по-видимому, в вязкопластичном состоянии) различной мощности. Все разуплотненные слои располагаются на глубинах 50-200 км. Они, как принято считать, играют важнейшую роль в процессах рельефообразования. Латеральная ее неоднородность подтверждается наличием гравитационных аномалий, выявленных с помощью искусственных спутников Земли.

Предполагают, что периодически из-за повышения температуры преимущественно за счет тепла, выделяющегося в ходе гравитационной дифференциации пород, слагающих недра, а также из-за возникающего иногда резкого понижения давления, что, в частности, может быть связано с возникновением разломов, вещество верхней мантии может переходить в расплавленное состояние. Изменение состояния в свою очередь может служить и следствием конвекции, которая предполагается в мантии. В результате в мантии может образоваться астеносферный диалированный выступ. По мере продвижения вещества мантии к поверхности оно плавится, образуя магматические очаги. Внутри магматических очагов идет дифференциация вещества, при этом в верхней

части диапира собираются более легкоплавкие породы, пары воды и газы. Более тугоплавкие минералы опускаются в нижнюю часть магматического очага. Известно, что с магматическими расплавами связан вулканизм. Большинство вулканических камер располагается у границы "земная кора – верхняя мантия", охватывая пространство то выше, то ниже этой границы.

Изменения плотности пород в верхней мантии связывают с переходами оливина в шпинель с уплотнением 7-10% и потерей кремнезема, а также переход пироксенов в присутствии  $Al_2O_3$  в гранаты с увеличением плотности на 10% (пироксен – удельный вес 3,1-3,3; гранат – 3,51, также с частичной потерей кремнезема (Монин, 1987)).

Кислые магмы возникают, как было уже сказано, в земной коре, а средние – в промежуточной зоне и бывают связаны с химическим изменением основных магм при их прохождении через породы земной коры, частичном их переплавлении и ассимиляции вмещающих пород. Магмы основного состава обычно представлены базальтами (порода, состоящая из основного плагиоклаза типа лабрадор – битовнит, реже анортита, авгита и часто оливина). Различают толеитовые, оливиновые и щелочные базальты. В первых, как правило, присутствует оливин, и они типичны для излияний в платформенных условиях.

Магматические интрузивные массивы, несмотря на весьма большое их разнообразие в химическом и петрографическом составе, в различиях глубины возникновения и, следовательно, в распределении давления, температур, насыщенности водами и газами, обладают и некоторыми общими чертами. Здесь следует обратить внимание на их морфологические черты. Все интрузивные породы образуют массивы, которые можно разделить по их размерам и форме тела на штокверки, штоки, дайки и крупные массивы. Их форма зависит от многих причин, часть которых связана с геофизическими свойствами исходного магматического очага и заполняющих его пород, а также и со свойствами вмещающих интрузивных пород (наличия в них вертикальных и латеральных неоднородностей – слоистости, трещиноватости и т.п.). Большое значение имеет местоположение образующего их очага, в частности расстояние, отделяющее его от земной поверхности. С этим расстоянием связан вес пород кровли (геостатическое давление), что в свою очередь определяет возможность перемещения магматических интрузий вверх по разрезу.

Механизм перемещения интрузий вверх по разрезу был описан выше. И определяется он конвективными или адвективными процессами. При перемещении интрузивных массивов вверх по разрезу должны возникать серии взаимосопряженных явлений. Поднимаясь вверх по разрезу, интрузивные породы должны адиабатически расширяться и, расширяясь, охлаждаться. С другой стороны, чем ближе к поверхности Земли массив окажется, тем

более высокоградиентное тепловое поле он создает. А это увеличит интенсивность теплового потока, и массив быстрее охладится. Как следствие, быстрее будет нарастать вязкость, увеличатся силы трения и др., а в результате массив потеряет подвижность. Отсюда можно предположить, что интрузивные массивы разных размеров, при прочих равных условиях, имеют (должны иметь) неодинаковую подвижность и, как следствие, оказывают неодинаковое влияние на деформацию поверхности Земли. Некоторые интрузивные массивы образуются и практически остаются на месте. При тщательном их исследовании не удастся найти свидетельств, доказывающих их горизонтальные или вертикальные смещения. Другие, наоборот, оказываются настолько подвижны, что не удастся обнаружить их связи с исходными магматическими очагами. Интрузивные массивы второго типа, поднимаясь вверх по разрезу, приподнимают и расталкивают в стороны вмещающие их породы. При этом нередко часть вмещающих пород захватывается, иногда на горячих контактах вмещающие породы меняют свой состав, образуя роговики или другие породы контаминированного ряда. Иногда породы кровли обваливаются и переплавляются под воздействием высоких температур, и магма способна изменить свой состав, что может стать причиной фациального разнообразия интрузивных пород внутри единого массива.

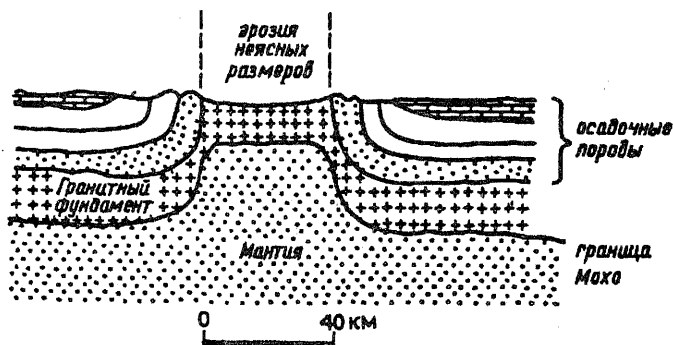


Рис. 5. Предполагаемое внедрение мантии при образовании Вредфорского купола (по Броку)

Активные интрузии образуют на поверхности Земли поднятия в виде куполов и сводов. Современные исследования некоторых активных батолитов свидетельствуют о том, что с ними может быть связан некоторый дефицит массы, который возникает не только от различия в удельной массе, но и от наличия внутри батолитов не полностью консолидированных магм. Но удивительным кажется приведенный К. Оллиером (1984) случай, когда в основании огромного растущего батолита (Вредфорский купол до 40 км в поперечнике, расположенный в центре бассейна

Ранд в Южной Африке, рис. 5), вероятно, существует выступ пород мантии, с которым связывают положительную аномалию силы тяжести. И если это действительно так, то следует предположить, что батолит был вытолкнут вверх вздымающимися породами мантии. Несколько иную картину в развитии сводов Приморья наблюдал В.С. Середин, где за фазой поднятия куполов и некоторой их денудацией обнаруживается проседание центральной его части с образованием вулканических аппаратов основных или средних магм.

С интрузиями гранитов, гранодиоритов, габбро в горах связаны своды и их серии. Таковы серии сводов Восточного и Северо-Восточного Забайкалья и Северной Монголии. На платформах чаще встречаются с основным магматизмом. В условиях стратифицированных осадочных толщ образуются сложные интрузии с горизонтальными (силлами) и вертикальными секущими телами (дайками) диабазов. Таковы трапповые формации активизированных древних платформ.

#### ДИЗЪЮНКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА И РЕЛЬЕФ

В эндогенном рельефообразовании большая роль принадлежит дизъюнктивам. Их появление на поверхности Земли на ранних стадиях ее геологической эволюции создало новый этап латеральной и горизонтальной неоднородности верхних слоев литосферы. Первые из разломов, по-видимому, возникли на поверхности в период консолидации протопланетного облака и были реакцией пород на падение крупных метеоритов. В это время рельеф земной поверхности переживал "лунную стадию" своего развития. С этими ранними разломами, как можно видеть на примере Луны, были связаны и вулканические излияния. При формировании земной коры, дегазации и дегидратации Земли часть этих первичных разломов была утрачена при переплавлении ее вещества. Не исключено, что часть этих древних разломов сохранилась, что они и поныне определяют рубежи главной делимости вещества литосферы. Затем в ходе формирования земной коры и верхней мантии возникли разломы следующей возрастной генерации. Так, образование геосинклиналей и кратонов (платформ) в архее и протерозое шло скорее всего не по одинаковым законам. В архее, по крайней мере если судить по геологическому строению Африки, платформы имели меньшие размеры, а разделяющие их вулканические пояса, которые обычно рассматривают как прототип геосинклиналей, были достаточно широки. Не исключено, что это связано с мощностью земной коры того времени (она была, вероятно, тоньше современной). К концу протерозоя очертания платформ и их размеры приближаются к современным. Растет длина разломов, и, стало быть, увеличивается глубина их

заложения. Вероятно, были глобальные трещины, которые закладывались сверху. Другие могли развиваться снизу вверх и быть связаны с конвекцией и адвекцией в мантии, с периодическим нагреванием и охлаждением вещества Земли.

Существенную роль в образовании крупных разломов играют ротационные силы. Можно думать, что причиной образования крупных разломов могла быть и неоднородность недр Земли. На их образование, вероятно, оказывали влияние и космические факторы, в частности силы всемирного тяготения. О происхождении планетарных трещин 1-го ранга судить сейчас трудно. Но то, что они возникли, определенным образом накладывались друг на друга, вызывали к жизни магматические процессы и явления, вряд ли можно сомневаться.

Известно, что любое твердое тело на внешнее напряжение реагирует деформацией. Быстрое нагружение вызывает вначале упругие деформации, а по достижении предела упругости — остаточные. Последние проявляют себя чаще всего в виде трещин. Медленно нарастающие деформации после достижения предела упругости обычно вызывают пластические деформации, величина которых определяется реологическими свойствами вещества. В области высоких давлений и температур в земной коре и верхней мантии образуются как разрывные, так и пластические деформации. При этом разрывные нарушения, возникнув в пластичном теле, могут сохраняться длительное время, если вещество не испытывает интенсивного перемешивания. Конвективное перемешивание вещества может полностью зоны разрывов и не залечивать, также как их не уничтожают и локальные очаги расплавов горных пород. Они периодически возникают вдоль крупных зон разломов и как бы нанизываются на них. И в следующий этап увеличения напряженности пород коры и верхней мантии, какой бы причиной он ни был вызван, деформации пород образуются не в монолитном массиве, а в теле неоднородном, разбитом на предыдущем тектоническом этапе на блоки. В результате взаимодействия этих блоков могут возникать системы трещин более низкого порядка. Можно думать, что в теле земной коры должны существовать иерархически соподчиненные системы трещин разной длины и глубины заложения. Естественно предположить, что основная часть этих трещин подновляется на каждом этапе тектоно-магматической активизации. Некоторые из них "залечиваются", третьи уничтожаются полностью процессами денудации, четвертые погребаются под вновь накапливающимися толщами осадочных пород.

Интересной особенностью тектонических трещин и трещинных зон является то, что они образуют блоки не любых размеров, а в известном смысле избирательно. В природе существуют блоки одних строго определенных размеров, а блоки промежуточных размеров встречаются значительно реже или не встречаются сов-

сем. Впервые на это обратил внимание академик М.А. Садовский (1980). Оказалось, что размеры блоков подчиняются некоторому закону. Из этого следует, что должна существовать и наиболее распространенная форма тектонических блоков, массивов и даже обломков. Ее морфологический облик должен отвечать требованию равенства соотношения осей:  $\frac{a}{b} = \frac{b}{c}$ , где  $a$  – длинная ось или его длина,  $b$  – средняя ось или ширина, а  $c$  – короткая ось или толщина массива. Этому требованию отвечает отношение осей  $a$ ,  $b$  и  $c$  как 1:0,7:0,5. Оно ранее было выведено эмпирически для обломков размера щебня (Симонов, Борсук, 1964). Природа этого правила не очень ясна, но не исключено, что при всестороннем сжатии или растяжении массив-блок должен испытывать остаточные деформации, которые будут зависеть от сопротивления породы на сдвиг, разрыв и сжатие.

Анализ различных видов дизъюнктивов позволил выделять трещины разрыва, сдвига (скалывания) и раздавливания независимо от причин, вызывающих трещинообразование. Известно, что вдоль трещин отдельные блоки пород могут перемещаться друг относительно друга, поэтому уже давно в тектонике выделяют сбросы, сдвиги, раздвиги, взбросы, надвиги, поддвиги. А перемещающиеся блоки создают сложную блоковую мозаику, в которой прослеживаются: моноклинали, горсты, грабены, флексуры, грабен-синклинали и горст-антиклинали. Их сочетания определяют структуру и рельеф как равнинных, так и горных стран.

Наличие трещин в породе – один из факторов, направляющих селективное выветривание и денудацию. Поэтому блоковая мозаика проявляется в рельефе в сглаженном виде. Системы трещин часто, может быть и не всегда, определяют рисунок речной сети, конфигурацию берегов, расположение карстовых форм и др. Трещины через напряженность ледниковых покровов могут определять и ход ледниковых процессов (скорость движения, способы деградации покровов и др.). Эндогенная напряженность пород проявляет себя и в мерзлотных формах рельефа. Но особую роль она играет в магматических явлениях. Трещины иногда определяют тип вулканизма, пути проникновения магмы на дневную поверхность и ее перемещение внутри земной коры. Пересечение трещин различных направлений определяет местоположение действующих вулканов центрального типа.

Однако наблюдаются и обратные связи! Излияния лав вызывают проседания вулканических аппаратов, образование компенсационных депрессий. При этом масса вулканических аппаратов в состоянии предопределяет заложение новых трещин, по которым могут опускаться отдельные их части или целые комплексы. Трещинообразование в породах может стать следствием денудационных процессов. Известно, что при врезании речных долин из-за дефицита масс возникают трещины блокового отпо-



ра. В вершинном поясе горных массивов также ощущается дефицит массы, связанный с образованием речных долин и межгорных депрессий. В результате породы здесь находятся в напряженном состоянии, вызванном наличием сил растяжения. У основания горных склонов, наоборот, породы испытывают деформации сжатия. В днищах долин породы должны испытывать также дефицит массы. И подстилающие дно породы могут испытывать давление, направленное снизу вверх.

Напряженность горных массивов по бортам глубоко врезанных долин и берегам озер и морей, сложенных скальными породами, может приводить к образованию рвов отседания. Обычно они рассматриваются как одна из начальных форм проявления гравитационных процессов (обвалов и оползней). Но иногда отдельные блоки отседания на склонах горных хребтов достигают столь больших размеров, что они оказываются сопоставимыми с тектоническими блоками. В этом случае их основания уходят достаточно глубоко в земную кору. Они могут не только опускаться, двигаясь как оползни на склонах, но и выдавливаться, образуя форберги. Можно видеть целый ряд постепенно меняющихся форм рельефа экзогенно-гравитационного происхождения до форм, которые уже, начиная с некоторых их размеров, следует относить к гравитационной тектонике. Одну из таких форм еще в 60-х годах выделил А.А. Волин (1963), назвав их циркульными глыбами. Последние, как правило, хорошо трассируют зоны глубинных разломов. Вертикальные движения блоков вдоль зон трещиноватости меняют поле высот, а горизонтальные могут заметно деформировать рисунок горизонтального расчленения рельефа.

В процессе перемещения отдельных блоков вдоль трещин происходит дробление горных пород. Хорошо известны зоны милонитизации, брекчирования, будинажа. Менее известны зоны какритизации (своеобразные зоны брекчирования, в которых отдельные обломки не смещены друг относительно друга, но вся толща пронизана системой трещин). В зонах этого типа обломки пород по своим размерам весьма различны, а сами зоны характеризуются большой шириной и протяженностью. Рыхлый материал, образованный в ходе дизъюнктивного тектогенеза, может далее вовлекаться в экзогенный морфолитогенез наряду с материалом, образовавшимся в результате выветривания.

### РОЛЬ ВОДЫ В ПРОЦЕССАХ ЭНДОГЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

В преобразовании вещества земной коры и верхней мантии большую роль, как уже об этом говорилось выше, играют подземные воды. Они возникают в виде паров и мигрируют в верх-

ние этажи литосферы. Весь процесс дегидратации пород мантии заканчивается пополнением вод вечно меняющейся гидросферы. По пути этой миграции водяные пары конденсируются, принимают участие в гидратации и дегидратации пород земной коры, в процессах регионального метаморфизма, а далее в гидротермальных процессах и в процессах выветривания. На всех этапах этих превращений какие-то породы, а вместе с ними и слои увеличивают свои объемы, другие – их теряют. Полезно было бы оценить тот вклад в эндогенное рельефообразование, который создается сложными превращениями природных вод в литосфере (рис. 6). При анализе процессов взаимодействия пород литосферы и подземных вод С.М. Григорьевым (1971) выделяется особая зона, которую он назвал дренажной оболочкой земной коры. По его предположению, в этой дренажной оболочке циркулируют (опускаются и поднимаются) растворы. Кроме того, по его мнению, существует постоянный ток этих растворов от материков в океан. В качестве главного механизма, приводящего в движение кругооборот вещества, выдвигается изостатическая уравновешенность вещества земной коры. По этой гипотезе более легкая кора материков всплывает. Этот процесс усиливается и поддерживается, по его мнению, тем, что суша непрерывно денудирована (и чем выше материк, тем больше объем денудации). По мнению С.М. Григорьева, денудационный поток от суши к океану компенсируется противоположным потоком вещества от океана к континенту в мантии Земли, что и замыкает кругообращение вод. Подземные воды, циркулирующие в земной коре материков, по этой гипотезе создают гранитный слой, а в океанах – кору океанического типа. Причиной движения вод является наличие столба жидкости (воды) большей величины в коре материков по сравнению с океанами. Здесь как бы существует саморегулирующаяся система: циркуляция воды обеспечивается столбом жидкости (воды) в материке, высота которого поддерживается образованием гранитов, а наличие гранитов в свою очередь объясняется циркуляцией воды. Примечательно то, что автор с помощью развиваемых в книге идей пытается объяснить все геологические, геофизические и геоморфологические особенности строения и развития не только Земли, но и Луны.

Для обоснования существования "дренажной оболочки" рассматривается поведение различных веществ в системе "вода – пар" при высоких температурах и давлениях и выделяется два различных уровня: с температурами 374 и 450°. У верхнего из них при температуре 374,14° пар вместе с растворенными в нем веществами переходит в жидкость и из раствора выпадает кремнезем. Образовавшиеся жидкости насыщаются другими веществами и стекают по трещинам и другим зонам проницаемости вниз до второго уровня, где температура достигает 450°, выше которой вода может существовать только в виде пара. При этом

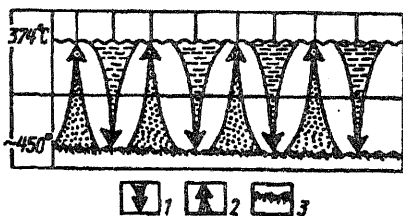


Рис. 6. Схема циркуляции водных растворов и паров между изотермическими поверхностями температур, их критические состояния: 1 – нисходящее движение водных растворов; 2 – восходящее движение надкритической паровой среды; 3 – поверхность Мохоровичича

из раствора должны выпадать кальций, магний и железо. С выпадением кремния могут быть связаны процессы гранитизации пород. По мнению С.М. Григорьева, именно этот процесс оказывает влияние на образование границы Конрада (граница, разделяющая условно "базальтовый" и условно "гранитный" слой в земной коре).

С.М. Григорьев предполагает существование подземной гидросферы при общей массе подземных вод 30-35 тыс. км<sup>3</sup> с ежегодным обменом ее с гидросферой объемом воды 0,7-1,0 км<sup>3</sup>/год. В подземной гидросфере, по его мнению, должны наблюдаться приливы и отливы, аналогичные тем, которые мы наблюдаем в гидросфере. И приливная волна должна двигаться с востока на запад. По существу проходят две волны с интервалом времени в 12 ч. 25 мин.! Такие же волны существуют и в литосфере, где с приливной волной должны расширяться поры и трещины и, как следствие, должно происходить всасывание и выдавливание воды. Дренажная оболочка существует между поверхностями Конрада и Мохоровичича. Отсюда горячие волны поступают и в океаническую кору, где являются, по мнению С.М. Григорьева, одним из источников ее возникновения. В работе С.М. Григорьева важно обратить внимание еще на один из возможных механизмов, действующих в недрах Земли, и оценить возможные превращения вещества и энергии в ходе этого процесса. Изменения плотности и объемов пород, сопровождающие этот процесс, могут сказаться на движениях поверхности Земли, которые мы, геоморфологи, квалифицируем как эндогенные. Размер колебаний высоты земной поверхности под влиянием приливной волны в подземной гидросфере может достигать величины 0,2-0,3 м, причем высота эта должна изменяться в течении года и в зависимости от географической широты местности.

**Гляциоэвстатическая нагрузка и эндогенное рельефообразование.** На последнем отрезке геологической истории нашей планеты одним из важнейших событий, несомненно, было мате-

риковое оледенение. В истории Земли они бывали и в прошлом. Но последнее оледенение особенно важно для понимания сущности современного рельефообразования. Экзогенная составляющая этого процесса – гляциальный морфолитогенез – подробно разбирается в одной из глав предлагаемого учебного пособия. В настоящее время принято считать, что в центрах оледенения накопление мощных толщ льда вызвало дополнительную нагрузку, что, вероятно, было причиной прогибания земной коры и одновременно образования вспучивания вдоль края ледникового щита. Считается, что деградация ледниковых покровов привела к поднятию территории. Величина этих поднятий определяется повторными нивелировками и анализом деформаций морских террас. Такие факты установлены для Балтийского, Канадского щитов Гренландии и Антарктиды. Для Гренландии и Антарктиды приводятся разрезы, из которых видно, что поверхность ледяного ложа располагается приблизительно на уровне Мирового океана.

Принято считать, что продолжительность времени интенсивного накопления льда в ледниковых щитах приближается к 10 тыс. годам. В фазы кульминации скорость накопления льда, судя по современной скорости накопления льда в Антарктиде, могла достигать 600-900 см/год ( $550-800 \text{ г/см}^2$ ), при средней величине 22 см/год или  $20 \text{ г/см}^2 \cdot \text{год}$ . В Антарктиде среднегодовое накопление снега оценивается 17, в Гренландии –  $30 \text{ г/см}^2 \cdot \text{год}$  (Назаров, 1971). Отсюда для компенсации такого накопления скорость опускания поверхности литосферы должна была достигать 7 см/год, а осредняя его данные по площади, эти движения должны были достигать 2-3 см/год (Котляков, 1968).

Поскольку под современными ледниковыми шапками нет положительных аномалий силы тяжести, принято считать, что опускания компенсировались оттоком вещества мантии в стороны из-под чаши опускания. Для Североамериканской плиты погружение оценивается в 90 м, а расширение по периферии ледника приводило к образованию ванны с диаметром 4,5 тыс. км – 500 м. Считается, что это течение пород под давлением происходит в астеносферном слое на глубинах 50-100 и 150-400 км.

Принято считать, что граница опускания поверхности литосферы не совпадает с краем ледника. Область опускания как бы продолжается за его пределами и образует ванну-кольцо шириной до 500 км. Далее с внешней стороны формируется полоса поднятий высотой до 150 м. По данным Б.Л. Личкова, такие валы поднятий при разрастании ледникового покрова медленно перемещаются на юг, а при его деградации – на север (Назаров, 1971). Следует обратить внимание и на некоторые допущения, при которых проводятся расчеты для определения возможных деформаций пород и формирования указанных выше валов и впадин. Обычно литосферный блок рассматривают как однородный монолит толщиной до 400 км с модулем упругости  $E = 1,3 \cdot 10^6 \text{ кг/см}^2$  и коэф-

фициентом Пуассона  $\mu = 0,3$ . Представляется, что литосферный блок плавает на астеносферном слое. Неоднородность литосферы при этом не учитывается, не определяется необходимая толщина астеносферного слоя для того, чтобы слой мог бы не только плавать, но и погружаться. По данным строения земной коры и данным о верхней мантии под щитами обычно не обнаруживают астеносферных слоев (Белявский, 1981), и остается непонятным, что может перетекать под ледниковой пригрузкой.

Вместе с тем то, что центры бывших материковых оледенений поднимаются (или поднимались в недалеком прошлом), — факт, хорошо доказанный. А вот причины этих поднятий в достаточной мере не выяснены.

### ОБЩАЯ ДЕНУДАЦИЯ СУШИ И ЭНДОГЕННОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ

Если гляциоизостатические деформации земной поверхности уже длительное время находятся в центре внимания геоморфологов, гляциологов и неотектонистов, то влияние общей денудации на эндогенное рельефообразование оценивается лишь приблизительно. И пожалуй, можно сказать, что еще неизвестны геоморфологические реперы, с помощью которых можно было бы получить хотя бы приблизительные данные, подтверждающие поднятие как следствие денудации. Так, по данным А. Полделварата (1957), реками в океан выносится  $12 \text{ км}^3$  твердого вещества в год или  $30 \cdot 10^9 \text{ т}$ . По Н.И. Маккавееву (1981), эта величина равняется  $20 \cdot 10^9 \text{ т}$  или около  $40 \text{ км}^3/\text{год}$ , т.е. средняя величина слоя денудации на суше равняется примерно  $0,3 \text{ мм/год}$ . Для того чтобы сравнить ее с гляциоизостатическими опусканиями, умножим эту величину на среднюю продолжительность ледникового периода ( $50 \text{ тыс. лет}$ ) и получим величину  $\sim 15 \text{ м}$ . Если компенсационное поднятие за счет денудации существует, то оно на порядок величин меньше, чем гляциоизостатические движения. Однако денудация на суше идет неравномерно. Если согласиться с тем, что денудация в горных странах идет примерно в три раза быстрее и компенсация геостатических нагрузок там должна происходить в три раза быстрее, ее уже можно было бы ощутить в строении рельефа. Н.И. Маккавеев среднюю скорость геостатической компенсации определяет величиной около  $1 \text{ мм/год}$ . В этом случае гляциоизостатические и геостатические движения в горах могут оказаться однопорядковыми величинами. В горных странах интенсивность денудации распределяется на территории неравномерно, что может вызвать неравномерность поднятий внутри горных стран. Следует добавить, что в горных странах наряду с поднятием обычно выделяются области опускания, где возможна геостатическая пригрузка. Это должно было бы усиливать

дифференциацию движений.

Таким образом, тектонические движения в горных странах, вызванные изостазией вследствие денудации, имеют порядок величин близкий к тем, которые мы наблюдаем. Но нужны еще исследования, чтобы выяснить истинные причины этих движений.

## ЭНДОМОРФОГЕНЕЗ РАВНИННЫХ СТРАН

В отличие от горных стран эндоморфогенез платформенных равнин протекает более спокойно. Градиент скорости тектонических движений земной коры в условиях таких платформ в 10 и более раз меньше, чем в орогенных областях. При этом движения одного знака – медленное прогибание или медленное поднятие – могут сменяться во времени.

Как известно, в строении платформ выделяют две главные части: фундамент (цоколь) и осадочный чехол. Фундамент, сформировавшийся на месте консолидированных складчатых сооружений, состоит из сильно дислоцированных метаморфизованных горных пород, пронизанных интрузиями и рассеченных разломами. Осадочный чехол сложен относительно спокойно залегающими толщами морских отложений. Участки платформ, где фундамент выступает на поверхность, называют щитами. Территории платформ, где фундамент повсеместно перекрыт осадочным чехлом, именуют плитами. Мощность осадочного чехла платформ обычно порядка 3-5 км и только в отдельных длительно развивающихся впадинах увеличивается до 8-10 и даже 20 км (центральная часть Прикаспийской впадины).

Осадочные формации платформ отражают стадийность тектонических движений и связаны с крупными тектоническими циклами, каждый из которых включает два этапа движений земной коры разной направленности – опускание и поднятие. На первом этапе каждого тектонического цикла платформы испытывают общее опускание, в связи с чем, вслед за образованием лагунно-континентальной, базальной формации, слагающей основание осадочного чехла платформы, накапливается сначала преимущественно мелководная трансгрессивная терригенная морская формация, а затем (в период максимума трансгрессии) карбонатная формация. В гумидных областях в карбонатной формации преобладают известняки с прослоями терригенных пород, а в аридных – известняки, мел, мергели, доломиты, гипсы. По мере перехода ко второй половине цикла направленность тектонических движений меняется. Начинается отступление и обмеление моря и формируются: в условиях аридного климата – эвапоритово-красноцветная формация (мелководно-морские и континентальные лагунные пески, глины с прослоями мергелей, известняки-ракушечники, гипсы, соли), а в гумидных областях – паралическая уг-

леносная формация, состоящая из сероцветных глин, песчаников, прослоев известняка и пластов угля. Завершается цикл регрессии моря, установлением континентального режима и образованием континентальных формаций – аридной красноцветной, гумидной каолиново-кварцево-песчаной, а также покровно-ледниковой (Хаин, 1973).

По возрасту складчатого фундамента платформы подразделяют на древние – докембрийские, иначе эпипротерозойские, и более подвижные молодые – эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские. Однако бывают платформы и с разновозрастным фундаментом. Например, фундамент Прикаспийской впадины Восточно-Европейской платформы частично докембрийский, а частично байкальский.

Дифференцированные тектонические движения, проявляющиеся на фоне главных тектонических циклов и связанные в основном с дальнейшим дроблением фундамента разрывами и перемещениями блоков фундамента с различной скоростью, в осадочном чехле платформы реализуются путем образования дислокаций преимущественно в виде прерывистых складок разных размеров, флексур, разрывных нарушений, зон трещиноватости. Кроме того, тектонические движения запечатлены в характере несогласий и перерывов, в фациальных изменениях и особенностях палеорельефа, формировавшихся в процессе накопления осадочного чехла.

В современном рельефе платформенных равнин проявление тектонических напряжений и соответствующие им тектонические структурные формы выражены не во всех случаях и с разной степенью яркости. Отображение в рельефе имеют главным образом те из них, формирование которых в связи с активизацией перемещения блоков фундамента или по иным причинам (под влиянием тангенциальных напряжений со стороны прилегающих к платформе зон активной складчатости, за счет соляной тектоники и др.) продолжалось, возобновилось или впервые произошло в новейшее время.

Прямое и вполне отчетливое современное геоморфологическое выражение повсеместно имеют крупные структурные элементы платформ: ограничивающие их разломы (краевые швы), шиты, а в пределах плит – глубокие перикратонные впадины, развивающиеся на внешних краях крупных платформ, активные краевые прогибы (в зонах сопряжения платформ со складчатыми областями), синеклизы (пологие изометричные впадины многих сотен и тысяч километров в поперечнике) и сопряженные с ними антеклизы (обширные пологосклонные поднятия). Возникшие уже на первой стадии образования платформ в процессе длительно протекавших (вплоть до последних геологических эпох) направленно-колебательных волновых перемещений земной коры с господствующей вертикальной составляющей, эти структурные формы имеют глубокое (до мантии) заложение, выражены в положении

поверхности Мохоровичича (приподнятой во всех впадинах и синеклизах и опущенной в антеклизах) и, очевидно, обусловлены крупномасштабным перетеканием и местным разуплотнением и уплотнением подкорковых масс.

В рельефе краевые швы обычно представлены региональными уступами; щиты – денудационными возвышенными равнинами, сложенными кристаллическими породами; антеклизы – относительно приподнятыми, в разной степени расчлененными денудационными и структурно-денудационными, часто ступенчатыми возвышенными равнинами; впадины и синеклизы – обширными, в целом слабонерасчлененными, низменными аккумулятивными и низкими денудационно-аккумулятивными, реже невысокими денудационными пластовыми равнинами. В эндоморфогенезе синеклиз некоторых платформ заметную, в основном литоморфную, роль играют магматические процессы, проявляющиеся в виде межпластовых внедрений и даек (трапсы Тунгусской синеклизы).

Особый тип дислокаций платформ образуют авлакогены – протягивающиеся на многие сотни километров относительно узкие (до 100-200 км) линейно ориентированные желобообразные тектонические впадины, ограниченные системой параллельных глубинных разломов. Сформированные, как полагают, на месте рифтов доплатформенного времени, авлакогены отчетливо выражены прогибом подошвы осадочного чехла и часто отличаются повышенной тектонической активностью. В современном рельефе авлакогены проявлены не всегда и выделяются главным образом по косвенным признакам: по местным "аномалиям" рельефа и ландшафта, фиксирующим региональные зоны трещиноватости, соответствующие простиранию активизированных глубинных разломов, и по геоморфологическим признакам повышенной тектонической активности линейно ориентированных локальных структурных форм, приуроченных к авлакогенам (например, Днепровско-Донецкая впадина – авлакоген).

Платформенные дислокации и соответствующие им структурные формы меньших порядков связаны в основном с двумя типами тектонических напряжений, обычно накладывающихся друг на друга во времени и пространстве. Первый тип связан с разнонаправленными, в основном вертикальными, перемещениями земной коры, вызванными продолжающимися короблениями и разрывами в кристаллическом фундаменте, особенно интенсивными в эпохи общей тектонической активизации. В фундаменте активизируются прежние и возникают новые разрывы и зоны трещиноватости, разделяющие разноамплитудные крупные и малые блоки. В осадочном чехле образуются обусловленные дислокациями фундамента своды, поднятия, прогибы, грабены, флексуры, валы и полосы поднятий, протяженные разрывные нарушения.

В современном рельефе, как правило, достаточно хорошо отображены по прямым и косвенным признакам только активи-



зированные в новейшее время разрывы, наиболее активные блоки, крупные структурные неровности поверхности фундамента и прямо соответствующие им дислокации платформенного чехла (своды, валы, флексуры и др.), развивающиеся на фоне прогибов (впадин, синеклиз) и поднятий (антеклиз). Однако дислокации платформенного чехла, возникшие в связи с движениями блоков фундамента на более ранних этапах развития и не активизированные позднее (что особенно характерно для древних платформ), проявляются в рельефе чаще как пассивные образования за счет денудационной препарировки и пластообразной устойчивости в условиях общего поднятия, т.е. главным образом в пределах антеклиз. А в зонах прогибания (впадинах, синеклизах и др.) закономерно наблюдается ситуация, когда геоморфологические критерии, позволяя обнаружить разные, иногда и даже малые, активизированные в новейшее время структурные элементы фундамента и непосредственно облегающих его слоев осадочного чехла, не улавливают многих, ранее сложившихся структурных образований в толщах, лежащих над фундаментом.

Второй тип тектонических напряжений обусловлен как первичными тектоническими движениями, развивающимися в соответствии с тангенциальными напряжениями прилегающих складчатых древних и современных орогенических зон и локализованных преимущественно в пределах молодых платформ и по окраинам древних, так и вторичными деформациями в виде соляной тектоники, андолитодеформаций, гляциодислокаций и др. Основными структурными образованиями этого рода тектонических напряжений являются прерывистые, часто асимметричные складки в осадочном чехле, представленные укороченными и сравнительно малоамплитудными (первые сотни метров) антиклиналями (Н.С. Шацкий назвал их плакантиклиналями), брахиантиклиналями разных видов (коробчатыми, флексуорообразными и т.п.), нередко расположенными одна за другой и сливающимися в вытянутый вал, отдельными брахисинклиналями, куполами, межкупольными депрессиями, мульдами, местными грабенами, а также относительно короткими разрывными нарушениями сбросового и надвигового типа. Обычно все виды этих складок называют локальными структурными. При всем их разнообразии они имеют ряд общих черт. Для них характерны довольно пологие крылья (минуты и первые градусы на пологих и редко более 40-50° на крутых крыльях), четкие признаки развития сингенетичного осадконакопления, нередко частичное или даже полное несоответствие структурных планов складок по разным структурным этажам чехла, а также общий план размещения в соответствии с очертаниями более крупных вмещающих структурных образований и положением основных разломов фундамента.

В современном рельефе, как уже отмечалось выше, эти складки обнаруживают себя в том случае, если их формирование про-

исходило или продолжалось в эпоху последнего по времени (обычно новейшего) рельефообразующего цикла. Конкретные геоморфологические признаки прерывистых складок платформ разнообразны. Они зависят от современных и прошлых ландшафтно-географических условий территории, от литологии рельефообразующих пород и, главное, от того, развивались складки на фоне общего поднятия или опускания. Однако основной критерий для них един – это те или иные геоморфологические показатели роста соответствующей тектонической формы в новейшее время.

Кроме названных основных типов рельефообразующих тектонических напряжений, характерных для платформенных равнин, как показали космические снимки, определенную, во многом каркасную, рельефообразующую роль в пределах платформ играют кольцевые разрывные нарушения, фиксирующие собой контуры структур центрального типа разных размеров (от небольших, диаметром до 50 км, до огромных, достигающих в диаметре сотен и тысяч километров). Одни из таких кольцевых образований, наверное, фиксируют на космоснимке и в рисунке рельефа (в плане очертании водотоков, ложбин, водораздельных гребней и т.п.) погребенные плутоны фундамента, другие (наиболее крупные) скорее всего связаны с образованием еще более глубокого (мантийного) заложения.

## ЭНДОМОРФОГЕНЕЗ ГОРНЫХ СТРАН

Образование гор и их современное развитие – одна из сложных проблем геологии и геоморфологии. Трудности ее решения объясняются прежде всего тем, что наука все еще не обладает надежной информацией о глубинном строении земных недр и о процессах, в них протекающих. Однако благодаря исторической геологии уже накоплены определенные знания о происхождении и динамике гор, они непрерывно пополняются. Существующие тектонические школы трактуют их неодинаково. Можно полагать, что общепринятой теории горообразования в настоящее время не существует. Еще недавно широкое распространение имела геосинклинальная теория горообразования. Последнее рассматривалось как заключительная инверсионная фаза в развитии геосинклиналей. С инверсией связывали складкообразование и внедрение гранитных и гранодиоритовых батолитов. Сам орогенез, таким образом, рассматривался в качестве одной из форм тектоно-магматической активизации. Однако со временем было установлено, что этап геосинклинального тектонического режима не всегда заканчивается орогенезом или переходит в него как заключительная фаза. В.В. Белоусов (1978) выделил орогенный режим в самостоятельный и приводит примеры Большого Кавказа, Западных Альп, для которых инверсионная фаза развития

геосинклиналей совпадает с образованием не горного, а равнинного рельефа. Разрыв между инверсионной и орогенной фазами может достигать десятков миллионов лет. Естественно, что эпиплатформенный орогенез уже совсем не связан с развитием геосинклиналей.

Заметно растет число публикаций, в которых орогенез рассматривается с позиций глобальной тектоники плит. Горобразование в этом случае рассматривается как морфологический эффект, возникающий на окраинах литосферных плит, как результат их взаимодействия. Так, приводя "чистые" примеры, О.Г. Сорохтин (1974) описывает следующие стадии возникновения геосинклинали и цикла последующих друг за другом событий.

1. Под влиянием сходящихся астеносферных течений литосфера испытывает сжатие и прогибание. По достижении предела прочности над нисходящим потоком в литосфере возникает система трещин, по которым происходят базальтовые излияния (нефелин-толеитовые и толеитовые базальты). Одна из литосферных плит начинает, изгибаясь, опускаться и поддвигаться под другую плиту. За счет дегидратации пород океанической коры возникают гидротермальные и метасоматические явления. Край напозлающей плиты оказывается перегрет флюидами, насыщается кремнеземом, разрушается. 2. Зона контакта плит смещается в сторону напозлающей плиты. В результате у напозлающей плиты формируется литосферный выступ и образуется островная дуга. Из зоны поддвига на поверхность выжимается андезитовая магма, наращивающая тело островной дуги. Это зрелая стадия развития геосинклинали. В то же время на литосферном выступе, который и является по существу областью геосинклинали, накапливаются мелкокластические, флишевые и карбонатные осадочные породы, а также породы подводно-андезитовой формации. 3. Литосферный выступ не является устойчивым, и на следующей стадии образуются региональные надвиги. С ними связан режим колебательных движений поверхности островной дуги. В это время на месте будущего центрального поднятия формируется пологая гряда-кордильера. Поэтому такая стадия может рассматриваться как орогенная. В это же время активизируется магматическая деятельность. Накопившиеся на предыдущей стадии средние и кислые магмы через зоны раскола выжимаются (с помощью процесса, получившего название "фильтр-прессинга") в вышележащие комплексы пород. Гранитные магмы выжимаются также через зоны контакта покрова с кристаллическим фундаментом и через трансформные разломы. Они внедряются в уже смятые осадочные породы, формируя тела батолитов и плутонов с плоским основанием.

В рамках концепции "тектоники плит" отдельно разбираются случаи столкновения океанской и континентальной плит (индийский вариант) и двух континентальных плит (гималайский вари-

ант), которые отличаются от описанной выше схемы усложнениями, объясняющими конкретные свойства этих контактных зон. У сторонников этой концепции достаточно большой фактический материал по различным районам мира.

В числе обобщающих публикаций следует назвать монографию по проблемам орогенеза А. Миясино, К. Аки и А. Шенгера (1985). В ней наряду с обширным и разнообразным фактическим материалом объективно излагаются не только мобилистские, но и фиксистские взгляды на проблемы орогенеза. При этом подчеркиваются обоюдные трудности в объяснении наблюдающихся фактов при любой из выбранных тектонических концепций. Вместе с тем хочется подчеркнуть, что в большинстве опубликованных работ мы встречаемся с объяснением причин эволюции геологической структуры, а не эндогенного рельефообразования. Без особых оснований предполагается, что рельеф гор – производное от их структуры.

Проблемы и условия существования рельефа горных поясов Земли были рассмотрены Г.С. Ананьевым и О.К. Леонтьевым (1987, 1988). В своей работе они обращают свое внимание на то, что горные пояса Земли располагаются как на континентах, так и на дне океанов. В последнем случае они представлены срединно-океаническими хребтами и хребтами в пределах ложа океанов. Таким образом, в системе морфоструктурного районирования Земли горные пояса могут принадлежать к разным таксономическим категориям. Их отличают: 1) четкая орографическая выраженность (линейность, волнообразный характер распределения высот в продольном профиле); 2) близкие колебания максимальных (4-8 км) и средних (1,5-3 км) относительных высот; 3) существование внутри горных поясов как горных, так и равнинных территорий. Между тем строение земной коры, не говоря уже о строении литосферы в целом в разных тектонических провинциях, где имеются горные пояса, может быть существенно различным. Таким образом, горные пояса формируются (формировались?) при разных условиях строения литосферы.

Если рассматривать орогенез не столько как процесс возникновения геологических структур, сколько рельефа гор, то мы должны будем увидеть систему взаимосвязанных разноранговых процессов: 1) образование горной страны как целого. Здесь, вероятно, важным окажется изучение механизмов образования складок большого радиуса; 2) образование отдельных хребтов, предгорных и межгорных впадин. Это как бы крупные детали рельефа горных стран. Здесь также есть свои механизмы, которые, безусловно, имеют глубокую связь с глубинными процессами, с магматизмом и метаморфизмом. Но нельзя уже и не видеть того, что существенны здесь и экзогенные процессы с их влиянием на ход эндогенного рельефообразования (изменения темпов денудации, эволюция оледенений и др.); 3) детали строения хреб-

тов, предгорных и межгорных впадин уже связаны с эндогенными процессами на уровне отдельных геоблоков разных размеров и разной глубины заложения. Здесь не последнюю роль играет и гравитационная тектоника. Она как бы образует промежуточное звено между экзогенными гравитационными явлениями (обвалы и оползни) и явлениями, обусловленными изостатическими компенсационными явлениями. Последние мы, безусловно, связываем с эндогенным рельефообразованием.

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И МОРФОЛИТОГЕНЕЗ

Вулканизм – совокупность явлений, связанных с перемещением магмы в земной коре и на ее поверхности (Четырехязычный ..., 1980). В динамической геоморфологии в этом разделе важно рассмотреть формирование вулканических конусов, куполов, депрессий. Этому может способствовать анализ вулканических отложений, находящихся в парагенетических связях с указанными выше комплексами форм рельефа.

Вулканическое рельефообразование характеризуется рядом особенностей (Мелекесцев, 1980). Во-первых, рельеф здесь либо создается непосредственно из ювенильного магматического материала, либо образуется в результате прорыва его на земную поверхность. Во-вторых, вулканизму свойственно проявление максимально концентрированной на единицу площади энергии. В-третьих, магматическое вещество по своим свойствам резко отличается от вещества, перемещающегося по поверхности Земли экзогенными процессами. В-четвертых, вулканизм, в отличие от большинства рельефообразующих процессов, прошел все стадии развития Земли как планеты. В-пятых, вулканизм приводит не только к созданию определенных литоморфных комплексов, но и влияет на многие глобальные процессы.

Наиболее яркими результатами вулканической деятельности являются вулканы. Местоположение их определяется геотектонической обстановкой (зоны субдукции, мантийные диапиры и т.п.) и степенью напряженности земной коры. Поэтому во многом (хотя и не полностью) области распространения землетрясений и вулканизма совпадают. И.В. Мелекесцев (1980) выделяет четыре комплекса вулканических форм рельефа: 1) *эксплозивно-фреатический*, связанный с прорывом газов; 2) *эксплозивно-пирокластический*, связанный с извержением ювенильного магматического вещества, обогащенного газами; 3) *эффузивный*, формирующийся при извержении магматического вещества в расплавленном состоянии; 4) *экструзивный*, связанный с внедрением магматического вещества в твердопластичном или твердом состояниях. При изверже-

нии вулканов обычно наблюдаются сочетания таких комплексов.

Выделяются два класса вулканического рельефа: наземный и подводный. При наземном вулканизме наблюдается наиболее контрастная смена условий преобразования магматического вещества. При извержении в нем падают давление среды (с  $10^2$  до  $1 \text{ кг/см}^2$ ), плотность (с 2 до  $1,3 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^3$ ), вязкость и др. Подводный вулканизм протекает в более плотной среде. Уже на глубинах около двух километров давление паров воды в магме становится меньше давления окружающей воды, из-за чего на больших глубинах образование паров становится невозможным. Это определяет и различие в строении наземных и подводных вулканических построек. К особому классу (или подклассу наземного вулканического рельефа) относится подледный вулканизм. В настоящее время вулканы под льдом активно развиваются в Исландии и Антарктиде. Но в эпохи широкого распространения четвертичного оледенения подледные вулканы действовали на Кавказе (Эльбрус), в Саянах и других регионах Земли. Особенностью таких извержений являются одновременное плавление льда, высвобождение морены, образование во льду полостей, вмещающих лаву.

**Наземный вулканизм.** Название не очень строго соответствует сути процесса, поскольку, например, рост вулканов, начавших формироваться под водой (острова вулканического происхождения), часто завершается в надводных условиях. Но тем не менее подавляющая часть вулканических аппаратов образуется действительно в приконтактной зоне литосферы и атмосферы, без участия гидросферы. Человеку редко приходится наблюдать весь процесс формирования вулкана — от начала до конца (?). К такому случаю относится образование вулкана Парикутин (2775 м) в Мексике в 1943 г. Он возник на пологом склоне, разорванном длинной и извилистой тектонической трещиной. Сначала из трещины послышался гул, в воздух поднялись столбы пара и дыма, а затем полетели вулканические бомбы и пепел, и только потом показался небольшой поток лавы. Извержение пульсировало, то усиливаясь, то затухая. В первые шесть дней на ровном склоне сформировался пеплово-лавовый конус высотой 167 м, который через 10 недель достиг 360 м. Облака пепла поднимались на высоту в несколько километров. По сведениям В.А. Апродова (1982), в первые две недели вулкан извергал ежедневно 10 млн т пирокластов и до 0,65 млн т базальтовых лав. Жидкая лава разрушила несколько деревень. После 1952 г. деятельность вулкана почти прекратилась, но окончательно потухшим его считать нельзя. В кратере вулкана Парикутин (в период его активности) наблюдались большие, слегка наклонные террасы, имеющие форму полумесяца, по трещинам в которых пробивались струйки пара.

Признаками близкого извержения являются некоторые постепенные изменения в геофизических параметрах земной коры и не-

большие землетрясения. В рельефе же извержение почти всегда проявляется быстро. Например, извержение вулкана Стромболи в 1930 г. началось неожиданным выбросом пепловой тучи. Через 1,5 ч произошли два мощных взрыва, после чего на высоту в 2,5 км поднялась эруптивная туча. Глыбы весом до 30 т были отброшены на 3 км. А. Ритман (1964) писал, что незадолго до взрыва весь остров поднялся почти на метр и опять опустился, причем на море возникла волна высотой 2 м. После взрывов начались выбросы раскаленного шлака и пепла. Шлаки при выпадении на поверхность Земли выделяли газы. Взвесь из пепла и обломков вместе с горячими газами образовала раскаленную (до 700°) лавину с высотой фронта 8-10 м. Она двигалась по руслу реки со скоростью 15-20 м/с. Извержение закончилось излиянием лав, которые происходили почти 12 часов.

Взрывы при извержении вулкана Стромболи означали разрушение "пробки" в жерле вулкана, после чего оно приобрело более "спокойный" характер.

Эксплозивно-фреатическая деятельность заключается прежде всего в проявлении взрывов. Причиной их может быть нарастание давления в жерле вулкана из-за "пробки" лавы, оставшейся от предыдущего извержения. Усиление магматической деятельности приводит к перегреву подземных вод. Из-за этого вещество, выбрасываемое взрывами, состоит из газов, паров и твердого материала. При небольшой мощности взрывов на поверхность прорываются только газы (Мелекесцев, 1980). Иногда объем взрывного материала такой значительный, что по периферии вулкана формируются обширные холмистые равнины, сложенные толщей "взрывных отложений" (извержение вулканов Безьямный и Шивелуч на Камчатке). Энергия, расходуемая на взрывы, достигает  $5 \cdot 10^{25}$  эрг (по Мелекесцеву), в связи с чем диаметр взрывных воронок обычно не более первых километров. В составе взрывных отложений преобладает материал старых вулканических аппаратов и пород фундамента. Ювенильного магматического вещества почти нет. Обломочный материал сильно раздроблен, из-за чего отдельные обломки имеют остроугольные очертания; наблюдается гнездовое распределение обломков, максимальный размер последних достигает 15 м.

Взрывы приводят к заметному изменению облика вулканов. В 1883 г. взрывом была уничтожена половина вулкана Кракатау (Зондский пролив), когда в результате извержения море проникло в кратер вулкана. При этом в атмосферу было выброшено 18 куб. км пирокластического материала, который выпал за 2-3 года на площади около 825 тыс. км<sup>2</sup>. В результате взрыва высота вулкана Безьямный (Камчатка) уменьшилась в 1956 г. почти на 300 м. При так называемых направленных взрывах (из-за асимметрии кратера) облик вулканических конусов изменяется еще больше (рис. 7). Предполагается даже, что при этом обнажают-

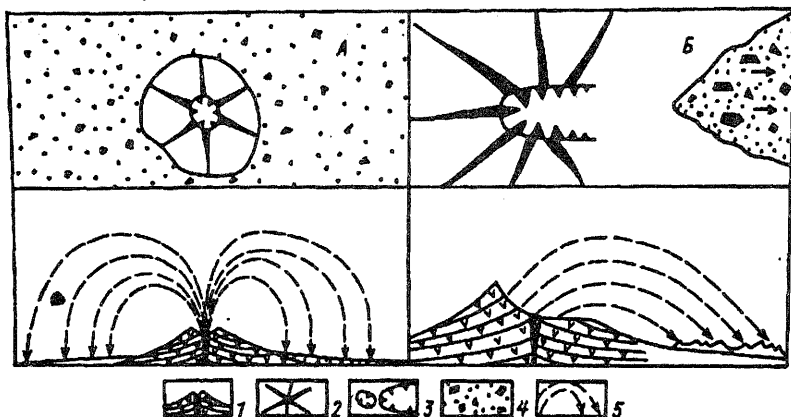


Рис. 7. Характер выброса обломочного материала при вертикальных (А) и направленных (Б) взрывах (по И.В. Мелекесцеву, 1980) 1 – вулканические конусы в разрезе; 2 – в плане; 3 – кратеры; 4 – взрывные отложения; 5 – траектории перемещения материала

ся магматические очаги.

Таким образом, explosивно-фреатическая деятельность создает в рельефе пепловые конусы, маары, воронки взрыва, кратеры, котловины и равнины. Последние имеют слабонаклонную, выровненную аккумулятивную поверхность, сложенную тефрой.

Таблица 2

Гранулометрический состав вулканических отложений,  
% (по Е.Ф. Малееву, 1979)

Тип изверженного материала	Вулкан	Тип осадка	Фракции, мм						
			>2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	<0,01
"Палящая туча"	Безымянный (Камчатка)	пепел	49,1	4,6	9,4	11,6	2,8	4,2	16,4
Эксплозивный выброс	Карымский (Камчатка)	пепел	2,1	7,8	21,8	36,7	26,6	2,6	2,4

Эксплозивно-пирокластическая деятельность отличается от описанной выше прежде всего наличием в составе обломочного материала ювенильного вещества. Кроме того, энергия газов расходуется здесь (кроме воздушной транспортировки обломков) на перемещение вещества на поверхности. Одной из причин взрывов служат газы, быстро выделяющиеся при дегазации магматического вещества. Состав вещества довольно разнообразен: лавы, шлаки, пеплы. Эксплозивная дея-



тельность с выбросом пеплов чаще наблюдается при перекрытии керла вулкана некрупными обломками.

— Воздушная сортировка приводит к преобладанию в выпадающих неподалеку от вулкана пеплах частиц размером 1-0,1 мм (табл. 2). Дегазация ювенильного вещества протекает продолжительное время, из-за чего взрывы часто следуют один за другим. Например, при Толбачикском извержении взрывы непрерывно происходили в течении многих дней, в результате чего обломочный материал выбрасывался на высоту до 1,5-2 км. Продуктом такой деятельности являются прежде всего *шлаковые конусы и стратовулканы*. Только в пределах Курило-Камчатской области за последние 40 лет возникло более 20 шлаковых конусов диаметром (по основанию) 1,3-1,5 км и высотой 300-350 м (Мелекесцев, 1980). Время их образования колеблется от нескольких дней до полутора лет.

Стратовулканы, сложенные пирокластическим материалом, формируются сравнительно недолгое время, но и оно весьма различно (Парикутин — 10-12 лет; Изалько (Сальвадор) — около 200 лет). За этот промежуток времени вулкан поставляет на дневную поверхность огромный объем обломочного материала. Например, Ключевской вулкан за последние 40 лет выбрасывал в среднем около 0,03 км<sup>3</sup>/год, т.е. почти 45 млн т ежегодно. Морфологически стратовулканы этого типа имеют чаще всего вид усеченных конусов с вогнутыми, выполаживающимися к основанию склонами (рис. 8). Привершинная часть конуса обычно заканчивается кальдерой или кратером. Сходная для многих вулканов морфология объясняется сравнительной однородностью материала, слагающего конусы.

В числе образований, связанных с explosивно-пирокластической деятельностью, находится так называемая "*паллящая туча*". Эта форма выброса наблюдалась при извержении вулкана Мон-Пеле (о. Мартиника).

Паллящая туча представляет собой быстро разрастающееся вверх и одновременнодвигающееся в горизонтальном направлении раскаленное облако, насыщенное газами и содержащее обломочный материал в своей нижней части. Пирокластические отложения представлены слабо сортированной толщей глыб, щебня, гравия с заполнителем из песчаных и глинистых частиц (см. табл. 2). Осадки пирокластических потоков в период формирования отличаются рыхлостью и слабой связанностью. Но постепенно они превращаются в довольно плотную неслоистую толщу с включениями оглаженных глыб. Последняя связана как с хрупкостью обломков, так и с пластичностью в раскаленном состоянии. Мощности таких осадков бывают довольно значительными (35-50 м), а состав отличается слабой сортировкой.

В центральной части пирокластического потока, спускавшегося из вулкана Безымянный, содержание обломочного материала

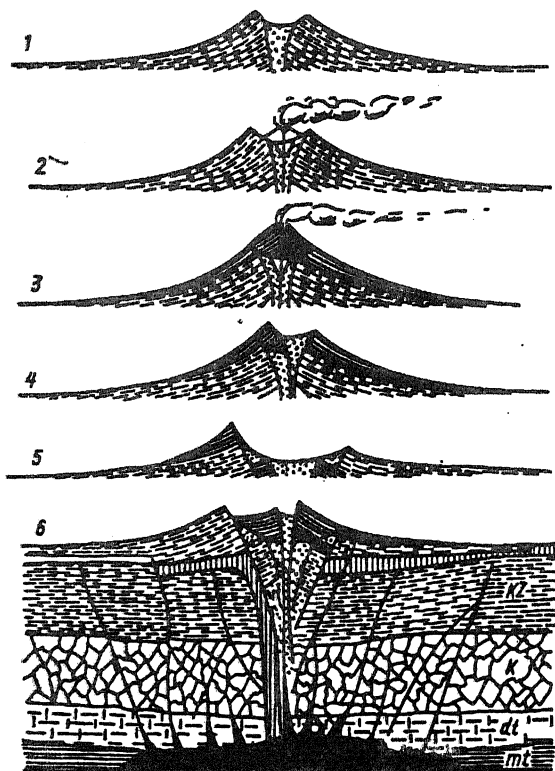


Рис. 8. Строение и эволюция вулканического аппарата типа Somma - Везувий (по Ритману): 1 - древний вулкан Somma; 2 - новый вулкан Somma внутри древней кальдеры; 3 - новый вулкан Somma полностью перекрывает предыдущий вулкан; 4 - кальдера на вершине нового вулкана Somma (800 лет до н.э.); 5 - крупная кальдера, образованная при извержении 79 г. до н.э.; 6 - Везувий в кальдере вулкана Somma

составляло (по фракциям, мм): более 50 см - 5%; 50-20 см - 5; 20-10 см - 25; 10-5 см - 20; 5-1 см - 25; менее 1 см - 20% (по Малееву).

И.В. Мелекесцев выделяет следующие условия и особенности формирования пирокластических потоков: 1) способность перемещения пирокластического материала на расстояние до 10 км; 2) высокая подвижность пирокластики; скорость перемещения вдоль понижений в рельефе достигает 100-150 км/час; 3) равнины пирокластических потоков обладают "чешуйчатым" микрорельефом и формируются за несколько часов или суток; 4) в пирокласти-

ческих потоках отсутствует сортировка; они обладают способностью к уплотнению на  $1/3-1/4$  от первоначальной мощности.

Таким образом, взрывно-пирокластическая деятельность приводит к образованию шлаковых конусов, тефровых равнин, стратовулканов, равнин "раскаленных лавин", равнин "пирокластических потоков".

Эффузивный тип деятельности отличается чрезвычайным разнообразием условий вулканизма, составом изверженных продуктов. Главным из них является степень вязкости вулканического материала, зависящая от его химического состава. Известно, что лавы основного состава более подвижны, чем лавы кислого состава. Твердые включения (щебень, глыбы) в лаве замедляют скорость ее движения. К этому же приводят большая газонасыщенность лавы и снижение ее температуры.

Излияния лавы являются основной группой форм эффузивного типа деятельности. Одним из примеров служат *лавовые озера*. Наиболее известно лавовое озеро в кальдере вулкана Килауэа. Озеро периодически исчезает и вновь появляется. Дегазация и конвекция лавы в озере уменьшают ее вязкость. Над поверхностью иногда поднимаются фонтаны высотой до 20 м. Через некоторые трещины лавы Килауэа вытекают, опустошая озеро. Помимо Килауэа лавовые озера наблюдаются в кратерах Мауна-Лоа, Нирагонго, Плоском Толбачике.

*Лавовые потоки* обладают довольно большими расходами в сотни и тысячи кубометров в секунду. Их скорость зависит от вязкости и уклонов поднимающейся поверхности и колеблется от 10 до 60 км/ч.

В ряде случаев происходят взрывно-эффузивные извержения, при которых образуются вулканы как центрального, так и трещинного типа. Проникая далеко за пределы вулканических аппаратов, лавовые потоки образуют крупные лавовые равнины площадью в сотни квадратных километров. Они обладают разным рельефом и разделяются на волнистые, глыбовые и потоковые (тип АА). Поверхность лавовых равнин отражает способ их образования.

Волнистые равнины формируются наиболее подвижными лавами, образующими при движении систему складок и волн, иногда напоминающих скрученные канаты. При умеренных скоростях движения на фоне волн возникают участки с плитовидной поверхностью. В толще лав при этом возникают пустоты в виде туннелей.

Движущаяся слабовязкая лава при остывании покрывается коркой, которая сминается, закручивается, сморщивается, образуя вид "волос", "пряжи" и т.п. Его называют "пахоехоэ".

Глыбовые равнины образованы более вязкими лавами. При короблении лавового потока возникают трещины, обуславливающие дробление на глыбы и блоки поперечником до 5 м. Большая

часть обломков имеет остроугольную форму. На поверхности таких равнин прослеживаются дугообразные гряды и понижения высотой от 10 до 50 м. Перемещение вещества в потоке осуществляется расслоением потока на серию пластин, скользящих одна по другой (Мелекесцев, 1980).

В разрезе глыбовой лавы прослеживается трехчленное строение. В нижней части наблюдается обломочный материал, в средней – массивная слабопористая лава, в верхней – обломочный материал. Обычно потоки глыбовых лав имеют базальтово-риолитовый состав.

”Лавовые речки” (тип АА) обладают средней вязкостью. Поверхность таких потоков обычно сложена остроугольными обломками пористых шлаков. Между крупными обломками прослеживается мелкозем, возникающий при трении обломков друг с другом. ”Лавовые речки” образуются на поверхности полузастывшей лавы и имеют ширину от 3 до 15 м. Глубина таких речек не превышает 2,5-4,5 м. Разрез потоков этого типа также имеет трехчленное строение: сверху и внизу прослеживаются горизонты несцементированных и слабосцементированных шлаков; в средней части – горизонт массивных лав. Продолжительность формирования равнин колеблется от 1 до 10 лет.

Экструзивный тип деятельности характерен для вязкой лавы в твердопластичном состоянии. Из-за большой вязкости дегазация ее незначительна. Лава малоподвижна и в связи с этим накапливается в виде ”куполов выжимания” в районе жерловых аппаратов. Выдавливание такой лавы происходит медленно, в течение многих месяцев и даже лет. Известная ”игла Мон-Пеле” – экструзивный купол на о. Мартинике – поднялась из жерла вулкана за полтора года и достигла высоты в 400 м. В отдельные дни она поднималась со скоростью 10-20 м.

В процессе выдавливания лава постепенно разрушается из-за того, что предел прочности пород уступает весу экструзивного купола. К тому же экзогенные процессы часто помогают этому. Предполагают, что скорость поступления ювенильного вещества при экструзивном типе деятельности вулканов наименьшая по сравнению с другими типами деятельности и колеблется от 1 до 100 м<sup>3</sup>/с (Мелекесцев, 1980).

Состав лав при экструзиях представлен разностями, изменяющимися от базальтов до риолитов. В поперечном разрезе ”куполов выжимания” отмечается радиально-лучистая структура, обусловленная подачей из глубины новых порций лав. Иногда лавовые образования прикрыты с поверхности тонкими покровами пемзы.

В геоморфологическом отношении с образованием ”куполов” связаны значительные деформации рельефа по периферии экструзий. Перед возникновением купола на вулкане Усу (о. Хоккайдо) местность поднялась за 100 дней почти на 170 м. Длина подня-

того участка достигала 2700 м при ширине 600 м. Впоследствии участок опустился почти на 400 м (Мелекесцев, 1980), что, вероятно, связано с опустошением магматической камеры.

На фоне различных типов вулканической деятельности получают развитие гидротермальные процессы, участвующие в образовании небольших форм и микроформ рельефа. На поверхности Земли они получают выражение в виде гейзеров и гейзеритов, сольфатар, фумарол. Иногда они сопутствуют извержениям, иногда развиваются в конце вулканической деятельности или предшествуют ее началу.

Газы, состоящие из перегретого водяного пара, поднимаясь по трещинам, охлаждаются, пары конденсируются, образуя горячую (80-100°) воду термального источника (по А.Ритману). Некоторые термальные источники состоят из смеси ювенильных и вадозных вод. Периодически повторяющиеся выбросы из трещин пара и воды, содержащей значительное количество кремнезема, приводит к осаждению последнего по периферии гейзера и образованию гейзерита. Гейзерит представляет собой кремнистый туф разного цвета, который слагает натечные террасы, языки.

Каналы выхода перегретых (до 130-165°) паров, содержащих примеси углекислоты, мышьяка, водорода, серы, хлора и других элементов, называют фумаролами. Фумарольная деятельность обычно наблюдается в кальдерах и кратерах потухших вулканов, в лавовых потоках, на склонах вулканов. На месте выходов газов и паров формируются натечные конусы, террасы, языки, сложенные породами, образовавшимися при кристаллизации минералов. Иногда по периферии фумарол образуются крупные скопления серы (в сольфатарах).

К псевдовулканическим явлениям, не связанным с магматическими расплавами, относится "грязевой вулканизм". Грязевые вулканы представляют собой низкие (от 15-20 до 400 м) усеченные конусы с плоско-выпуклыми кальдеровидными вершинами и очень пологими склонами. Они сложены глинисто-щебнистыми отложениями, излившимися из центральных каналов.

Извержение грязевого вулкана началось серией взрывов, при которых грязь, камни и даже деревья выбрасывались на высоту более 100 м. Грязевая масса покрыла территорию площадью около 60 тыс. м<sup>2</sup>, а объем ее достиг 200 тыс. м<sup>3</sup>. Грязевыми потоками были повалены десятки деревьев — так описывал ход грязевого извержения И.М. Сирык (1970). При извержении грязевых вулканов присутствуют значительные объемы горячего газа. Описанный выше и другие грязевые вулканы на о. Сахалин располагаются в области развития глинистых и песчаных отложений на линиях разрывных тектонических нарушений и в апикальных частях антиклиналей.

Иногда "вулкан" представляет собой отверстие на ровной поверхности, заполненное грязью. Последняя насыщена газами, из-

за чего создается впечатление кипящей жидкости. В газообразных выделениях вулканов часто содержатся метан, другие углеводороды. Изверженный обломочный материал, состоящий из глинисто-щебнистых или песчано-глинистых пород, обычно называют "сопочной брекчией". Извержения грязевых вулканов отличаются периодичностью. Это свидетельствует о постоянном притоке из глубины газов с высоким давлением.

Поверхность грязевой равнины, образующейся при извержении вулканов, обладает микрорельефом с небольшими западинами и всхолмлениями.

Встречаются как наземные, так и подводные грязевые вулканы, известные в Центральной Америке, Андах, Альпийско-Гималайском и Западно-Тихоокеанском горных поясах.

Происхождение грязевых вулканов связывают с увеличением внутрипластового давления в достаточно мощных осадках. Одной из причин этого служит так называемый "песчаный диапиризм". При погружении мощных глинистых толщ в нефтегазоносных районах на большую глубину (в результате тектонических движений или уплотнения рыхлых осадков) происходит: 1) изменения в глинистых минералах; 2) концентрация нефтяных флюидов; повышение внутрипластового давления; 3) прорыв флюидов по трещинам на поверхность Земли. Поток, поступающий в трещины, увлекает глинистый материал и обломки вмещающих пород вверх, и происходит извержение "сопочной брекчии".

Подводный вулканизм изучен гораздо хуже наземного, хотя распространение его на дне морей и океанов значительное. По некоторым предположениям, в зону срединно-океанических хребтов поступает ежегодно 5-6 км<sup>3</sup> лавы, а на суше - всего 1 км<sup>3</sup>.

Разрушение вулканических аппаратов под водой происходит в 100-1000 раз медленнее, чем в наземных условиях. Поэтому сохранность подводных вулканов лучше, а длительность существования как форм рельефа большая. При подводном вулканизме выделяются те же типы деятельности, что и при наземном. Однако условия образования вулканических пород и рельефа на контакте "литосфера - гидросфера" существенно иные.

Эксплозивно-фреатический тип деятельности подводных вулканов приводит к появлению "гидроэкссплозий" в виде столбообразных ("кипарисовидных") взрывов. Высота столбов может достигать в толще воды до 2 км. От эруптивной части взрыва отделяется "облако" пепла, мелкозема, вулканических бомб и глыб, движущееся вверх с огромной скоростью.

Эксплозивно-пирокластическая деятельность на дне морей и океанов проявляется при неглубоком положении подводного вулкана и характеризуется особо мощными взрывами (вулканы Кракатау, Санторин и др.).

Эффузивная деятельность подводного вулканизма изучена несколько лучше, чем остальные. Излияния лав протека-

ют под водой гораздо медленнее, чем на суше. По своему составу они представлены чаще всего толеитовыми базальтами, а по форме — шаровыми лавами и гиалокластитам. Д. Мур (Макдональд, 1975) при извержении вулкана Килауэа наблюдал формы преобразования лав при проникновении их с суши в толщу воды. Поток продвигался под водой в форме "стены", состоящей из обломков, наклоненной под углом  $45^\circ$ . Отдельные языки лавы имели длину до 60 м и диаметр до 1,2 м. От лавовых языков отчленились "подушки" (пиллоу-лава, по Мелекесцеву).

Контакт горячей лавы с водой приводит к образованию на поверхности лавы стекловатой корочки, под которой сохраняется жидкая магма. Движение лавы приводит к надвиганию или накатыванию одних глыб на другие, из-за чего формируются отдельные шарообразной формы, разделенные стекловатыми корочками.

Гиалокластиты возникают при расслаивании и растрескивании лавы в результате быстрого охлаждения водой. Образуется песок, состоящий из тонких пластинок или остроугольных зерен, представленных главным образом вулканическим стеклом.

Экструзивная деятельность в подводных условиях пока остается слабоизученной.

**Подледный вулканизм.** Явления вулканизма под толщей льда мало изучены. Наблюдения за ними в Исландии и Антарктике показали, что это особый подкласс вулканических процессов, протекающих при взаимодействии литосферы, льда и атмосферы.

В Исландии, например, ряд вулканов располагается внутри покровных ледников. Мощность льда, перекрывающего жерла вулканов, достигает 300-500 м. При извержениях, которые сопровождаются интенсивным плавлением льда, происходит высвобождение морены и смешивание ее с пирокластическим материалом, что приводит к формированию "туфоморены" (рис. 9). Извержения далеко не всегда проплавливают всю толщу льда. Но появление в ней внутренней полости обуславливает разрушение оставшейся части ледникового покрова и образование крупных кальдерообразных просядок во льду. Отмечены просядочные котловины размерами  $6,5 \times 7,5$  км. В них образуются озера, катастрофический спуск которых приводит к гляциальным селям.

Для вулканов центрального типа, извергающихся подо льдом, характерны уплощенные вершины и крутые склоны. Морфология таких образований связана с ограничением роста вулканического аппарата вышележащей толщей льда (см. рис. 9).

Существует и другое объяснение появлению плоских вершин подледных вулканов. Предполагается, что при выделении значительного количества тепловой энергии над вулканом подо льдом формируется огромное озеро, в водах которого и происходит излияние лав. Вода, как и лед, находясь в условиях сильного сжатия, препятствуют росту вулканического аппарата, а медленное

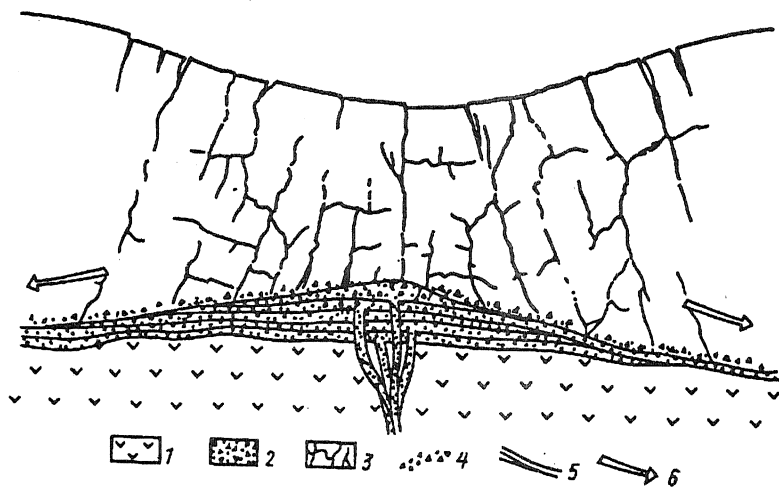


Рис. 9. Образование туфоморены при подледном вулканическом извержении (по М.Г. Гросвальду): 1 – базальты и базальтовые туфы, образовавшиеся до оледенения; 2 – базальтовые туфы подледных извержений; 3 – лед ледниковой шапки вулкана; 4 – придонная морена; 5 – поверхности слоев туфоморены, обработанные льдом; 6 – направление движения льда

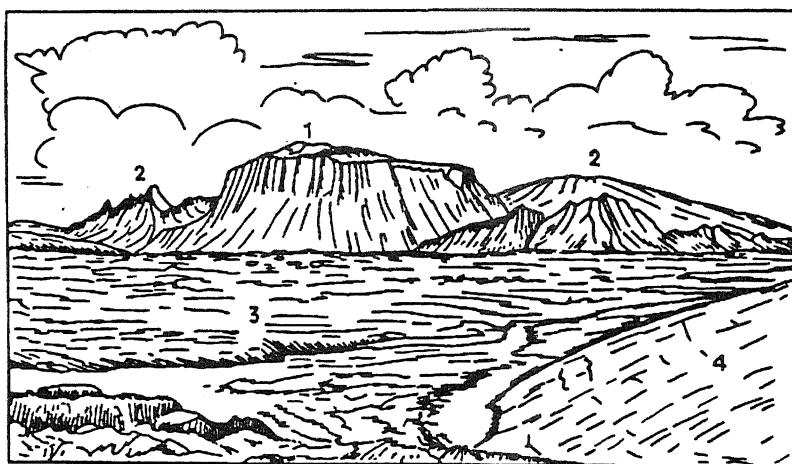


Рис. 10. Типы четвертичных вулканов в Исландии (по Г. Кьяртанссону, 1960): 1 – подледная столовая гора; 2 – подледные вулканические гряды; 3 – потоки голоценовых базальтов; 4 – край ледника



растекание лавы (с образованием шаровых отдельностей) обуславливает уплощенную форму вершины вулкана. Таким образом, возникает особый процесс создания конуса выноса при одновременном воздействии литосферы, гидросферы и льда (см. рис. 10).

**Морфологические типы вулканических построек.** Морфология вулканических построек зависит от нескольких факторов, влияющих на их развитие. Первым фактором служит тип вулканизма, связанный со структурным положением данной области (платформа, ороген и др.). Вулканические процессы в этом отношении разделяют на площадные (ареальные), линейные (трещинные), извержения центрального типа. Вторым фактором является физическое состояние магмы: температура, химический состав, газоносность, вязкость. Третий фактор – геоморфологическое строение и физико-географическое положение территории, где развивается вулканизм.

Основными морфологическими типами вулканических построек служат: 1) вулканы центрального типа; 2) щитовые вулканы; 3) экструзивные купола; 4) вулканогенные равнины; 5) лавовые плато (поскогорья) (рис. 10).

Характерным примером построек центрального типа служит вулканический конус с крутыми выпукло-вогнутыми склонами. Щитовые вулканы, образующиеся при излияниях слабовязких лав, обладают пологими (8-10°) склонами. Экструзивные купола образуются при движении очень вязких лав и обычно не имеют кратеров. Лавовые плато и плоскогорья образуются при извержениях вдоль протяженных трещин или при изменениях положения центров излияния лав.

**Вулканизм как причина активизации геоморфологических процессов.** Проявления вулканизма приводят к нарушению равновесия, сложившегося при эволюционирующих геоморфологических процессах. Поэтому последние быстро и активно реагируют на изменение сложившихся условий.

Вулкано-тектонические поднятия и опускания являются постоянным спутником вулканических процессов. Площадь многих вулканов перед извержениями испытывает поднятие и растрескивание, а после извержения – опускание. В Исландии, например, длина разрывных нарушений, связанных с поднятиями, достигает десятков километров, а амплитуда – 30-40 м. При активизации вулканизма наблюдаются не только вертикальные, но и субгоризонтальные подвижки. Известны крупные депрессии по периферии вулканов (например, вокруг Ключевской сопки), происхождение которых связывают с оседанием земной коры, вследствие опорожнения магматических камер. Как поднятия, так и опускания происходят с образованием горстов и грабенов.

Этому способствует другой, параллельно идущий процесс – накопление по периферии вулкана мощных толщ вулканогенно-осадочных пород, компенсирующих недостаток масс.

Перед извержением (примерно за 3-7 дней) вулкана Сент-Хелен в 1980 г. (США) севернее кратера возникло поднятие поперечником в 1,8 км. Оно стало перемещаться к северу со скоростью 1,5-2 м/сут. За три дня до извержения высота его достигла 150 м. Происхождение поднятия было связано с увеличением объема скрытого в недрах дацитового тела.

Действующие вулканы оказывают значительное влияние на ход флювиальных процессов. Аккумуляция шлаков и пепла с их высокой водопроницаемостью часто приводит к развитию не только оврагов и рытвин, но и к образованию огромных "сухих долин". При извержениях вулканов, несущих оледенение, потоки талых вод переносят огромное количество взвешенного и влекомого материала, превращаясь местами в сели. Размеры последних внушительны. В 1956 г. при извержении вулкана Безымянный (Камчатка) длина грязекаменного потока достигала 80 км при ширине около 5-7 км (по данным И.В. Мелекесцева). Такие потоки могут иметь как высокую, так и низкую температуры. Их называют *лагарами*.

Глубина "сухих долин", формирующихся после извержения часто в течение нескольких недель, может достигать десятков и даже сотен метров. Обломочный материал, вынесенный за ее пределы, выстилает подножие вулкана, образуя так называемые *вулканогенно-пролювиальные шлейфы*.

Результаты стационарных наблюдений за размывом пирокластического материала, накопленного при извержении 18 мая 1980 г. вулкана Сент-Хелен (США), на его склонах показали следующее. По данным В. Collins и др., при извержении всего выпало от  $70 \cdot 10^6$  до  $93 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup> пепла, состоящего из алеврита (21%), песка (63%), гравия (15%). Кроме того, селевыми грязевыми потоками на поймах и берегах рек был сформирован покров мощностью до 5 м. Последующий размыв этих отложений протекал таким образом: через месяц было смыто  $21 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup> пирокластических осадков; через пять месяцев –  $32 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>; через 10 месяцев –  $64 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>. Всего через год делювиальными процессами и эрозией было вынесено в смежные бассейны  $38 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>. Остальная часть осадков накопилась в озерных котловинах, руслах рек, в основании склонов. Средняя скорость денудации составила в течение года от 3,6 до 22,7 мм.

В кальдерах и кратерах, а также на склонах вулканов активизируются склоновые процессы. Этому способствуют сейсмические толчки-спутники почти каждого извержения вулканов.

Разрушение вулканических конусов процессами денудации происходит в геологическом масштабе времени достаточно быстро, но такое образование, как лавовая равнина (плато), может существовать десятки миллионов лет. Исследования И.В. Мелекесцева и др. (1970) показали, что быстрее всего разрушаются равнины пирокластических потоков, сложенные слабосвязанным

обломочным материалом ( $1 \cdot 10^2$ - $1 \cdot 10^3$  лет). Шлаковые конусы разрушаются за период в  $4 \cdot 10^4$  лет, стратовулканы – за  $1 \cdot 10^4$ - $1 \cdot 10^5$  лет, а лавовые равнины – за  $1 \cdot 10^6$  лет. Надо иметь в виду, что отдельные части вулканических форм и комплексов форм рельефа могут разрушаться при извержениях мгновенно, в течение нескольких секунд.

Излияния лав подводных и островных вулканов иногда служат причиной увеличения площади островов и кардинального изменения их очертаний.

Эксплозивные выбросы пепла из вулканических аппаратов подхватываются ветром, приводя к пеплопадам на обширных территориях.

Сложные связи существуют между вулканизмом, оледенением и флювиальными процессами. Рост вулкана в умеренных широтах часто приводит к появлению ледников в его кальдере (кратере) или на склонах. Извержение такого вулкана обуславливает не только таяние льда и его вынос, но и возникновение катастрофических водных потоков, значительно видоизменяющих окружающий рельеф. Таким образом, цепочка связей вулканизма с экзогенными геоморфологическими процессами оказывается довольно сложной и протяженной.

Исследования рельефа вулканических областей показывают, что подавляющее большинство вулканических форм имеет полигенетическое образование. Это касается как сочетаний эксплозивной, эффузивной и экструзивной деятельности, так и способов аккумуляции вулканического вещества. Вулканизм отличается неравномерность эпох извержений и покоя, роста вулканических аппаратов, повторяемости многих процессов в течение длительного времени развития. Вулканические образования (за редким исключением) в геологическом масштабе времени являются комплексами форм рельефа мало устойчивыми к денудации. Об этом свидетельствуют необычайно высокие скорости денудации на склонах вулканов, изменения облика их вершинных частей.

Вулканические процессы нельзя считать либо эндогенными, либо экзогенными процессами рельефообразования. Вулканизм соединяет эти два фактора, располагаясь на границе их влияния. Поскольку вулканизм сам служит одним из признаков активизации тектонических напряженности и движений, пока невозможно однозначно оценить роль последних в проявлении вулканических процессов.

## УЧАСТИЕ КОСМИЧЕСКИХ ТЕЛ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА

На поверхность Земли непрерывно поступает вещество из космоса. Ежегодно по предварительным оценкам слой такого вещества составляет 0,00000003 мм. Этим можно было бы пренебречь, если бы не крайняя неравномерность поступления космического вещества – в размерах частиц, во времени и в пространстве. Наряду с едва видимой космической пылью на поверхность планеты падают (и падали в прошлом) огромные метеориты, оставляющие следы в виде так называемых импактных кратеров. Термином "импактный кратер" (по Масайтису и др., 1980) обозначают кольцевые морфоструктуры, образованные в результате ударов малых космических тел о поверхность планет. Ископаемые, частично преобразованные денудацией, импактные кратеры называют астроблемами. Удары метеоритов о поверхность Земли приводят к образованию лунок, воронок, котловин, размеры которых соотносятся с размерами космических тел часто как 3:1-5:1. При ударе выделяется огромная энергия, что приводит к преобразованию горных пород, составляющих их минералов, появлению новых структур.

Импактные кратеры и астроблемы наблюдаются на всех континентах. Из них наиболее известен Аризонский метеоритный кратер, долгое время служивший эталоном импактных образований. До сих пор неоднозначно трактуется роль тунгусского тела, взорвавшегося над поверхностью Земли. В последние десятилетия стали находить все больше и больше импактных кратеров и очень крупных астроблем, что поставило проблему оценки вмешательства космического вещества в строение поверхности Земли и ее рельефа.

Импактные кратеры и большая часть астроблем содержат (по направлению от внешних частей к внутренним) насыпной вал – цокольный вал – дно кратера (по Масайтису).

Насыпной вал слагает аллогенная брекчия, представляющая продукты выброса разрушенного при ударе щебнистого обломочного материала. В разрезах иногда наблюдается линзовидно-полосчатая структура, но чаще слоистость отсутствует. Цокольный вал сложен обычно породами, испытавшими удар метеорита, и преобразованными этим ударом. Это преобразование привело к появлению брекчиевидных пород, катаклазитов, инъекционных

прожилков переплавленного материала. На склонах обоих валов иногда развиваются оползневые процессы.

Дно кратера имеет четырехслойное строение. Сверху вниз прослеживаются: аллогенная брекчия, залегающая на "истинном" дне кратера; зона расплавленных горных пород; зона дробления и разрушения, пронизанная инъекционными брекчиями; зона пластических деформаций (складок). Общая мощность этих образований зависит от энергии упавшего тела и силы взрыва. У ряда астроблем она, по данным бурения, достигает 0,5-0,75 км, а у Попигайской астроблемы на севере Среднесибирского плоскогорья – 3-4 км.

Высота валов, окаймляющих астроблемы и импактные кратеры, зависит от степени участия процессов денудации в их преобразовании. У Аризонского кратера высота внешнего вала, например, достигает 65 м.

Взрывные брекчии не относятся ни к осадочным, ни к интрузивным породам. Только некоторые типы импактитов и брекчий можно отнести к метаморфическим образованиям. Это особый тип пород, главной генетической особенностью которых является ударно-взрывной процесс. По отношению к земной поверхности (т.е. к рельефу) это один из классов экзогенных (внешних) процессов. Особенности строения астроблем обусловлены влиянием, с одной стороны, космического, а с другой – геологического и геоморфологического факторов.

Столкновение метеорита с поверхностью Земли происходит (по Масайтису) со средней скоростью около 16 км/с. Его кинетическая энергия расходуется при этом на: 1) формирование кратера; 2) выброс разрушенного материала; 3) деформацию горных пород в днище кратера; 4) нагрев и плавление горных пород; 5) генерацию сейсмических волн. Предполагают, что на нагрев и плавление пород расходуется около 30% кинетической энергии; на дробление и другие деформации – 20; на углубление кратера и выброс разрушенного материала – около 50% энергии.

Образование кратера протекает в несколько фаз. Первая – *фаза сжатия*, в течение которой космическое тело испытывает торможение в толще горных пород. Вторая – *фаза экскавации и образования кратера*, протекающая при тепловом взрыве упавшего тела. Третья – *фаза трансформации кратера и заполнения его обломочным материалом*.

Первая и вторая фазы чрезвычайно кратковременны, почти мгновенны, третья – несколько большая по продолжительности, главным образом за счет оседания обломков из облака взрыва. В фазу сжатия, как указывает В.Л. Масайтис, горные породы смещаются в противоположном направлении от точки удара. Происходит дробление пород с интенсивным трещинообразованием. В фазу углубления кратера движение охватывает большие массы пород, при этом разрушенный материал выбрасывается ради-

ально под воздействием преобразованного импульса ударившего тела, отраженной волны и расширяющихся газов (рис. 11).

Импактные кратеры и астроблемы, сохранившиеся до настоящего времени, имеют самый различный возраст. Многие из кратеров, известных, например, на Канадском кристаллическом щите, имеют возраст около 300-500 млн лет.

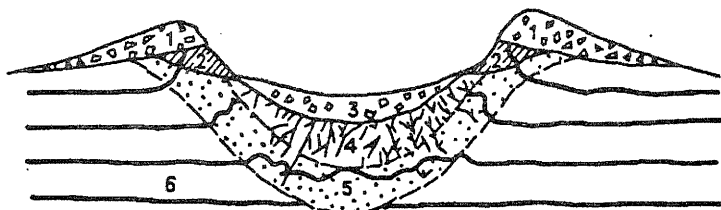


Рис. 11. Морфоструктурные элементы импактного кратера (по В.Л. Масайтису, 1980, с упрощением): 1 — насыпной вал аллогенной брекчии; 2 — цокольный вал; 3 — аллогенная брекчия и импактиты; 4 — зона частичного плавления и разрушения; 5 — зона пластических деформаций; 6 — внешняя деформационная зона

В.В. Федынский пришел к выводу, что вероятность обнаружения кратера пропорциональна его площади и обратно пропорциональна возрасту. Кратер диаметром около 100 м будет существовать до 100 тыс. лет, диаметром 1 км — до 10 млн лет, диаметром 10 км — до 300 млн лет. Астроблемы, встреченные на Украинском кристаллическом щите, имеют возраст 100-390 млн лет; в Карелии — около 700; на Русской равнине — 10-500; на Северо-Востоке страны — 3,5-40 млн лет. Большая часть астроблем сохранилась в областях, сложенных массивными и устойчивыми к денудации породами. Последние же распространены на щитах и платформах (85%) и лишь 10% астроблем — в горно-складчатых областях.

Расчеты показывают, что за фанерозой на Восточно-Европейской и Северо-Американской платформах скорость образования кратеров составила  $0,33 \cdot 10^{-14}$  км<sup>2</sup>/год. Это высокий темп, соизмеримый с темпами многих экзогенных и эндогенных процессов. Поэтому влияние крупных космических тел на формирование мезо- и даже макроформ рельефа значительно.

Кроме крупных тел на поверхность Земли поступает космическое вещество в виде пыли и микрометеоритов. Оно составляет более 95% от общего объема материала, поступающего из космоса, т.е. около  $10^4 - 10^6$  т ежегодно. В составе космического вещества магнитные и стеклянные шарики, остроугольные обломки, отдельные минералы; по составу резко отличающиеся от земных.

Магнитными шариками насыщены многие элювиальные и озерные отложения. В аллювии некоторых рек в Бразилии их содержание достигает 1 мг/1 кг рыхлых осадков. Диаметр магнитных шариков колеблется от 0,01 до 5 мм (в среднем 0,17 мм). Основу этих шариков составляет магнетит или железо. Плотность их колеблется от 4,6 до 7,6 г/см<sup>3</sup>.

Стеклянные шарики также встречаются в рыхлых осадках. В аллювиальных осадках Карпат и Приохотья они имеют диаметр 0,03-1 мм и рассматриваются как силикатная фракция космической пыли. Остроугольные обломки имеют примерно такие же размеры (0,03-5 мм). Некоторые исследователи предполагают, что часть микротектитов имеет также космическое происхождение. В балансе рыхлых отложений, перемещаемых на поверхности рельефа, роль космического вещества незначительна. Однако полностью игнорировать его нельзя.

## ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ ЭЛЮВИЯ

### МЕСТО ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ В СИСТЕМЕ ПРОЦЕССОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

В ходе процессов экзогенного рельефообразования выветривание играет исключительно важную роль. Оно находится как бы в самом начале деятельности комплекса экзогенных процессов. Количество и качество продуктов выветривания определяют возможность, тип и режим движения потоков вещества, осуществляющих экзогенное рельефообразование. Для возникновения денудационного, а затем и аккумулятивного рельефа необходимо сначала разрушить связи между частицами, слагающими литифицированные горные породы, и только после этого появляется возможность отрыва, переноса и отложения частиц. Небольшие частицы легко переносятся в воздушных потоках; для перемещения более крупных необходима вязкая и плотная среда водных потоков, снега и льда. Кроме того, на склонах различной крутизны происходит самопроизвольное движение рыхлого, подготовленного выветриванием материала. Но и здесь тип движения зависит от размеров образованных частиц, их физических и химических свойств.

В ходе транзита исходное вещество, образующее на поверхности Земли литопотоки, не остается неизменным. Оно измельчается, изменяет минералогический и химический составы, формы связей. Выветривание продолжается и в процессе переноса вещества, и после его отложения. Изменение вещества, образовавшего аккумулятивные формы рельефа, входит в комплекс явлений, которые называют *эпигенезом*, хотя они неотличимы от процессов выветривания. Таким образом, процессы выветривания сопровождают весь ход рельефообразования.

Процессы выветривания занимают в группе экзогенных процессов особое место. Вряд ли можно их ставить в один ряд с такими процессами, как склоновые, флювиальные, морские, эоловые, ледниковые и т.п. От них они отличаются прежде всего тем, что практически не образуют соответствующей группы форм рельефа экзогенного происхождения. Ведь образование новых форм рельефа связано с отрывом и дальнейшим движением частиц минерального грунта от места



их образования, т.е. с денудацией в одном случае или с аккумуляцией в другом. В какой-то мере можно говорить о самостоятельности и известной противоположности процессов выветривания процессам денудации и аккумуляции в отличие от представлений (Оллиер, 1987), что "выветривание" – синоним "денудации". Для последней выветривание можно рассматривать как одно из условий его возникновения. Вместе с тем нельзя, вероятно, совсем исключать выветривание из числа рельефообразующих процессов. Так, известно, что в ходе разрушения коренных пород наблюдаются некоторые виды движения частиц. Они особенно заметны в условиях, когда денудация протекает не очень активно. При образовании трещин и пор частицы перемещаются, и на месте коренных пород возникает рыхлая толща, называемая элювием. Ее объем по сравнению с объемом исходной породы увеличивается, вследствие чего изменяется рельеф дневной поверхности. Например, при образовании курумов на почти горизонтальных поверхностях вследствие торощения глыб изменяется рельеф поверхности – появляются бугры и западины с размахом высот до первых метров. Этот рельефообразующий эффект, конечно, уступает экзогенному рельефообразованию, связанному с денудацией и аккумуляцией. Этим и объясняется первое отличие процессов выветривания от других экзогенных процессов.

Второе их отличие в том, что ни один из других экзогенных рельефообразующих процессов, кроме процессов выветривания, не является необходимым условием существования другого. Остальные экзогенные процессы сменяют друг друга в пространстве и во времени, образуя парагенетические или историко-генетические комплексы. И только процессы выветривания являются необходимым условием экзогенного рельефообразования. Ведь если нет рыхлых пород, образовавшихся в текущий момент или на предыдущем этапе геологической истории, то не может существовать ни денудации, ни аккумуляции. И только эндогенные процессы рельефообразования, в том числе и вулканизм, прямо не связаны с выветриванием.

Отсюда следует, что выветривание и другие процессы экзогенного рельефообразования следует рассматривать в системе



Третьей особенностью процессов выветривания является то, что они дают начало не только экзогенным процессам рельефообразования, но и образованию рыхлых пород – литогенезу. В силу этого создается возможность рассматривать образование

экзогенного рельефа и рыхлых осадков, возникающих в результате одних и тех же процессов (т.е. морфолитогенез) в одном и том же месте и в тот же момент, как некоторую единую систему явлений — морфолитосистему.

Единый комплекс процессов и продуктов их выветривания изучается в настоящее время с различных точек зрения не только геоморфологами, но и литологами, почвоведом, геохимиками. При этом каждый из специалистов видит и изучает в процессах выветривания один из аспектов этого сложного явления. Его анализ ведется для разных целей — объяснения свойств осадочных пород, почв или особенностей химического кругооборота веществ. Для литологов эти процессы являются тем началом, без которого трудно понять процессы литогенеза. Для почвоведов процессы выветривания — это один из комплексов физико-химических изменений субстрата, на котором протекает почвообразование. Последнее включает в себя не только разрушение и преобразование почвообразующих пород и минералов, но и сложное преобразование органического вещества. Эти два комплекса явлений в ходе почвообразования тесно взаимодействуют друг с другом, и, являясь по сути своей процессом почвообразования, одновременно они должны рассматриваться как одна из разновидностей процесса биохимического выветривания. Геохимики, познавая сущность тех же явлений, видят в них определенный этап или фазу в вечном кругообороте вещества Земли.

Различные специалисты видят в этих процессах одну из сторон сложного и многообразного явления. Накопленный ими совместно материал становится достоянием всех наук. И вот из этой общей "копилки" геоморфологи черпают необходимый фактический материал для своих научных концепций. Однако все чаще и чаще становятся необходимыми исследования, проведенные специально для решения геоморфологических задач: 1) объяснение законов избирательной денудации или оценка степени литоморфности рельефа; 2) исследование закономерностей образования рыхлых пород и их физико-химических свойств в связи с проблемами морфолитодинамики; 3) обоснование условий формирования рельефа на разных этапах истории его развития (палеогеоморфологические реконструкции).

Все эти группы задач связаны между собой. Они как бы дополняют друг друга, заставляя один и тот же объект рассматривать в разных пространственно-временных масштабах и видеть его одновременно и на уровне строения кристаллов (т.е. на молекулярном уровне), и в масштабе климатических зон и поясов, отдельных элементов рельефа и сложных их сочетаний.

## ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ, ПРИНЯТАЯ В ГЕОМОРФОЛОГИИ

Под выветриванием принято понимать гипергенные процессы разрушения и видоизменения горных пород у поверхности Земли. Эти изменения пород чаще всего рассматривают как реакцию на изменение термодинамических условий. У дневной поверхности эти условия отличаются иными давлениями и температурным режимом по сравнению с теми, в которых эти породы образовались в глубинах земной коры. Важными факторами выветривания являются живые организмы, кислород и вода. При этом принято считать, что чем больше отличается среда образования пород от условий земной поверхности, тем меньше их устойчивость по отношению к процессам выветривания. Элювиальные отложения, образованные в ходе процессов выветривания, принято делить на три группы: 1) ортоэлювий – продукты разрушения пород магматического происхождения, образованных в условиях, наиболее отличных от поверхностных; 2) параэлювий – продукты разрушения горных пород метаморфического и осадочного происхождения; 3) неоэлювий – продукты выветривания рыхлых нелитифицированных пород, т.е. образовавшихся в условиях дневной поверхности, но в иных ландшафтно-геохимических обстановках (они как бы продолжают приспосабливаться к меняющимся географическим условиям поверхности Земли).

Все процессы разрушения горных пород принято делить на физические и химические. Иногда выделяют также и биохимическое выветривание. Однако это уже иной принцип деления, так как в этом случае подчеркивается фактор разрушения, а не вид изменений исходной породы. Физическое разрушение – это механическое дробление исходной монолитной породы в ее производные: глыбы, валуны, щебень, хрящ, песок и пыль без заметных преобразований минерального состава пород. Химическое выветривание приводит к качественным изменениям исходного вещества. Обычно из последнего удаляются относительно подвижные химические элементы, которые далее включаются в состав природных вод. А в породах, сохранившихся на месте, идут процессы, изменяющие порообразующие минералы исходных пород, переводящие их во вторичные минералы, преимущественно в глины. Наряду с ними возникают и новообразованные минералы, по своим размерам намного превосходящие размеры глинистых частиц. Они образуют иногда самостоятельные зерна различных размеров или осаждаются в виде пленок на исходных минералах. В химических преобразованиях исходных пород в приповерхностных условиях заметная роль принадлежит живым организмам, а среди них – бактериям. Вот почему так важно изучать процессы биохимического выветривания. Однако рассматривать его надо

в рамках явлений, химически преобразующих породы. В природе физические и химические процессы протекают одновременно. Иногда их даже трудно выделить в самостоятельные группы. Так, например, при физическом измельчении пород на поверхности Земли обычно не удается найти обломка, не затронутого в той или иной мере химическими преобразованиями. И наоборот, можно встретить случаи, когда химическое разрушение породы, начавшееся по скрытым дефектам прочности кристаллов, вызывает распад горных пород на обломки, которые, судя только по их размерам, мы, не задумываясь, считаем результатом физического выветривания. Например, большое количество щебня и мелких валунов, встречающихся на поверхности карстующихся пород, не могло бы образоваться без участия процессов растворения.

При изучении процессов выветривания принято выделять их основные факторы, которые можно рассматривать и как основания для генетической классификации процессов выветривания. Так, при разделении процессов физического выветривания (Пенк, 1924; Шукин, 1960; Шанцер, 1966; Симонов, 1972; Райс, 1980; и др.) температурное выветривание – главный фактор: колебание температур породы в результате изменения режима инсоляции (попеременное нагревание и оттаивание) и в качестве реакции – образование трещин в породе при разных коэффициентах температурного расширения различных минералов или различное расширение (сжатие) в поле температур и наличии неоднородного поля термоупругой напряженности пород; морозное выветривание – расширение трещин при замерзании в них воды; расширение трещин при усыхании набухших при смачивании пород; расширение трещин при росте в ширину корней (биомеханическое разрушение); расширение трещин при росте на их поверхности кристаллов (осмотическое давление); расширение трещин при расклинивающем действии пленочной воды; дилатация (дилатансия) – образование трещин в породах при снятии денудационной части статической нагрузки (порода ниже поверхности, как известно, испытывает всестороннее давление, равное массе вышележащих пород, – денудация частично уничтожает эти породы и, как следствие, давление уменьшается).

Сопоставляя между собой приведенные выше факторы и способы разрушения коренных пород, следует заметить, что два из них (первый и последний) связаны с образованием трещин, а остальные пять – с их расширением. И по этому признаку их можно объединить в две группы: факторы выветривания – трещинообразующие и факторы выветривания – трещинорасширяющие. Эти две группы процессов можно расположить в ряд временной последовательности: 1) образование трещин; 2) преобразование трещин. При этом нельзя не увидеть, что трещинообразование не является чисто экзогенным процессом. Хорошо известны трещины: тектонического происхожде-

ния, связанные с уплотнением и диагенезом осадков; остывания магматических интрузий; возникающие на экзоконтактах магматических тел и вмещающих (а для эффузивов – подстилающих) пород. Образование трещин возникает преимущественно в земной коре на некоторой глубине, и это не всегда зависит от условий, существующих на поверхности. Таким образом, трещинообразование – это чаще всего не экзогенный, а эндогенный процесс. Условия образования трещин – предмет специального геоморфологического изучения. И стало быть, расширению трещин может предшествовать не только экзогенное, но и эндогенное трещинообразование. И в этом случае весь комплекс физического разрушения пород может оказаться по своей природе эндогенно-экзогенным.

Химическое разрушение горных пород связано с процессами окисления, гидратации, растворения, гидролиза. Все они протекают параллельно или последовательно друг за другом. Их ход контролируется составом горных пород и характеристиками среды, в которой происходит химическое преобразование исходных пород: ход температур, наличие кислорода, органического вещества, воды,  $\epsilon H$  и  $pH$ , активное действие организмов. Иногда совокупное действие всех этих явлений при сложном обмене породы с окружающей средой, веществом и энергией называют гипергенным метасоматозом (Шанцер, 1966).

Опыт исследования этих процессов показывает, что химические преобразования пород происходят в самых различных обстановках. Исходные образования могут возникать как на поверхности пород, так и на некоторой глубине. Например, хорошо известны продукты переработки исходных пород гидротермальными растворами. Глинистые минералы (гидрослюда, монтмориллонит, каолинит и др.) могут иметь как гипергенное, так и гипогенное происхождение. Можно также говорить о конвергентности происхождения продуктов разрушения массивов пород, так как они могут иметь эндогенно-экзогенное происхождение. В природе реально существуют сложные историко-генетические временные последовательности смен явлений, когда продукты разрушения, возникнув далеко в недрах Земли, оказываются затем на дневной поверхности. В цепочке их преобразований химические и физические изменения пород (в том числе и разрушение) многократно сменяют друг друга. А оказавшись на дневной поверхности, они дают начало морфолитогенезу, осложняя задачи интерпретации происхождения вещества при изучении истории морфолитогенеза и его динамики.

Чтобы увидеть все многообразие процессов разрушения горных пород, принимающее участие в морфолитогенезе, рассмотрим блок-схему (рис. 12). Она как части будет включать в себя процессы экзогенного разрушения горных пород (что принято нами называть выветриванием) и процессы эндогенного разруше-

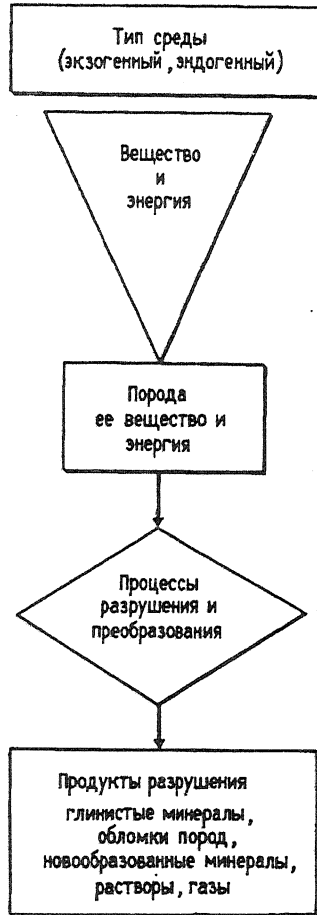


Рис. 12. Блок-схема экзогенного и эндогенного разрушения пород

ния. Здесь хорошо видно, что причиной конвергенции процессов выветривания является наличие нескольких типов среды, которая может быть и эндогенной и экзогенной. В качестве одного из видов этой среды может служить и земная поверхность.

О факторах и процессах разрушения в общем виде было сказано выше. И прежде чем рассматривать их более подробно, следует обратить внимание на свойства пород, так как многие из факторов разрушающе действуют в том случае, если породы обладают соответствующими свойствами. Так, например, говорилось о том, что температурное выветривание может происходить из-за определенной неоднородности горных пород, и в частности тогда,

когда породообразующие минералы по характеристикам теплового расширения действительно отличаются друг от друга. То же самое можно сказать и о трещинообразовании при различных упругих свойствах пород и минералов. Химическое выветривание возрастает по скорости во много раз, если постоянно меняются (поступают, насыщаются и уходят) природные воды. Если они обновляются медленно, то концентрация природных растворов быстро приближается к предельной, далее скорость растворения заметно падает. Поэтому следует думать, что процессы выветривания в каждом конкретном месте должны зависеть не только от ландшафтно-климатических условий, но и от свойств пород.

### СВОЙСТВА КОРЕННЫХ ПОРОД И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ХОД ПРОЦЕССОВ ФИЗИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

Породы, выходящие на дневную поверхность, как правило, физически и химически неоднородны. Эта неоднородность может проявляться на уровнях: неоднородности строения кристаллической решетки; строения породы (сочетания минералов); комплекса пород, образующих единую структурно-тектоническую формацию. Этот ряд можно было бы продолжить, выделив внутриконтинентальный и планетарный уровни. Для анализа процессов выветривания важны первые три уровня неоднородностей. Как мы увидим ниже, неоднородности разного уровня оказывают решающее влияние на образование продуктов выветривания разных гранулометрических фракций.

Для анализа процессов разрушения пород большое значение имеют такие свойства, как скрытая пористость и трещиноватость пород, тепловое расширение, теплоемкость, теплопроводность, упругие свойства пород и строение кристаллов. Большинство этих свойств давно изучается геофизиками и инженерами-геологами, так как они определяют сейсмические свойства пород, а также их прочность. Последнее важно для расчетов фундаментов при капитальном строительстве инженерных сооружений. По полученным данным о физико-химических свойствах пород создаются справочники, нередко эти данные приводятся в методических пособиях и руководствах. Используют их для своих целей и геоморфологи, хотя при этом могут возникать и недоразумения. В справочниках эти сведения сгруппированы по генетическому типу пород, который закрепляется названием. Генетическая однородность в данном случае еще не означает физической однородности. Например, биотитовый гранит сохраняет свое название до тех пор, пока не изменится состав и соотношение образующих его минералов. Массив же биотитовых гранитов физически неоднороден. Одни свойства проницаемости и скрытой трещиноватости

Т а б л и ц а 3

Физические константы некоторых типов горных пород (Справочное руководство гидрогеолога, 1967; Справочник физических констант ..., 1969)

Породы	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %	Тепловое расширение, н. · 10 <sup>-6</sup> , град. -1	Теплопроводность, 10 <sup>-3</sup> кал/см с·град.	Сжимаемость, Мбар <sup>-1</sup>	Предел прочности при малых давлениях, бар	Вязкость расплавов, при t = 1400°
Осадочные:							
Глины	2,5	55	-	-	-	15	-
Алевриты, песчаники	-	20 25	-	11,0	5,87	730	-
Конгломераты	-	-	-	4,5	-	1060	-
Известняки, доломиты	-	30	8±4	11,0	2,47	1040	-
Метаморфические:							
Фация зеленых сланцев	2,82	4,0	9±1	6,34	-	470	-
Фация амфиболитов	2,99	2,0	-	6,92	2,18	-	-
Фация гранулитов	2,93	2,0	-	7,14	-	-	-
Магматические							
Интрузивные:							
кислые	2,667	1,0	8±3	7,77	1,72	930	2·10 <sup>6</sup>
средние	2,716	1,0	7±2	7,11	-	870	-
основные	2,976	-	5,4±1	6,4	1,44	-	400
Эффузивные:							
кислые	2,370	2,0	8±3	-	-	-	-
средние	2,474	2,0	7±2	-	2,17	1260	1,6·10 <sup>4</sup>
основные	2,772	2,0	5,4±1	7,4	1,84	1490	140



будут в его эндоконтактной, другие – в центральной части. Если массив пересекается зоной тектонических нарушений, то при приближении к ней внутри него физическая однородность, в том числе и проницаемость, будет увеличиваться.

В табл. 3 приводятся сведения о физической неоднородности основных типов горных пород и породообразующих минералов по данным справочников. Из нее видно, что проницаемость больше всего связана с плотностью и пористостью пород. Плотность возрастает с глубиной и соответственно этому изменяется пористость пород, что сказывается на остальных физико-механических и физических свойствах пород. По тепловым свойствам породы различаются прежде всего из-за различий в пористости, которая уменьшает теплопроводность и теплоемкость, а также определяет водонасыщенность пород, влияющую на их тепловые свойства.

Среди минералов по тепловым свойствам выделяется кварц, который характеризуется малыми коэффициентами теплового расширения при нагревании (охлаждении) и относительно высокой теплопроводностью. Это означает, что при нагревании кварцевые зерна, находящиеся внутри породы, служат каналами, по которым тепло как бы перемещается внутри породы, а при охлаждении они служат каналами потери тепла. При этом сами зерна расширяются и сжимаются медленнее и меньше, чем окружающие их полевые шпаты и слюды. В силу этого термоупругое разрушение идет таким образом, что возле каждого из зерен кварца может возникать система квазисферических трещин, которая затем определит состав сростков во фракциях с размерностью 1,0–0,5 мм. В какой-то мере это проявляется и в упругих свойствах кварца. В породах, где кварц отсутствует, его роль могут выполнять и другие минералы. Однако там, как правило, большее значение имеет анизотропия тепловых и упругих свойств отдельных минералов. Чем ярче она выражена, тем четче выполняет данный минерал провоцирующую роль для создания ядер разрушения породы в массиве.

По особенностям физического разрушения пород можно выделить два класса процессов, которые хорошо отделяются друг от друга. К первому относится разрушение массива пород за счет образования и дальнейшего пересечения разнонаправленных плоскостей трещин. Эти трещины, по-видимому, имеют свои точки роста. Удлиняясь, они пересекают друг друга и отсекают одну часть блока пород от другой. При этом из массива "выкальваются" многогранники различных размеров и формы. Чаще всего встречаются шестигранники, близкие к параллелепипеду с взаимно перпендикулярными ребрами и с отношением длинной ( $a$ ), средней ( $b$ ) и короткой ( $c$ ) осей как 1:0,7:0,5. Реже образуются тетраэдры и неправильные многогранники. Возникающие при этом обломки могут иметь размерности глыб, валунов и щебня. В обломках меньших фракций многогранники встречаются редко.

Для фракций менее 10 мм более типичной является форма обломка в виде неправильного комочка – гранулы. На этот способ образования обломков обратил внимание еще Л.В. Пустовалов (1940). То, что эти обломки отличаются от первых по своей форме, может быть свидетельством того, что само разрушение пород происходит под воздействием разных причин по-разному. В первом случае напряжение пород приводит к формированию строго ориентированных субпараллельных плоскостей трещин. Они как бы независимы от влияния внутренних свойств пород, так как пересекают массив, не считаясь с его неоднородностью. Во втором случае в первую очередь проявляет себя внутренняя неоднородность. Интересным является и то, что оба процесса формируют различные гранулометрические фракции. Гранулированное выветривание приводит преимущественно к образованию фракций хряща, хотя в крупнозернистых породах (граниты, гранодиориты) встречаются обломки гранулированного вида до размеров 1,5-2,0 см по оси *b*.

Многогранники и их образование, по-видимому, связаны со скрытой трещиноватостью, которая проявляет себя при раскалывании невыветрелых и слабыветрелых пород. При ударе молотком такая порода чаще всего распадается на обломки в виде многогранников. Разрушение пород данного типа было предложено называть ф р а к т о л и т и з а ц и е й (Симонов, 1967).

Гранулированное разрушение происходит очень часто по скрытым трещинам. Но оно типично для уже достаточно выветрелых пород. Такие породы при ударе молотком рассыпаются на множество гранул и, как правило, не имеют свежих сколов. Подготовленные таким образом к разрушению породы кажутся "гнилыми". Поэтому этот тип разрушения часто называют с а п р о л и т и з а ц и е й (от слова "сапролит" – гнилой камень).

Гранулированное разрушение свойственно не только горным породам. Оно типично и для металлов, разрушающихся в результате эффекта "усталости". Возможно, что и в горных породах это связано со скоростью приложения напряжений. В случае подтверждения этого предположения фразктолитизацию можно рассматривать как реакцию породы на быстрые и резкие смены напряжений, а сапролитизацию – на медленные и продолжительные. Процесс разрушения породы здесь будет зависеть от скорости деформаций.

При изучении процессов фразктолитизации самая большая проблема – объяснение регулярности в расположении трещин и неодинаковые расстояния между трещинами в породах различного состава. Обычно мелкозернистые породы при прочих равных обстоятельствах дают обломки меньших размеров, а крупнозернистые – бóльших. Современная наука ответов на эти вопросы пока не дает. Предполагается, что трещины зарождаются на микроуровне неоднородности. Определяющим является наличие

дефектов в строении кристаллической решетки минералов, которые возникают в силу ряда причин еще на стадии зарождения кристаллов.

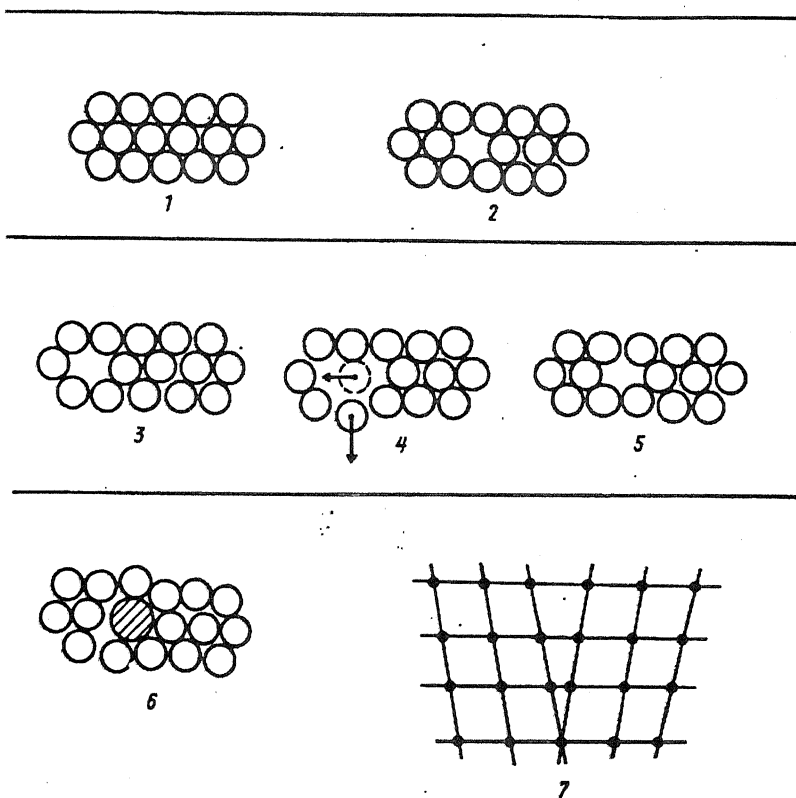


Рис. 13. Структура кристаллической решетки и ее дефекты: 1 – ненарушенная структура плотной упаковки; дефекты: 2 – вакансия; 3–5 – эффект перемещения вакансий; 6 – эффект внедрения (замещения вакансий); 7 – краевая дислокация

Главными видами дефектов в кристаллической решетке принято считать вакансии, включения и дислокации (рис. 13). Вакансии – это пропуски атомов в узлах решетки; включения – случаи, когда вместо одного иона присутствует другой с иной, может быть, валентностью, зарядом и ионным радиусом; дислокации – нарушения в размерности решетки, вызванные комплексом факторов и условий.

Дефекты кристаллической решетки создают осложнения в поле связей между атомами, которые определяют прочность крис-

талла в соответствии с кулоновскими силами. В минерале как бы возникает дополнительная напряженность электростатической природы. Она не может не сказаться на общей его прочности, и чем больше дефектов, тем менее прочен кристалл. Известно, что все дефекты в кристаллической решетке не остаются постоянно на одном и том же месте, а могут его изменять в поле температур и давлений. Чаще всего они смещаются в сторону поверхности кристалла, где всегда существует электростатическая неуравновешенность. Кроме того, они обычно меняют свое положение, ориентируясь в пространстве по нормали к вектору давления, теплового потока или параллельно фронту упругих волн. Так, поле, в том числе и гравитационное, как бы организует пространство, размещая в нем в некотором порядке дефекты прочности. В конечном счете эти дефекты прочности образуют в породе регулярную сетку. Вероятно, есть еще какие-то дополнительные причины в их пространственной организации. Известно только, что дислокации, располагаясь в ряд, дают начало трещине, которая дальше растет. Известно также, что слабые поля напряжений с малыми градиентами дают редкую сеть трещинных систем, а поля с большими градиентами – густую. Градиенты могут быть связаны со скоростью деформаций.

Фрактолизация и сапролитизация могут иметь различные причины: термические, упругие и термоупругие. В дальнейшем они определяют выветривание и элювиообразование при расширении трещин. По-видимому, так образуются глыбы, валуны, щебень, хрящ и частично грубозернистый и крупнозернистый песок. Образование средне-, мелко- и тонкозернистого песка этими процессами объяснить нельзя. Поэтому на образовании фракции песка следует остановиться отдельно.

Процесс образования частиц песчаной размерности – разрушение мономинеральных зерен – по существу это процесс разрушения кристаллов. Нет оснований думать, что здесь протекают те же самые процессы сапролитизации и фрактолитизации, которые были описаны выше. В этом случае правильнее сначала рассмотреть причины возможной неоднородности кристаллов, которые могли бы служить причиной их разрушения. Об одной из них мы уже говорили – это наличие дефектов кристаллической решетки. Его можно рассматривать как микроскопический уровень неоднородности. Есть неоднородности и более крупных размеров. К ним можно отнести чешуйчатость (слюд), спайность, полисинтетические решетки, включения. Среди включений следует обратить внимание на две основные их разновидности: включение твердых тел (по существу других минералов, захваченных в ходе кристаллообразования и оказавшихся внутри зерен) и сложных образований. При изучении происхождения минералов было установлено, что в ходе своего роста кристалл может захватить часть среды, в которой он растет. Внутри кристалла эта сре-

да образует микроскопический пузырек, при большом увеличении внутри которого можно видеть газообразное и жидкое вещество, а на внутренних стенках пузырька мельчайшие кристаллы. Нагревая минерал, можно видеть, как сначала растворяются кристаллы, расположенные на стенках пузырька, а затем при температуре гомогенизации все вещество внутри пузырька превращается в плазму. Периодическое нагревание и охлаждение вещества внутри кристалла создает напряжение, которое может быть причиной разрушения зерен песка с образованием его мелко- и среднезернистых фракций.

Итак, обломки разных размеров формируются в ходе различных процессов. Анализируя фразитолитизацию, можно отдельно выделить процессы глыбообразования, валунообразования, щебнеобразования, а при анализе процессов сапролитизации выделять хрящеобразование и пескообразование. В этом случае гранулометрический анализ позволяет в каждом элювиальном осадке увидеть как бы некоторое сочетание процессов физического выветривания (Симонов, 1967). В разных природных условиях этот спектр процессов оказывается неодинаковым, что и фиксируется в механическом составе осадков.

Говоря о процессах физического разрушения и свойствах коренных пород, можно заметить, что большинство твердых пород обладает столь высокой прочностью, что существующие на поверхности колебания температуры недостаточны для их разрушения путем образования в них трещин только за счет термоупругих напряжений при одноразовом нагревании или охлаждении. Казалось бы, породы не должны разрушаться, а они разрушаются. Можно видеть, что прочность пород заметно снижается при многократных колебаниях температуры. Особенно это заметно при чистых замораживании и нагревании.

Много неизученного остается в процессах расширения существующих в породе микротрещин. Например, замерзание воды в тонких порах и трещинах происходит иначе, чем в макротрещинах, где в лед превращается гравитационная вода. Не исключено, что микротрещины расширяются не столько при замерзании воды, сколько из-за сложных химических процессов, протекающих на контакте "пленочная вода – порода" внутри трещины. Разбивая молотком обломки пород, часто можно видеть, что на поверхности породы внутри трещины уже существуют железистые пленки. Их образование при охлаждении пород ниже нуля подтверждено нами и в эксперименте.

Интересны результаты исследований влияния трещин на свойства пород, которые они пересекают. Так, С.И. Шерман и др. (1985) показали, что в породе по обе стороны от плоскости трещины, т.е. в обоих кусках, существует некоторая зона изменения физических свойств породы. Отмечается, в частности, увеличение пористости и микротрещиноватости. Трещины, имеющие тек-

тоническое происхождение вдоль своих плоскостей, как бы подготавливают породу к ее дальнейшему разрушению. С.И. Шерман подчеркнул, что ширина зоны влияния трещин линейно зависит от ее длины, т.е. от того импульса, который создал трещину.

Известно также, что массивы горных пород при образовании трещин тектонического происхождения не остаются в покое. Их части двигаются относительно друг друга. При этом вдоль трещин возникают зоны милонитизации, сапролитизации, брекчирования и какиритизации. Из таких зон, если они вскрыты и выйдут на земную поверхность, в область экзогенного рельефообразования поступает материал, внешне не отличающийся от того, который возникает в ходе процессов физического выветривания. Отсюда следует, что разрушение пород, которое мы обычно относим к экзогенным процессам, может иметь и эндогенную составляющую.

### СТРОЕНИЕ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ И ИХ УСТОЙЧИВОСТЬ К ПРОЦЕССАМ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

Большинство горных пород, выходящих на дневную поверхность, образовано комбинацией шести основных групп силикатов и алюмосиликатов: кварца, полевых шпатов, оливинов, пироксенов, амфиболов и слюд. Среди них наиболее широко распространен кварц. Его строение таково, что позволяет видеть в нем эталон, помогающий понять, почему одни из породообразующих минералов химически оказываются более или менее стойкими, чем другие. Кроме того, становятся понятными особенности формирования продуктов химического выветривания – глин, окислов, новообразований.

Кварц  $\text{SiO}_2$  – широко распространенный и устойчивый к выветриванию минерал. Он имеет кристаллическую структуру  $(\text{SiO}_4)^{4-}$ , основу которой составляет кремнекислородный тетраэдр, где все валентности  $\text{Si}^{4+}$  полностью компенсированы валентностями четырех атомов кислорода. Последние располагаются в вершинах тетраэдров и служат местами их соединения в ажурную комбинацию. Связь между ионами имеет ковалентный характер. Кварц обладает высокой механической прочностью и низкой растворимостью; стоек к химическому выветриванию. Тонкодисперсная модификация встречается в виде коллоидных растворов. Гель кремнезема стареет. Под ударом 360-600 кБар кварц становится аморфным. При измельчении на зернах появляется аморфная рубашка (Сергеев и др., 1971).

В природе встречаются три главных модификации  $\text{SiO}_2^1$ :

---

<sup>1</sup> Характеристики минералов приведены по А.Г. Бетехтину

кварц, тридимит и кристобалит. Их превращения связаны с температурными изменениями. При переходе из одной модификации в другую изменяется упаковка и, стало быть, удельный вес. Низкотемпературные их модификации более плотны. Вот как выглядит цепочка их превращений:

Удельный  
 вес: 2,65                      2,53                      2,19                      2,49  
 $\alpha$ -кварц  $\rightleftharpoons$   $\beta$ -кварц  $\rightleftharpoons$   $\beta$ -тридимит  $\rightleftharpoons$   $\beta$ -кристобалит  
 температура 573°                      870°                      1470°C

При температуре 1713°  $\beta$ -кристобалит переходит в расплав. Выделение кварца из расплава протекает в обратной последовательности.

Полевые шпаты (калиевые, натриевые, кальциевые) образуют изоморфические смеси в ряду ортоклазов, когда друг друга замещают калий и натрий, в ряду плагиоклазов – натрий и кальций. Их химические формулы позволяют увидеть и особенности их структуры.

Ортоклазы, микроклин –  $(K)[AlSi_3O_8]$ ,  
 альбит –  $Na[AlSi_3O_8]$ ,  
 анортит –  $Ca[Al_2Si_2O_8]$ .

Рассматривая их внешне похожую анионную группу, нетрудно увидеть, что в ее основе лежит несколько измененный кремнекислородный тетраэдр. В некоторой части тетраэдров Si заменен на Al. Недостающая валентность компенсируется катионами  $K^+$ ,  $Na^+$  или  $Ca^{2+}$ . Естественно, что при этом нарушается ажурная упаковка ионов, свойственная кварцу. Для полевых шпатов характерна ионная связь, что обеспечивает им высокую механическую прочность. Химически они по сравнению с кварцем менее стойки, хотя плохо растворимы. Выветриваясь, дают обычно гидрослюда и каолинит.

Оливины – железисто-магнезиальные силикаты  $(Mg, Fe)_2 \times [SiO_4]$ . Судя по анионной части, основу их структуры составляют кремнекислородные тетраэдры, которые не соединяются друг с другом своими вершинами. Эту связь осуществляют  $Mg^{2+}$  и  $Fe^{2+}$  так, что в островном мотиве кристаллической решетки  $Fe^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  окружены шестью атомами кислорода. Связь ионно-ковалентная. В слабокислых обстановках, выветриваясь, оливины превращаются в бикарбонат магния и образуется растворимый кремнезем. Двухвалентное железо при выветривании переходит в трехвалентное, ионный радиус которого меньше, чем у  $Fe^{2+}$ .

(1961), Е.М. Сергееву и др. (1971).

Это способствует выносу железа с образованием лимонитовых корочек и пленок.

Пироксены могут быть представлены моноклинными (диопсид и авгит) или ромбическими (гиперстен) разновидностями. Диопсид  $\text{Ca, Mg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$  – минерал магматического происхождения (широко распространен в пироксенитах, перидотитах, габбро, дибазах, иногда в пироксенитовых диоритах, сиенитах, базальтах и долеритах). Встречается в контактово-метасоматитовых породах и скарнах. Структура – цепочка кремнекислородных тетраэдров с мотивом  $[\text{SiO}_3]^\infty$ . В пределах цепочек связь ковалентна. Цепочки соединены  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ . Между цепочками связь ионная.  $\text{Mg}^{2+}$  встречается и в кремнекислородных октаэдрах. При выветривании диопсид переходит в карбонат кальция, бикарбонат магния и растворимый кремнезем.

Авгит  $\text{Ca}(\text{Mg, Fe, Al})[(\text{Si, Al})_2\text{O}_6]$  – алюмосиликат. Алюминий присутствует как в катионной, так и в анионной группе. В последней он частично замещает кремнезем в тетраэдрах. Структурную основу, так же как и у диопсида, составляет цепочка кремнекислородных тетраэдров  $[\text{SiO}_3]^\infty$ . Замещение кремния на алюминий в тетраэдрах делает структуру последних менее прочной. В силу этого авгит легче выветривается. Этому же способствует и сложный состав катионной группы, в которой химически малая стойкость связана с  $\text{Fe}^{2+}$ . Август обычно встречается в эффузивах основного (реже среднего) состава – в андезитах, фонолитах, базальтах, их туфах и вулканических жилах. В постмагматическую фазу легко замещается минералами группы амфиболов. При гидротермальном изменении замещается эпидотом, хлоритом, кальцитом. При выветривании переходит в гидрослюда и нонтронит, а у поверхности – в галлуазит.

Гиперстен  $(\text{Mg, Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$  – ромбический пироксен (силикат). Структура та же, что и у других пироксенов, – цепочка кремнекислородных тетраэдров. Типичный минерал богатых железом магматических пород (габбро-норитов, трахитов и андезитов), найден в метеоритах. При выветривании образуются бикарбонат магния, лимонит и растворимый кремнезем.

Амфиболы – минералы очень сложного химического состава. В их основе лежит соединение вида  $(\text{Ca, Mg})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ . В изоморфных смесях кальций и магний заменяют друг друга от  $(\text{Mg, Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$  – антофиллит до  $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$  – тремолит. Кроме того, в кремнекислородных тетраэдрах часть  $\text{Si}^{4+}$  заменена на  $\text{Al}^{3+}$  с включением  $\text{Na}^+$  и  $\text{K}^+$ . А иногда  $\text{Al}^{3+}$  заменен на  $\text{Fe}^{3+}$ . К тому же в анионной группе часть  $[\text{OH}]$  может быть заменена на F и Cl. Так, химическая формула роговой обманки имеет вид  $(\text{Ca, Na})_{2-3}(\text{Mg, Fe, Al})_5[(\text{Si, Al})\text{Si}_3\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ . Для амфиболов в ее структуре типична лента кремнекислородных тетраэдров с мотивом  $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^\infty$ . Различают моноклинные (роговая обманка) и ромбические (антофиллит) амфиболы. Роговая об-



манка встречается в сиенитах, диоритах, гранодиоритах; реже – в габбровых пегматитах; встречается она и в метаморфических породах (при метаморфизме габбро). При воздействии гидротерм она превращается в хлорит, эпидот, кальцит и кварц, а при выветривании образует нонтронит и карбонаты, у поверхности возникают также лимонит с опалом и галлуазит.

**С л ю д ы .** Слюды относятся к группе алюмосиликатов, имеющих сложное строение. Как и у амфиболов, в анионной группе присутствует гидроксильный ион  $[\text{OH}]^-$ . Структурную основу составляет слой кремнекислородных тетраэдров. Каждый слой состоит из группы пакетов с основным мотивом  $[\text{Si}_2\text{O}_5]_{\infty}^{2-}$ . В слое обычно две группы пакетов, состоящих из тетраэдров, обращенных друг к другу своими вершинами, которые соединены через  $\text{Mg}^{2+}$  или  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ . Такой слой получил название бруситового слоя. Бруситовый слой имеет положительный заряд. Если  $\text{Mg}(\text{OH})_2$  заменяется  $\text{Al}(\text{OH})_3$  – слой называют гидраргиллитовым. Увеличение прочности между пакетами обычно происходит при замене одного  $\text{Si}^{4+}$  на  $\text{Al}^{3+} + \text{K}^+$  (или  $\text{Li}^+$ , или  $\text{Na}^+$ ). При замене двух ионов кремния алюминием связь обеспечивается одним из двухвалентных катионов, например  $\text{Ca}^+$ . Так как ионный радиус  $\text{Ca}^{2+}$  меньше, чем у  $\text{K}^+$ , то и упаковка ионов более плотная, что и обеспечивает прочность. Обычно в группе слюд рассматривают биотит и мусковит.

**Б и о т и т**  $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{OH}, \text{F}]_2$ . Из формулы видно, что в основе лежит "бруситовый слой", в котором  $\text{Mg}(\text{OH})_2$  частично заменен  $\text{Fe}[\text{OH}]_2$ , а в кремнекислородных тетраэдрах один ион  $\text{Si}^{4+}$  заменен на  $\text{Al}^{3+}$  с валентной компенсацией  $\text{K}^+$ . Калий-ион располагается между пакетами, вызывая повышение прочности. Биотит обычен для гранитов, встречается в пегматитах нередко в ассоциации с мусковитом, в метаморфических породах, кристаллических сланцах, гнейсах. При выветривании  $\text{Fe}^{2+}$  переходит в  $\text{Fe}^{3+}$ , поэтому глинистые минералы – гидрослюды (гидробиотит) и гидроокислы железа.

**М у с к о в и т**  $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}_2]$ . В структуре имеется пиррофиллитовый пакет, где  $3(\text{Mg}, \text{Fe})^{2+}$  заменен на  $2\text{Al}^{3+}$  с компенсацией валентности  $\text{K}^+$ . По сравнению с биотитом химически более стоек. Обычен в гранитах, грейзенах и пегматитах. При геотермальном воздействии переходит в серицит – его скрытокристаллическую разность, обогащенную водой. При выветривании переходит в глинистый минерал (гидромусковит), а при выносе щелочей – в каолинит.

По своей структуре к слюдам близок х л о р и т, который представляет как бы слоистый минерал, в котором в разрезе чередуются три слоя: брусит–слюда–брусит.

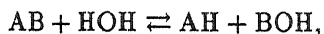
## ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РЕАКЦИЙ, ПРОТЕКАЮЩИХ В ХОДЕ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

В химическом выветривании одновременно или последовательно участвуют несколько процессов. Наиболее типичными являются процессы окисления-восстановления, гидратации, растворения, гидролиза и некоторые другие. Тип процесса зависит от макро- и микросреды. Макросреда определяется ландшафтно-климатическими условиями на поверхности рельефа, с тем или иным сочетанием тепла и влаги, наличием кислорода, углекислого газа и органики, а также действием микроорганизмов. Микросреда формируется в порах, микротрещинах и пустотах горных пород. Поэтому она в значительной мере определяется химическим составом пород, который оказывает большое влияние на состав мигрирующих по этим порам природных растворов. Здесь также функционируют микроорганизмы, иногда есть свободный кислород, а когда его нет, то и в этом случае активно идут процессы восстановления. В химических реакциях в условиях микросреды большое значение имеет парциальное давление газов.

Особенности среды, оказывающие влияние на ход химических превращений основных породообразующих минералов, формируются не только под воздействием ландшафтно-климатических условий. Не меньшую, а иногда большую роль в химических превращениях могут играть вещество и энергия (и прежде всего тепловая) ювенильного происхождения. Одной из разновидностей эндогенных сред, активно преобразующих породообразующие минералы, являются гидротермы, которые могут быть весьма горячими (гипотермальные воды), среднетемпературными (мезотермальные воды) и даже холодными (телетермальные воды). Гидротермы выносятся к поверхности различные вещества, которые могут активно вступать в реакцию с силикатами породообразующих минералов.

Окисление – процесс присоединения иона кислорода – обычно протекает в приповерхностных условиях; восстановление – в средах, богатых органикой. Растворение происходит на разных глубинах. Для него важны температура растворителя и состав пород. Большинство алюмосиликатов растворяются слабо. Гидратация – присоединение гидроксильного иона – требует наличия определенных условий. При высоких температурах гидроксильный ион может входить в кристаллическую решетку. В близповерхностных условиях гидратация чаще всего протекает с образованием гидроокислов. Чаще других при выветривании образуются гидроокислы железа. Гидратация в большей степени связана с поляризованностью молекул воды. Энергия гидратации возрастает с повышением валентности, поэтому на процессы гидратации оказывает влияние и состав пород. Растворение сопровождается гидролизом, в ходе которого наряду с раствором образуется

новое, как правило, плохо растворимое вещество. Реакции гидролиза обычно имеют вид



где  $BON$  – труднорастворимое или летучее вещество. Хорошо растворимые соединения не гидролизуются (соли сильных оснований и сильных кислот) и обычно переходят в раствор. При гидролизе алюмосиликатов в качестве труднорастворимого вещества чаще всего образуются глинистые минералы. На скорость гидролиза большое влияние оказывает температура воды; с ее повышением на каждые  $10^\circ C$  скорость реакций увеличивается в два-три раза.

Поведение отдельных химических элементов в ходе гидролиза неодинаково и зависит от ионного потенциала  $Z/R$ , где  $Z$  – заряд иона, а  $R$  – его радиус. Ионы с низким ионным потенциалом – с большим  $R$  и малым  $Z$  (щелочи и щелочноземельные элементы) – легко гидратируются и переносятся в растворе; со средним ионным потенциалом ( $Fe$ ,  $Ni$  и др.) гидролизуются, образуя нерастворимые гидраты или оксигидраты. С высоким ионным потенциалом большинство кислотных оснований (ангидридов) образуют растворимые комплексы.

Большинство процессов выветривания представляют собой экзотермические процессы, т.е. идут с выделением тепла. Подсчитано, что при выветривании 1 кг гранита выделяется примерно 120 ккал тепла.

### ОСНОВНЫЕ ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ПРОДУКТ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

Очень часто можно видеть, что главным результатом химического выветривания являются глинистые минералы. Из-за того, что в своей структуре они содержат  $Si$  и  $Al$ , их принято рассматривать как остаточные. Иногда по их структурной формуле можно видеть определенное сходство глинистых минералов с исходными алюмосиликатами. Однако по мере нарастания глубины их химических превращений эта связь утрачивается.

Наиболее распространенными группами глинистых минералов принято считать: группу гидрослюд, группу монтмориллонита и группу каолинита.

Минералы группы гидрослюд. В литературе в качестве синонимов используют: гидромусковит, иллит, монотермит (Бетехтин, 1961). Химическая формула гидрослюд изменчива и имеет вид:  $K_{<1}Al_2[(Si, Al)_4O_{10}][OH]_2nH_2O$ . В этом виде она близка к мусковиту, у которого часть  $K$  вынесена и остаток гидратирован ( $nH_2O$ ). Однако исследования показывают, что структура изменена сильнее; так, исходные слои мусковита в гидрос-

людях чередуются с пачками каолинитовой или монтмориллонитовой структуры. Гидрослюды – чаще всего продукт разрушения кислых или средних пород. На листе биотита обычно образуется вермикулит. Но это более типично для гидротермальных изменений. В условиях подводного морского выветривания образуется глауконит.

Если сравнить химические формулы гидрослюды и слюды:

$KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH_2]$  – мусковит;

$K_{<1}Al_2[(Si, Al)_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$  – гидромусковит, иллит, монотермит;

$(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3[(Si, Al)_4O_{10}][OH]_2 \cdot 4H_2O$  – вермикулит;

$K_{<1}(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Mg)_{2-3}[Si_3(Si, Al)O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$  – глауконит;

$K(Mg, Fe)_3[Si_3AlO_{10}][OH, F]_2$  – биотит,

то не остается сомнений в том, что гидромусковит весьма похож на мусковит. Достаточно лишь чуть-чуть перейти в раствор калию и присоединиться нескольким молекулам воды, изменения станут реальными даже в условиях земной поверхности (хотя изменения затронут, как уже говорилось выше, и структуру). Видно также, что по химической формуле вермикулит и глауконит ближе к биотиту. Только один из них имеет гидротермальное (вермикулит), а другой чаще всего подводное (морское) происхождение. В ходе этих преобразований частично или полностью теряется калий, происходят изменения в катионной группе (появляется алюминий). В анионной группе перестраивается структура тетраэдров и теряется фтор. Гидрослюды относятся к смешанослойным глинистым минералам.

**Минералы группы монтмориллонита.** Это существенно магниевые и существенно алюминиевые глинистые минералы с подвижной кристаллической решеткой. Для них типичным является гидраргиллитовый октаэдрический слой, который объединяет, находясь между ними, два слоя кремнекислородных тетраэдров, направленных к октаэдрическому слою своими вершинами. Пачки, состоящие из трех слоев, легко раздвигаются, поглощая воду и катионы. При поглощении воды глины набухают, при этом расстояния между пачками увеличиваются с 9,6 до 28,4 Å, что обеспечивает и высокую обменную способность. На 100 г веществ монтмориллонит может содержать от 60 до 100 мг-экв обменных катионов  $Ca^{2+}$ ,  $K^+$ ,  $Na^+$  (в 10-20 раз больше, чем у каолинов). Высокая поглощательная способность монтмориллонита связана с заменой  $Al^{3+}$  на  $Mg^{2+}$  или  $Si^{4+}$  на  $Al^{3+}$ .

В группу монтмориллонита входят:

бейделлит –  $Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$ ;

монтмориллонит –

$m\{Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot p(Al, Fe)_2[Si_4O_{10}][OH]_2\} \cdot nH_2O$ ;

нонтронит –  $(Fe, Al)_2[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$ .

По своей структуре, особенно в ее анионной части, минералы группы монтмориллонита близки к слюдам. Наличие в катионной

части магния указывает на возможную его связь с породообразующими минералами основных и средних пород, хотя он вряд ли может возникнуть из оливинов, диопсида и гиперстена, в составе которых нет алюминия. Алюминий имеется в составе авгита, некоторых амфиболов и в биотите. При анализе условий образования монтмориллонита у поверхности часто появляется вопрос о происхождении Mg и Al. Монтмориллонит часто образуется при гидротермальных преобразованиях минералов. Обычно тогда его кристаллы более крупные и имеют более правильную геометрическую форму. Исходными минералами для образования нонтронита должны служить железосодержащие минералы, а для бейделлита – полевые шпаты и мусковит, хотя принято считать, что бейделлит – продукт выветривания основных и ультраосновных пород. Монтмориллонит часто встречается в составе аэрозолей, куда попадает при вулканических извержениях.

**Минералы группы каолинита.** В группу входят три основных минерала: каолинит, диккит и накрит. Все они имеют одинаковую структурную формулу:  $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$ .

Диккит от каолинита отличается только тем, что в каждом пакете гексагональные элементы разной ориентировки. Накрит по отношению к каолиниту и диккиту занимает как бы промежуточное место – его структурные элементы смещены меньше, чем у диккита. Каолинит – продукт выветривания кислых минералов (ортотлаза, мусковита и некоторых других). Диккит – гидротермальный минерал, встречающийся в ассоциации с сульфидами. Накрит же образуется как в гипогенных, так и в гипергенных условиях.

Близко к минералам группы каолинита находятся галлуазит  $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8 \cdot 4H_2O$  и гарниерит  $Ni_4[Si_4O_{10}][OH]_8 \cdot 4H_2O$ . Оба минерала – гидратизированные разновидности глинистых минералов. Оба они образуются в гипергенных условиях и обычны для выветривания габбро, диабазов, порфириров. Иногда эти минералы встречаются в ассоциации с монтмориллонитом, диаспором ( $Al_2O_3$ ) и алунином  $KAl_3[Si_4O_{12}][OH]_6$ . Последний обычен для гидротерм, богатых щелочами, а диаспор встречается в контактово-метасоматических и в гидротермальных обстановках. В экзогенных условиях они встречаются в месторождениях бокситов.

Дальнейшее разложение алюмосиликатов во влажных и теплых обстановках приводит к образованию окислов и гидроокислов алюминия: гидраргиллита ( $Al(OH)_3$ ), бёмита ( $Al(OH)_3$ ); железа: гематита ( $Fe_2O_3$ ), гётита ( $HFeO_2$ ), гидрогётита ( $HFeO_2 \cdot nH_2O$ ). Все они встречаются как в гипергенных, так и в гипогенных обстановках.

**Распространение глинистых минералов и проблема их происхождения.** В геоморфологических исследованиях глинистые минералы очень часто рассматриваются как индикаторы лан-

Распространенность минералов в глинистой фракции осадочных пород мезокайнозойского возраста (по Е.М. Сергееву, Г.Г. Ильинской, Л.Г. Рекшинской, В.Т. Трофимову, 1963)

Возраст пород	Количество образцов (%), у которых преобладающими минералами среди частиц <1 мк							
	гидро- слюда	монт- морил- лонит	бей- дел- лит	каоли- нит	галлу- азит	гидро- окислы железа	кварц	карбонаты и другие минералы
Четвер- тичный	65,4	8,0	9,0	14,5	0,35	1,0	1,6	0,65
Неоге- новый	62,3	15,0	6,7	14,5	1,5	0,0	0,0	0,0
Палеоге- новый	42,3	47,9	1,4	8,4	0,0	0,0	0,0	0,0
Меловой	64,0	36,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Юрский	57,0	39,0	0,8	3,2	0,0	0,0	0,0	0,0
Среднее	58,2	29,18	3,58	8,02	0,37	0,2	0,32	0,13

дшафтно-климатических условий рельефообразования. Наиболее распространенным является представление о том, что каолинитовые глины – свидетельство более теплых (даже жарких) и влажных условий, монтмориллонитовые – теплых и сухих, а гидрослюдистые – умеренно влажных и прохладных. Иногда в пробах рыхлых отложений того или иного возраста и происхождения отыскивается минералогический спектр глинистых минералов, и затем уже делаются те или иные заключения в соответствии с описанной выше схемой. Вместе с тем, хорошо известно, что глинистые минералы могут образовывать простые временные ряды, где каждый из минералов просто одна из стадий в пути превращения первичных алюмосиликатов в глины. Так, И.М. Гинзбург (1946) описывает три возможных ряда: 1) мусковит-иллит-монтморит-каолинит; 2) мусковит-иллит-бейделлит-монтмориллонит-галлуазит-метагаллуазит-каолинит; 3) биотит-гидробиотит-вермикулит-монтмориллонит-галлуазит-каолинит. К сожалению, пока нет лабораторных данных, позволяющих определить временной шаг, с которым один глинистый минерал переходит в другой. В связи с этим кажутся интересными опыты выяснения особенностей пространственного и временного анализа в распространении глинистых минералов. По пространственному анализу большой интерес представляет исследование Н.А. Грабецкой (1971). Пытаясь обнаружить климатическую приуроченность различных глинистых минералов, она проанализировала состав глинистых минералов в современных покровных склоновых отложениях на различных широтах – от Южной Карелии

до влажных тропиков. Ею было установлено, что во всех ландшафтно-климатических обстановках преобладают гидрослюды и монтмориллонит. Удалось также доказать, что глинистые отложения в покровные суглинки чаще всего попадают с аэрозолями. Интересно, что доля монтмориллонита в спектре глинистых минералов растет с приближением к вулканическим областям. И не исключено, что монтмориллонит – это измененные в атмосфере тонкие фракции вулканических пеплов.

Данные Н.А. Грабецкой подтверждает и временной анализ распространения глинистых минералов различного состава (табл. 4). Здесь гидрослюды и монтмориллонит составляют ведущую группу глинистых минералов для всех пород мезокайнозоя. При этом гидрослюд бывает в среднем больше в два-три раза, чем глины монтмориллонитового состава. Интересно также то, что доля гидрослюд заметно увеличивается, начиная с неогена. В теплые юрский, меловой и палеогеновый периоды на долю каолинита и галлуазита приходится менее 10%, а в неогене и в четвертичное время их содержание увеличивается до 15%. В относительно холодное время доля минералов каолиновой группы оказалась большей, чем в теплое. Если эти цифры представительны, то складывается впечатление о том, что со временем каолиновые глины накапливаются, что можно объяснить лишь их переотложением. Судя даже по этим двум работам, говорить о четкой ландшафтно-климатической предопределенности глинистых минералов разного состава пока преждевременно.

### **ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАБОТЫ В ОБЛАСТИ ИЗУЧЕНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ**

Процессы выветривания протекают весьма медленно в одних случаях и достаточно быстро в других. Их интенсивность подвержена различным изменениям при изменении природных обстановок. Многие виды разрушения пород в гипергенных и гипогенных условиях дают близкие результаты по механическому и минералогическому составам. И это создает трудности при разделении эндогенной и экзогенной составляющих в ходе полевых исследований. Не очень ясны и результаты действия отдельных факторов разрушения пород. В силу этого разные исследователи один и тот же набор признаков, встречающихся у рыхлых отложений, интерпретируют палеогеоморфологически неоднозначно. И уже давно назрела необходимость проведения экспериментальных исследований. Возник круг вопросов для процесса как физического, так и химического выветривания. Существуют специальные лаборатории во Франции, Канаде, Великобритании. Ряд интересных экспериментов выполнен в Советском Союзе. Не описы-

вая каждый эксперимент подробно, можно сказать, что в области физического выветривания получены следующие интересные результаты: 1) при морозном выветривании большое значение имеет водность породы, частота колебаний (а не их амплитуда) с переходом через ноль (Тарр, 1915; Суходровский, 1962; и др.); 2) для разрушения пород большое значение имеют химический состав и концентрация природных растворов; 3) при замораживании влажных частиц их механический распад происходит при более высоких температурах по сравнению с температурой воды, замерзающей в микропорах, в микротрещинах и капиллярах; при этом на поверхности вновь открытых трещин возникает железистая пленка; 4) разные по крупности обломки разрушаются с различной скоростью; быстрее других разрушаются частицы размером фракции 2,5-5,0 см (при уменьшении и увеличении размеров скорость их разрушения падает), т.е. обломки разных размеров в составе рыхлых отложений живут неодинаковое время. Даже этот неполный перечень полученных результатов позволяет говорить о том, что физическое разрушение пород и минералов представляет сложное явление, в котором упругая напряженность механической природы, связанная с приложением сил извне, накладывается на внутреннюю неоднородность и напряженность электростатической природы. Электрофизические явления образуют начало химических превращений, которые приводят к механическому распаду пород как к промежуточному продукту процессов разрушения.

Эксперименты в области химического выветривания проводил по наиболее полной программе Педро (1971). На экстракторе Сокслет им изучалось химическое выветривание трех видов пород: гранита, базальта и трахиандезита; в ходе эксперимента менялась температура в пределах 20-70°C, pH и скорость дренажа. Основные его результаты можно свести к следующим положениям. П о в е д е н и е к р е м н е з е м а : кремнезем выносится из всех видов пород; при pH ниже 9 он находится в мономолекулярном виде  $\text{Si}(\text{OH})_4$ , выше 9 полимеризуется, превращаясь в полимер  $[\text{SiO}(\text{OH})_2]_n$ ; количество вынесенного кремнезема тем больше, чем больше основность породы, чем больше щелочей и чем выше кислотность породы; повышение температуры растворов также стимулирует его вынос. П о в е д е н и е а л ю м и н и я : вынос алюминия идет за счет разрушения тетраэдров, легче протекает в кислой среде; при  $\text{pH}=2,5$  алюминий выносится в виде свободного иона; при большой скорости дренажа образуется комплексный ион  $[\text{SiAlO}_2(\text{OH})_2]_k$ ; в условиях медленного дренажа алюминий выпадает в осадок в виде гидроокисла. П о в е д е н и е ж е л е з а : существенную роль здесь играет pH среды – железо выносится лишь в кислой среде; температурный фактор не меняет общего баланса железа, но оказывает влияние на новообразования; красные окислы образуются при высоких температурах; в



зоне аэрации железо близко по поведению к алюминию, в восстановительных условиях – к поведению магния. Поведением магния: вынос Mg зависит от рН среды – с понижением рН его вынос увеличивается; при повышении температуры вынос магния также растет.

### АНАЛИЗ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПРИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Ранее мы уже обращали внимание на основные проблемы использования результатов анализа процессов выветривания и образовавшихся в их ходе продуктов (рыхлого вещества) в интересах геоморфологии. И таких основных проблем две: 1) оценка противоденудационной стойкости пород; 2) возможность восстановления древних ландшафтно-климатических условий по свойствам рыхлых отложений. В данной работе уже обращалось внимание на сложность явлений, связанных с элювиальным морфолитогенезом. Было отмечено, что относительно простые основания, положенные в основу палеогеоморфологической интерпретаций анализов вещественного состава рыхлых отложений, требуют уточнений.

Оценка противоденудационной стойкости горных пород. Это большая и до сих пор окончательно не решенная проблема. Главные трудности ее решения заключаются в том, что ни одна из известных физических и химических характеристик породы сама по себе не определяет ее противоденудационной стойкости (как не определяет ее и единая их комбинация). Более того, как показали исследования И.С. Шукина (1960), одна и та же порода в одних природных условиях ведет себя как относительно стойкая, в других – как податливая. Для каждого типа климатических условий приводится свой собственный ряд пород возрастающей противоденудационной стойкости. Г.С. Ананьев (1975) подтверждает представления И.С. Шукина. Поскольку приведенные им ряды не имели количественной характеристики, то лучше оценивать их в баллах для каждого региона. Удобно число баллов определять местом, которое занимают те или иные породы в установленном ряде противоденудационной стойкости для каждого из регионов отдельно (табл. 5).

Из табл. 5 видно, что нельзя утверждать, будто наименее стойкими являются магматические породы основного состава. Хотя это мнение широко распространено.

Возможность восстановления палеогеоморфологических обстановок по свойствам рыхлых отложений. По-видимому, такая возможность есть, и каждое из известных свойств вещественного состава рыхлых отложений несет свою собственную информацию об условиях

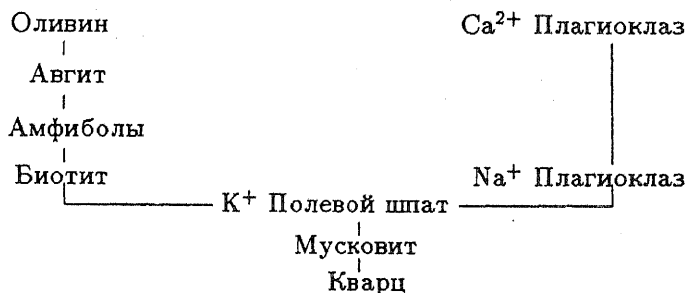
Таблица 5

Противоэрозионная устойчивость горных пород в разных климатических зонах, по данным Г.С. Аманьева (1975) (с изменениями)

Породы	Антарктида	Тундра (хр. Полоусный СВ СССР)	Тайга			Сухие степи	Устьюг (Западный Казахстан)	Западный Кавказ	Западная Африка	Эксперименты	
			Забайкалье	Средняя Сибирь	Верхнеколымское нагорье					Coutard, 1971	Rahn, 1974
Осадочные: глины алевролиты+ песчаники конгломераты известняки+ доломиты			1	1	1-2	1	1 2			2	1
Метаморфические: фашия зеленых сланцев фашия амфиболитов											2
Магматические: интрузивные кислые средние основные	1	3	2-3	2				3	4	1	3
Эффузивные: кислые средние основные	2	1-2	1-2	2	5 6	3	1	1	1-2		4
Эффузивно-осадочные	3	4	3	3	3 7 7	2	1	2			3
		4	3		3-4	2	2				3
		4	3		2	4	2				

Примечание. Цифра в колонке означает относительную прочность: чем больше число, тем выше прочность пород в данной колонке. Нельзя сравнивать цифры между колонками.

их образования. Гранулометрический состав рыхлых отложений несет в себе сложную информацию о свойствах пород, из которых он образовался; условиях сноса и отложения в промежуточных и концевых бассейнах; ландшафтно-климатических условиях мест возникновения, переноса и отложения материала; при этом разные по размерам частицы обладают неодинаковой по объему "памятью о прошлом" (наиболее информативны "коротко живущие обломки"). Морфологический и морфометрический анализы практически несут информацию, близкую к той, которую несет гранулометрический состав обломков. Местами он ее дополняет, в других случаях дает взаимоисключающие результаты. Минералогический анализ и петрографический анализ обломков дополняют предыдущие и также помогают более уверенно принимать то или иное палеогеоморфологическое решение. Очень важным является понятие – устойчивость минералов к выветриванию. Для этой оценки обычно используют шкалу в баллах, построенную на основании ряда, предложенного Голдичем (1938). В нем сверху вниз устойчивость минералов возрастает:



Для целей палеогеоморфологического анализа важно было бы рассмотреть все стороны прихода-расходного баланса вещества в ходе процессов выветривания. В рамках минералогического анализа баланс вещества складывается из ассоциации минералов в исходной породе (минералы из протолок или шлифы). В результате выветривания формируются: обломочный материал того же состава (результат физического дробления породы), глинистые минералы, новообразованные минералы (карбонаты и гидрокарбонаты, сульфиды и окислы), а также водные растворы. Материал, вынесенный с водными растворами, – это отрицательная статья баланса. Обычно минералогически он может быть определен как разность исходного и вновь образованного материала. На минералогическом уровне точно это определить, как правило, не удается, поэтому в дополнение к минералогическому полезно использовать данные валового химического анализа. Последний приводится со всеми компонентами уравнения баланса вещества. Химический состав современных поверхностных и подземных вод дает не очень много, так как характеризует

лишь современный этап выветривания; с помощью экстраполяции этих данных в прошлое больших результатов получить нельзя, так как многое воссоздать не удастся. А вот изучение конкреций, пленок и других видов новообразований часто позволяет получать дополнительную информацию о ходе процесса выветривания. Так, например, наличие карбонатных включений, пленок и корочек, несомненно, свидетельствует о том, что более подвижные катионы были вынесены. Наличие кремнисто-карбонатных пленочек – свидетельство того, что в подвижное состояние уже перешел кремнезем. Полезны данные и о новообразованиях иного состава. Специальный анализ корочек, пленочек, конкреций иногда раскрывает и противоречивые тенденции в условиях выветривания, так как один признак может свидетельствовать об одних условиях образования рыхлого материала, а другой – о других.

Так, например, в минералогическом анализе часто исследуют поведение титансодержащих минералов. Обычно для этого используются ильменит и сфен. В настоящее время принято считать, что ильменит, теряя окислы железа, в ходе выветривания постепенно переходит в лейкоксен и далее в рутил. А в теплых и сухих условиях в подвижное состояние переходит титан, а на месте в виде пленок остается гематит. Отсюда делается вывод о том, что лейкоксенизация – признак умеренно влажных условий, а гематитизация (лимонитизация) – сухих и теплых. Иногда получаются и более сложные комбинации процессов. При восстановлении палеогеоморфологических условий по продуктам выветривания необходимо иметь в виду то, что в них действительно содержится информация о соотношении тепла и влаги той среды, в которой происходило разрушение и преобразование исходных минералов и пород. Однако по их вещественному составу далеко не всегда удастся однозначно выделить источник тепла и влаги. Так, нередко мы вправе предположить, что источником тепла служит солнечная энергия и изменение вещественного состава – следствие климатических изменений. Однако, как было показано выше, в разрушении пород могут принимать участие и эндогенные источники тепла (контакт пород и потоков вулканических лав, гидротермы). То же самое можно было бы сказать и о влаге. Наряду с атмосферным увлажнением большая роль в разрушении пород принадлежит подземным водам, в том числе и водам ювенильного происхождения. Продолжительность воздействия воды на коренные породы и общий эффект разрушения в существенной мере определяются рельефом, от которого зависит скорость стекания поверхностных вод, глубина залегания подземных вод и др. И породы, оказавшись в плакорных условиях, трансэлювиальных (склоновых), супераквальных и субаквальных, разрушаются с различной скоростью. Так, крутые склоны должны оказаться более устойчивыми к денудации, так

как разрушение сухих пород идет со скоростью на 2-3 порядка меньше, чем влажных. Отсутствие продуктов выветривания должно привести к уменьшению скорости выветривания. И поэтому в ряде случаев крутые склоны, сложенные прочными коренными породами, могут оказаться наиболее древними элементами геоморфологического ландшафта.

Важным фактором, определяющим разнообразие вещественного состава рыхлых отложений, является время, определяющее продолжительность процессов выветривания. Даже на близко расположенных участках одного и того же склона можно встретить вещество рыхлых отложений, находящихся на разной стадии его разрушения.

Процессы выветривания приводят к формированию толщи элювия, строение которой тесно связано с ландшафтно-климатическими условиями. В хорошо выраженном элювиальном покрове в гумидно-бореальных условиях удается выделить три его части.

Верхний горизонт элювия, включающий в себя почвенные гор. А, обогащенный гумусом, и гор. В, представленный породой, существенно преобразованной биохимическими процессами почвообразования. Для этого горизонта существенным является процесс преобразования минерального вещества и превращения его во вторичное органико-минеральное вещество. И хотя первичное вещество, образованное в ходе процессов выветривания, и присутствует в этом горизонте, но оно имеет главным образом остаточный характер. Его анализ следует дополнять анализом новообразований. Баланс остаточного и вторичного материала может позволить сделать вывод об объеме и характере вынесенного вещества. Не меньшее значение имеют и процессы появления новообразований и накопления органического вещества, которое поступает сюда в виде ветоши и грубого гумуса и в конечном счете превращается в тонкий гумус.

Средний горизонт элювия чаще всего представлен дезинтегрированными минеральными новообразованиями, с существенным привнесом из вышележащих горизонтов определенного рода иммигрантов – в зависимости от климатических условий это могут быть одновалентные анионы и катионы или менее подвижные двухвалентные. В условиях умеренного климата для лесных сообществ и соответствующих типов почв известно существенное содержание и трехвалентных мигрантов, прежде всего железа. Для этой части элювиального покрова типично образование мелкозема с определенным минералогическим составом, чаще всего здесь преобладают гидрослюды и изредка встречается монтмориллонит.

Базальный горизонт – это обломочный горизонт элювия (иногда называемый "разборной скалой"), практически перемещенный.

Для образования верхнего гумусового и покровного горизон-

тов элювия требуется время порядка сотен и тысяч лет.

Для формирования второго горизонта требуется большее время, так как в нем идет разрушение крупных обломков и образование мелкозема. Можно предполагать, что здесь происходит накопление материала за время, на порядок величин большее времени формирования покровного элювиального горизонта.

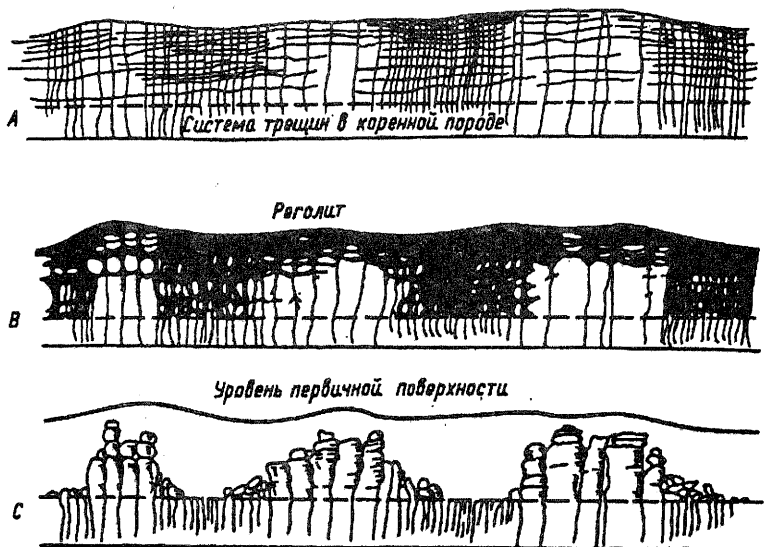


Рис. 14. Стадии эволюции торов, образующихся при глубоком химическом выветривании (по Linton, 1955): А – начальная форма; В – глубокое выветривание; С – снос реголита

Нижний горизонт образуется быстро, потому что для возникновения трещин достаточно сравнительно короткого времени. Но существует этот слой долго, и это время тем больше, чем глубже располагается базальный горизонт. Таким образом, в ходе функционирования процессов выветривания за длительное время образуются отдельные горизонты. И их морфологическая выраженность есть некоторая характеристика зрелости процесса. Если рассматривать процессы, протекающие в элювиальных обстановках на длительной перспективе времени, то видно, что существует такой его отрезок, где некоторый выделенный объем коренной породы, из которой формируется элювий, проходит все три стадии разрушения, соответствующие выделенным горизонтам. По истечении этого времени можно говорить о том, что в элювии больше не остается обломков – свидетелей предшествующего этапа формирования элювия. Такой отрезок времени

характеризует функционирование элювиальных элементов флювиальных морфолитосистем и его следует называть периодом реновации, который измеряется величиной в несколько тысяч лет. При глубокой денудации третий (базальный) горизонт элювия может быть выведен на дневную поверхность. Этот процесс отчетливо проявляет себя в возникновении и эволюции топов (рис. 14).

Заканчивая анализ процессов выветривания и элювиообразования, определяющих ход элювиального морфолитогенеза, следует подчеркнуть три основных вывода: 1) выветривание – сложный процесс разрушения горных пород, который часто начинается еще в земной коре и лишь завершается в условиях гипергенеза, поэтому в нем полезно выделять его экзогенную и эндогенную составляющие; 2) элювиальный морфолитогенез является исходным звеном в цепи экзогенного рельефообразования; 3) элювиальный морфолитогенез – следствие не только процессов выветривания, но и общей денудации, так как без последней рельеф меняет свои черты крайне незначительно.

## СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И МОРФОЛИТОГЕНЕЗ НА СКЛОНАХ

### ПОНЯТИЯ "СКЛОН" И "СКЛОНОВЫЙ ПРОЦЕСС". РАСПРОСТРАНЕНИЕ СКЛОНОВ

Склоном принято называть участок поверхности литосферы, обладающий наклоном, величина которого достаточно велика для того, чтобы определить ход развития данной поверхности как единого целого на всей его площади. Систематическое и направленное изменение склона под воздействием определенного фактора, действие которого обусловлено наличием наклона всей поверхности склона, рассматривается как склоновый процесс.

Изменение рельефа поверхности склона происходит в результате явлений обваливания, осыпания, оползания, отседания, плоскостного смыва, массового движения чехла обломков. Это основные склоновые процессы, каждый из них подразделяется в зависимости от конкретной обстановки на несколько модификаций (Спиридонов, 1958, 1963; Воскресенский, Зорин, Симонов, 1960; Воскресенский, 1971).

Как склоны часто рассматриваются и огромные территории с достаточно сложным рельефом, например восточный и западный склоны Приволжской возвышенности, северный и южный склоны Большого Кавказа. Такие склоны состоят из более мелких элементов и форм: горизонтальных междуречных плато, площадок террас и множества "элементарных склонов". "Элементарные", или иначе относительно "простые", склоны отличаются однообразно ориентированным уклоном от вершины – самой верхней их части и до подножия (или подошвы), относительно небольшими неровностями своей поверхности и тем, что склоновые процессы протекают однообразно и взаимосвязанно на всей поверхности склона. Благодаря этому частица вещества, начавшая движение, в ходе развития смещается через всю нижерасположенную часть склона к его подошве. Здесь в подавляющем большинстве случаев она захватывается другими агентами денудации – реками, ледниками и т.п.

По наличию чехла обломков склоны делятся на закрытые и открытые. На первых поверхность сложена специфическими образованиями, формирующимися в ходе склоновых процессов, – склоновыми образованиями. На вторых слагающая склон "коренная" порода выходит на поверхность. Это в большинстве круглые



склоны, уклон которых превышает 35-40°.

Склоновые образования возникают в основном за счет горных пород, слагающих склон, и лишь в небольшой мере за счет эоловой пыли.

Интенсивность и специфика движения вещества на склонах зависит от нескольких факторов: крутизны склона, особенностей горной породы, слагающей склон, увлажнения склона, растительного и почвенного покрова. Сочетание этих факторов, роль каждого из них определяют тип перемещения вещества на склоне, т.е. тип склонового процесса.

На склонах, крутизна которых больше крутизны естественного откоса (35-37°), преобладают обваливание и осыпание. Конечно, одновременно происходит и смыв мелких частиц, в том числе и на аккумулятивной части обвальных и осыпных склонов. Выше снеговой границы обвалы и лавины определяют все развитие склонов.

На склонах крутизной менее угла естественного откоса, но более 12-15° обваливание и осыпание замещается процессами оползания, для которых необходимы определенные гидрогеологические условия и литология горных пород. Оползание часто сочетается с делювиальным смывом и массовым движением обломков, чехол которых покрывает склон. Делювиальный смыв и массовое движение чехла обломков (включающее дефлюкцию, полярную и тропическую солифлюкцию, курумы, "мерзлотный крип" и другие разновидности массового движения обломочного материала) происходят и на отлогах склонах. Даже на склонах крутизной 1-2° протекают эти процессы, хотя здесь их интенсивность и невелика. В прошлом почти все склоновые процессы назывались "делювиальными", хотя уже в начале XX в. были опубликованы работы (Гётцингер, В. Пенк, Шарп, Герасимов), показавшие, что смыв происходит не повсеместно и делювием следует называть только продукты отложения дождевых и талых вод.

Участие того или иного склонового процесса на конкретном склоне меняется с течением времени в ходе развития самих склонов и изменения климатической или тектонической обстановки. Меняются интенсивность и сочетания склоновых процессов.

Значение каждого из процессов в формировании рельефа в целом трудно поддается точной оценке. Можно легче составить представление о распространении каждого из процессов, используя данные о встречаемости склонов разной крутизны (табл. 6). Распределение высот и расчлененность рельефа на разных материках отличаются мало. И в границах Алтайского края соотношение площадей гор и равнин примерно такое же, как и в Евразии в целом: доля горного рельефа измеряется 32 и 34% соответственно (Воскресенский, Тимофеев, 1970; Атлас Алтайского края, 1979).

Из табл. 6 видно, что отлогие склоны преобладают не только

## Площади склонов различной крутизны

Крутизна склонов, град.	Евразия		Алтайский край
	площадь, тыс. км	доля, %	доля, %
1	5400	10	15
1-10	32100	61	56
10-20	10600	19	21
20-35	4200	8	6
35	1100	2	2

на равнинах, но и в горах. Доля крутых склонов, на которых протекают процессы обваливания и осыпания, для чего необходима крутизна более величины угла естественного откоса, составляет менее 2% общей площади, поскольку часть склонов круче 35° прикрыта чехлом обломков.

## ОСОБЕННОСТИ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА СКЛОНАХ

Обычно выветривание рассматривается применительно к горизонтальной (или слабонаклонной) поверхности. Такой подход несправедлив, поскольку большая часть поверхности суши (приблизительно 4/5) представляет собой склоны, прикрытые движущимся чехлом обломков.

На склонах, где коренные породы выходят на поверхность, на них действует высокоградиентное температурное выветривание. Колебания температуры поверхности зачастую здесь превышают 40-50, а в пустынях - 60-80° (Аристархова, Федорович, 1971).

На крутых склонах быстрее протекает и химическое выветривание. Так, в высоких горах Тянь-Шаня и Памиро-Алая химическое выветривание, оцененное по модулю ионного стока, составляет 100-200, а для страны в целом - всего 17 т/км<sup>2</sup>. Даже для территории Индонезии, где климат влажный тропический, но склоны в большинстве отлогие, модуль ионного стока составляет только 40 т/км<sup>2</sup> (Алекин, Бражникова, 1963).

Чехол обломков - это "щит", прикрывающий от выветривания горные породы. Через него не проникает высокоградиентное температурное и морозное выветривание. Относительно мало меняется и увлажненность. Химическое выветривание под чехлом обломков также ослаблено. Оно сосредоточено в основном в верхних слоях - в почве.

При благоприятных климатических условиях (избытке тепла и влаги) процессы почвообразования относительно быстро проникают в толщу горных пород. Если же благоприятные условия

сохраняются геологически длительное время, то формируются коры выветривания. Последние рассматриваются как почва многими исследователями (Глазовская, Петров, 1967; Перельман, 1968; и др.). Иногда формируются "бронированные" коры - железистые, латеритные, кальцитовые, гипсовые. Они хорошо защищают подстилающие горные породы от воздействия агентов денудации. Для склонов формирование таких бронированных образований нехарактерно.

Поднятие к поверхности крупных обломков ("вымораживание") происходит на склонах быстрее, чем на субгоризонтальных поверхностях. Известно, что крупные обломки, отделившиеся от коренной породы (при чехле обломков мощностью 1,0-2,5 м), уже в 10-20 м ниже по склону начинают появляться на поверхности, где поступают в сферу интенсивных колебаний температуры и влажности и почвообразования.

Перемещение чехла обломков сопровождается концентрацией тонкого материала в линзах и прослоях и клинообразных телах. В ходе смещения по склонам эти образования сложно деформируются.

В ходе массового смещения чехла обломков происходит обламывание резко выступающих ребер и углов, стирание поверхностей граней. На глыбах и щебне постоянно можно наблюдать "оторочку" выветривания толщиной в несколько миллиметров. Движение обеспечивает обновление экспозиции за счет стирания выветрелой оторочки. На склонах, где происходит делювиальный срыв, удаление тонкого материала способствует лучшей экспозиции поверхности глыб и щебня химическому и физическому выветриванию.

Из-за постоянного воздействия движущегося материала на подстилающую коренную породу, разбитую трещинами, последние расширяются, в них заталкивается мелкозем, постепенно расклинивающий их. Близ контакта движущегося чехла обломков из трещиноватой горной породы - разборной скалы - формируется "горизонт кос" (описанный еще Гётцингером и Пенком). Таким образом, горные породы выветриваются в основном уже после того, как их обломки (щебень, дресва, глыбы) были вовлечены в движение. Движущий чехол обломков постепенно срезает ("стесывает") поверхность коренных пород и тем быстрее, чем больше скорость его движения и мощность.

Хотя формирование склонов происходит в результате комплекса различных склоновых процессов, рассмотрение последних необходимо вначале сделать отдельно. Начнем с делювиального процесса, который в прошлом принимался за основной.

## ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Смыв частиц почвы или грунта дождевыми и талыми водами называется делювиальным смывом. Он может быть струйчатым или бороздчатым. В первом случае струйки стекающей по склону воды, то сливаясь, то разветвляясь, образуют сеть на поверхности склона. Во втором вода стекает по бороздкам – линейным углублениям иногда до 10-20 см. Из борозд в ходе развития могут возникнуть промоины и овраги. Продукты делювиального смыва накапливаются на горизонтальных поверхностях, если такие есть у подошвы склона, и дают начало своеобразной горной породе – делювию. На склоне, с которого удаляются частицы мелкозема, образуется дресвяно-щепнистая горная порода, в отечественной литературе пока не получившая названия. В зарубежной ее называют иногда "склоновый перлювий".

Распашка и выпас скота изменяют условия стока на склонах. Делювиальный смыв усиливается. При этом почвы иногда уничтожаются полностью. За счет нарушения прежде всего естественного почвенного покрова наша планета уже потеряла около половины исходной биомассы (Миланова, Рябчиков, 1976).

Интенсивность делювиального процесса зависит от: 1) количества стекающей воды; 2) скорости ее стекания; 3) разрушающего действия капель дождя; 4) свойств грунта; 5) сомкнутости растительного покрова; 6) неровностей в микрорельефе склона.

Количество стекающей воды определяется площадью водосбора, соотношением интенсивности дождя (или таяния снега) с величиной просачивания и испарения. При ливнях (дождях с интенсивностью более 0,5 мм в минуту) просачивается и испаряется влаги сравнительно немного.

Чем длительней и интенсивней ливень, тем выше коэффициент стока, а главное, величина (слой) стока. Основной смыв происходит при редких "экстремальных" ливнях. Длительные "обложные" дожди имеют интенсивность в сотые доли миллиметра в минуту. Значительная доля выпавшей влаги теряется при этом на просачивание и испарение.

По поверхности склона количество стекающей воды распределяется неравномерно – ее больше в нижней части склона, и к тому же время действия смыва здесь более длительно. На склонах большой протяженности (сотни метров) глубина струй достигает более 10 мм, и постоянно наблюдается переход от струйчатого стока к стоку бороздчатому.

Скорость стекания воды на склоне зависит от ее количества, проходящего через единицу сечения, и от уклона поверхности. Измерение на опытных станциях показало, что количество смытого материала пропорционально квадрату величины стока воды и прямо пропорционально синусу угла наклона поверхности склона.

Поскольку в нижней части склона больше масса стекающей воды, больше скорость ее течения, здесь возрастает и эрозионная способность плоскостного смыва. Вместе с тем к нижней части склона стекающая вода имеет все более повышенную мутность и перегружена относительно грубым материалом, влекомым по поверхности грунта. Это несколько уменьшает интенсивность смыва.

Кроме мелкозема переносится и крупный материал – галька и щебень. Это происходит медленно и совершается следующим образом. Струйки воды обтекают выступающий над поверхностью склона крупный обломок. Они создают бороздки по его краям и углубление с его нижней стороны. Когда эти углубления становятся соизмеримыми по величине с размером обломка, последний "переваливается" в углубление. Обтекание и подкапывание повторяются, и обломок смещается вниз по склону. Об этом процессе смещения плоскостным смывом относительно крупного материала писал еще Девис, но обстоятельно в лабораторных условиях его исследовал А.М. Калинин (1967). Следует заметить, что если в природе рассматривать распаханые склоны (где происходит интенсивный делювиальный смыв), то приходится констатировать отсутствие углублений по бокам и ниже крупных обломков.

В последние десятилетия большое значение стало придаваться разрушительному действию на грунт капель дождя (Заславский, Ларионов, Докудовская, Тарабрин, 1981). При ударах капель разбиваются почвенные агрегаты, образованные пылеватыми и глинистыми частицами, и при этом мелкозем разбрасывается и относительно легко перемещается струями стекающей дождевой или талой воды. Не менее важно и то, что удары дождевых капель увеличивают транспортирующую способность склоновых потоков малой глубины. При этом содержание наносов в потоке увеличивается в 10-25 раз (табл. 7 из работы М.Н. Заславского и др., 1981).

При изучении эрозии почвы используется понятие "эрозионный индекс осадков". Последний представляет собой произведение кинетической энергии дождя на его 30-минутную максимальную интенсивность. Кинетическая энергия дождя определяется по формуле

$$\sum_k = \sum_{n=1}^n [24,73 + 8,94 (\lg 2,364 \cdot I) h],$$

где  $n$  – число периодов с постоянной интенсивностью дождя;  $I$  – интенсивность дождя, мм/мин;  $h$  – слой осадков за период постоянной интенсивности дождя, мм (Заславский и др., 1981).

Построена (для европейской территории страны) карта эрозионного индекса дождей. Наибольшая величина индекса свойст-

Таблица 7

Разбрызгивание и смыв почвы при искусственном дождевании размером 0,70х 2,14 м\*

Интенсивность, мм/мин		Продолжительность, мин		Разбрызгивание почвы, т/га	Смыв почвы, т/га
дождя	стока	дождя	стока		
1,03	0,93	76	65	8,3	4,1
1,64	0,63	43	19	1,6	1,3
1,72	1,63	43	33	25,5	26,3
1,70	1,60	33	15	13,5	8,7
1,71	1,33	43	23	7,7	4,8
2,53	2,33	24	14	25,6	5,1
2,80	2,67	24	19	32,7	38,6
2,67	2,47	24	24	49,8	27,5
2,55	2,38	24	18	54,7	13,7

\* Для опыта брались бурые лесные почвы Черноморского побережья Кавказа. Интенсивность дождя и продолжительность его очень велики, а коэффициент стока много больше наблюдаемого в природе.

венна Кавказу, Левобережной Украине, Предкавказью и Прикаспийской низменности. Величина эрозионного индекса меняется в течение года.

При наличии естественной растительности удары капель в малой степени достигают почвы, а поэтому почти не оказывают влияние на ход делювиального смыва.

Влияние особенностей грунта довольно разнообразно. Струи плоскостного смыва легко смывают пылеватые частицы, перекапывают песчаные зерна и медленно смещают зерна гравия и щебенки. В основном переносятся пылеватые частицы, в то время как песчаные движутся замедленно. Поэтому и суммарный снос их по сравнению с алевритом играет гораздо меньшую роль. Тонкие глинистые частицы при размокании грунта переносятся в ходе плоскостного смыва сравнительно легко. Но в природе они образуют обычно сложные агрегаты, а иногда служат "цементом", скрепляющим более крупные частицы. На разрушение агрегатов, скрепленных глинистыми частицами, требуется время большее, чем длительность дождей такой интенсивности, в результате которых возникает поверхностный сток. Поэтому глинистые грунты в естественном состоянии очень стойко сопротивляются размыву струями плоскостного смыва.

Растительность регулирует плоскостной смыв. Сомкнутый растительный покров с его плотной дерниной исключает делю-

виальный смыв. По И.К. Джабарову (1967), на задернованных склонах даже крутизной 30-35° смыва почти нет. На опытных площадках с уклонами 22° залесенных горных склонов Закавказья установлено наличие смыва около 1 м<sup>3</sup> с 1 км<sup>2</sup> в год, что соответствует ничтожному слою денудации 0,001 мм/год (1 м за миллион лет).

В сухой степи, лесотундре, тундре и в естественных условиях делювиальный смыв достигает значительных величин. Слой, сносимый за год, по разным данным составляет 0,1-0,2 мм в год. В горах (юг Франции, Прованс) при уклонах 40-45° и разреженной естественной растительности отмечены темпы делювиального смыва до 4 мм/год (Габер, 1965).

М.Н. Заславский (1981) предлагает считать уменьшение запасов гумуса в почве как основной критерий смывости почв. По данным Линке (1966), на территории со "старинной сельскохозяйственной культурой" толщина удаленного слоя за 100 лет составляет 140 мм, а за тысячу лет - 1200 мм. В Сенегале (Розе, 1967) при уклонах 1-2° и слое стока 300 мм/год на пашнях за 10 лет смыв составил 66 мм. Близкие величины получены тысячами других исследователей.

Величины, получаемые при изучении смыва на распаханых склонах, повсеместно больше величины денудации, определенной по твердому стоку рек. Более половины, иногда три четверти мелкозема, смываемого с полей, не достигает русел рек. Часть отлагается на нижних участках склонов, где сохранилась естественная растительность, часть откладывается на поверхности пойм и террас. Процесс с участием антропогенного фактора и без него в принципе сходен, но велико различие в интенсивности.

Отложившийся материал называется делювием, который слагает делювиальные "шлейфы" мощностью от 1 до 20 м (рис. 15). Для делювия характерны однородность, вертикальная отдельность, пористость 30-50%, едва заметная слоистость, карбонатность, наличие горизонтов погребенных почв. Делювиальные шлейфы формируются на террасах рек, озер, моря. Стекающая со склонов вода в значительной мере фильтруется в отложения террас, частью испаряется при медленном течении на слабонаклонной поверхности. Оседающий материал оказывается в сфере постоянного влияния изменений температуры, влажности и покрывается растительностью. Проникновение этих изменений от поверхности в глубину приводит к формированию вертикальных микротрещин используемых корнями растений. Едва заметная слоистость при общей однородности осадка оказывается затуханной вертикальной отдельностью.

Накопление делювия на шлейфах происходит импульсами после значительных ливней. Судя по мощности делювия шлейфов и возрасту террас, на которых они сформировались, средняя интенсивность осадконакопления измеряется десятками долями милли-

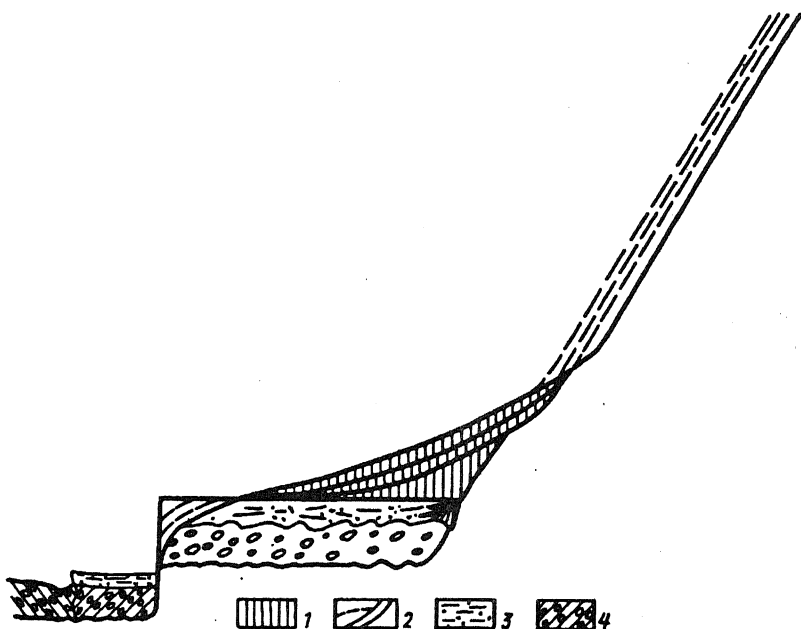


Рис. 15. Развитие делювиального склона при устойчивом положении его основания: 1 – толщина делювия; 2 – положение поверхности склона на разных этапах развития; 3 – аллювий пойменной фации; 4 – аллювий русловой фации

метров в год. Понижение ее отмечается горизонтами погребенных почв.

#### ПРОЦЕССЫ МАССОВОГО ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА ОТЛОГИХ ЗАКРЫТЫХ СКЛОНАХ

Как говорилось выше, около 80% поверхности суши – склоны крутизной менее  $10^\circ$ . При распахке и в благоприятных природных условиях в их формировании существенное значение имеет делювиальный смыв, сочетающийся с медленным смещением чехла обломков вниз по склону. На "естественных склонах" этот процесс выступает как основной. В конечном счете при всеобщей оценке рельефообразующей роли склоновых процессов получается, что массовое движение чехла обломков – главный процесс формирования склонов, а все остальные – осыпные, оползневые, делювиальные и т.д. – только "осложнения", возникающие при определенных условиях на достаточно ограниченных площадях.

Изучение процессов массового движения чехла обломочного



материала на склонах показало, что они разнообразны и по характеру движений, и по их скорости.

Вместе с тем процессы массового движения чехла обломков малозаметны, и поэтому их значение для развития рельефа недооценивалось или вовсе оставалось незамеченным. В действительности в геологическом масштабе времени чехол обломков достаточно подвижен и служит основным поставщиком обломочного материала для других агентов денудации, особенно для водных потоков. Обычно считается, что чехол обломков, образующий земную поверхность, подготовлен к движению выветриванием, раздробившим скальные горные породы. Это верно только отчасти. Дело в том, что в перигляциальных условиях под чехлом обломков мощностью 1,0-1,5 м выветривание протекает медленно (Махинов, 1984, 1985; Суходровский, 1979). В условиях влажных тропиков, где физическое выветривание ослаблено, химическое выветривание проникает относительно быстро – 1 м в тысячу лет – на глубину до 5-15 м (Ле Дык Ан, 1986). Дальше в глубину скорость проникновения резко убывает.

В каждом разрезе можно наблюдать, что с глубиной заметно меняется гранулометрический состав – в нижней части доля мелкозема меньше.

Резкое увеличение доли свежих и острореберных обломков и одновременно сокращение доли мелкозема наблюдаются только близ контакта склоновых образований с коренной породой. По сравнению со смещением вниз по склону перемешивание в толще происходит медленно, в результате чего наблюдается сходное распределение гранулометрического состава в вертикальном разрезе толщи склоновых образований вдоль профиля склона. Если гранулометрический состав склоновых образований по профилю изменяется относительно слабо, то увлажненность его в нижних частях склона всегда значительно больше. В зависимости от гранулометрического состава и влажности меняются свойства грунта. Среди этих свойств большое значение имеет его консистенция, т.е. физическое состояние вещества – способность его деформироваться под влиянием собственного веса или дополнительной внешней нагрузки.

Грунты склоновых образований по своей консистенции могут быть твердыми, пластичными, текучими. На консистенцию также оказывают влияние форма частиц (округлые, остроугольные), агрегатное состояние воды (вода или лед), наличие коллоидов в растворах (тиксотропность) и кристаллизационные связи. Разрушение последних при замерзании и оттаивании существенно увеличивает пластичность или текучесть грунта. Скорость массового движения грунта зависит прежде всего от консистенции, но кроме того и от мощности движущегося слоя.

При жидкотекучей консистенции (когда грунт течет, как жидкость) процесс движения склонового чехла обломков на склонах

Скорости перемещения мелкозема на склонах в Хибинах  
(по В.Ф. Перову, 1962)

Крутизна склона, град.	Скорость движения мелкозема, см/год
2-4	2,5
5-6	2,6
8-9	3,0
14-16	7,0
19-24	15,5
27-28	40-50

могут достигать тысяч миллиметров в год, но при этом охватывает очень короткий период времени. Такое течение грунта называется солифлюкцией. Впервые оно описано Андерсеном для Шпицбергена. Солифлюкция свойственна территориям с широким распространением вечной мерзлоты и мерзлых рыхлых пород. Последние способны концентрировать в себе влагу при замерзании. При таянии повышенная влажность мелкоземистого грунта – алевроита, мелкого песка, суглинка – обеспечивает жидкотекучую консистенцию грунта.

При вязкотекучей консистенции течение происходит медленно, непосредственно не заметно наблюдателю. Все же это течение – "вязкое течение". В умеренных широтах оно свойственно главным образом хорошо увлажненным нижним частям склонов, обычно называется медленной, или закрытой, солифлюкцией, поскольку наблюдается в условиях сохранения растительного покрова – травянистого, кустарникового и древесного. В условиях влажных тропиков такое движение называется тропической солифлюкцией. Скорость медленной солифлюкции измеряется десятками миллиметров в год, в крайних случаях при экстремально благоприятных условиях – до нескольких сотен миллиметров в год, а в засушливые годы – всего лишь миллиметрами в год (табл. 8).

Медленное смещение грунта происходит в результате пластических (вязкопластических) деформаций. Причины, вызывающие движение, чаще всего связаны с изменениями температуры, влажности, промерзанием, оттаиванием. Скорости дефлюкции измеряются миллиметрами в год.

В условиях вечной мерзлоты в высоких широтах и в горах медленная солифлюкция, дефлюкция объединяются под названием "крип". Термин предложен Шарпом (Sharpe, 1938).

На территориях с ежегодным промерзанием и оттаиванием грунта, на граничной поверхности выше мерзлого слоя часто возникает избыточное увлажнение. При вязкопластичной консистенции грунта в этих прослоях консистенция вязкотекучая. В результате происходит смещение по скользкой поверхности сезон-

номерзлого грунта. По мере протаивания горизонт смещения перемещается в глубину, а грунт приобретает слоеватость. Слойки "обтекают" крупные обломки. Иногда они деформированы, образуя сложные фигуры, часто отмечаемые в разрезах склоновых образований.

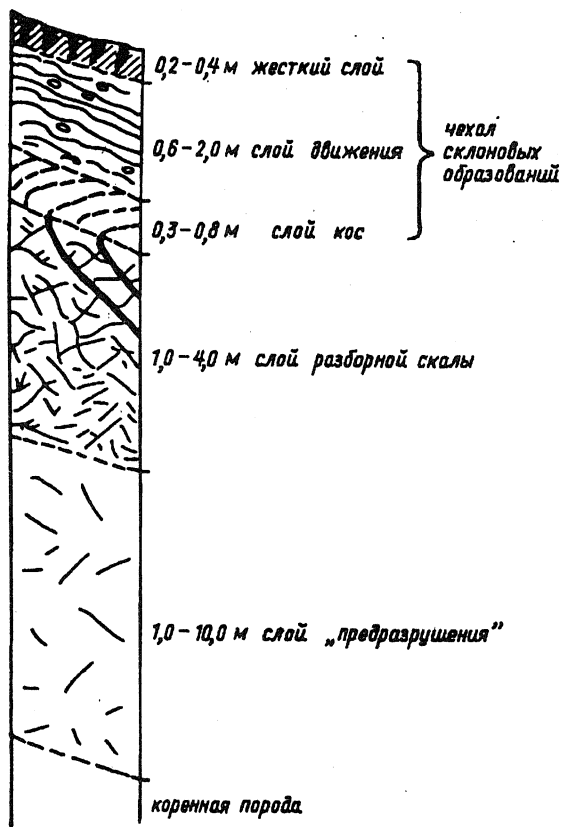


Рис. 16. Строение склона массового движения чехла обломков

В полупустынях и пустынях сухие щепнисто-дресвяные массы, не скрепленные растительностью, движутся вниз по уклону вследствие изменений температуры, а следовательно, и объемов образующих его частиц. Грунт при этом движется весьма медленно, обычно несколько миллиметров или долей миллиметра в год. По большей части этот вид движения называется сползанием, или десерпцией.

Рассмотрим типичный разрез склоновых образований на склонах массового движения (рис. 16). Верхний слой обычно сухой и скреплен корнями растений. За исключением верхней части склона, он движется почти только за счет того, что лежит на подстилающем движущемся слое (как льдина, несомая течением реки). Мощность его около 20-40 см, и потому смещающая сила, вызываемая ускорением составляющей силы тяжести, здесь еще недостаточно велика, чтобы преодолеть силы внутреннего трения.

Ниже находится "слой движения". Здесь масса горной породы становится все больше (пропорционально расстоянию от поверхности). В результате возрастает и сила, стремящаяся сместить грунт по склону. Одновременно с глубиной увеличивается влажность. При обильном увлажнении грунт может оказаться насыщенным влагой, он может приобрести вязкотекучую консистенцию. В нижних частях слоя больше грубого щебнистого материала, что увеличивает угол внутреннего трения и уменьшает подвижность. Слой движения переходит в слой "кос". Здесь обломки "разборной скалы", залегающей ниже, только начинают вовлекаться в движение. В разрезах отчетливо видно, что слои осадочных горных пород и секущие жилы завернуты (загнуты) вниз по склону, как косы (отчего этот слой и получил свое название). Чем больше мощность чехла склоновых образований (и его масса), тем сильнее "слой кос" испытывает воздействие их движения. Воздействие это зависит от массы (толщины) чехла обломков и скорости его движения. Результат воздействия тем больше, чем сильнее раздроблена трещинами лежащая ниже "разборная скала".

Слой кос – зона перехода от движущихся склоновых образований к почти неподвижной горной породе, слагающей склон, т.е. к "разборной скале", или горной породе, только-только начавшей разрушаться. Слой разборной скалы бывает разной мощности – от 1 до 4 м. В нем трещины хотя и узкие, но уже расширены настолько, что отдельные глыбы и обломки хотя и плотно прилегают друг к другу, но не скреплены между собой. Это как бы "сухая кладка" обломков. Расширение первичных трещин (снятия нагрузки, тектонических и др.) и, таким образом, разобщение отдельных ее блоков происходит не столько за счет колебаний температуры, которые здесь незначительны, сколько под воздействием движения вниз склоновых образований, слабых, но постоянных, передающихся через слой кос в коренную породу склона.

Глубже залегает слой "предразрушения" (Гасанов, 1981). Здесь в горной породе только еще начинает улавливаться влияние агентов, действующих на поверхность Земли. Сказывается, хотя и сильно ослабленное, химическое выветривание. Эти воздействия слабы и заметны только потому, что зерна минералов в большинстве кристаллы, составляющие горные породы, изна-

чально имеют дефекты структуры, уменьшающие их прочность. Основное – это напряжения, которые возникают в толще горных пород благодаря "сдирающему усилию" движущегося чехла обломков.

Т а б л и ц а 9

*Распределение скоростей в толще склоновых образований на дефлюкционном склоне в Приангарье (по В.А. Войлошикову)*

Глубина положения (установки) метки от поверхности склона, мм	0	200	400	600	800	1000	1200	1400	1600
Суммарное смещение метки за 3 года, мм	52	52	50	46	35	20	7	1	0
Относительное смещение (по сравнению с нижерасположенной меткой), мм	0	2	4	11	15	13	6	1	0

Мощность толщи склоновых образований денудационных частей склонов колеблется в узких пределах, обычно в интервале 1-2,5 м. Мощность ее меньше 1 м наблюдается на склонах крутизной более 30°. Повышенные мощности отмечаются в местах аккумуляции: близ шовных линий речных, озерных и морских террас, там, где уступ террасы или коренной склон примыкает к слабонаклонной или горизонтальной поверхности террасы – временному базису денудации. Это можно видеть на всех поперечных разрезах долин, построенных по данным шурфования и бурения.

Верхние горизонты склоновых образований почти всегда движутся быстрее подстилающих за счет того, что первые лежат на вторых (табл. 9). Но "относительная скорость" движения обломков в склоновых образованиях относительно друг друга достигает максимума не на поверхности, а на некоторой глубине, как это показано на рис. 17.

Вниз по склону количество мелкозема увеличивается постепенно. Это может иногда произвести ложное впечатление о слабости процесса измельчения обломков выветриванием и истиранием в процессе движения вниз по склону. В ходе движения истирание почти компенсируется вовлечением в движение все новых порций крупных обломков в слой движения из подстилающего слоя кос.

Скорость движения чехла обломков увеличивается вниз по склону в связи с повышением влажности, а потому и пластичности или текучести грунта слоя движения. Чем длиннее склон, тем больше влаги в его нижней части и тем быстрее движутся здесь грунтовые массы. В тех местах, где увеличение скорости недостаточно велико, растет мощность склонового чехла.

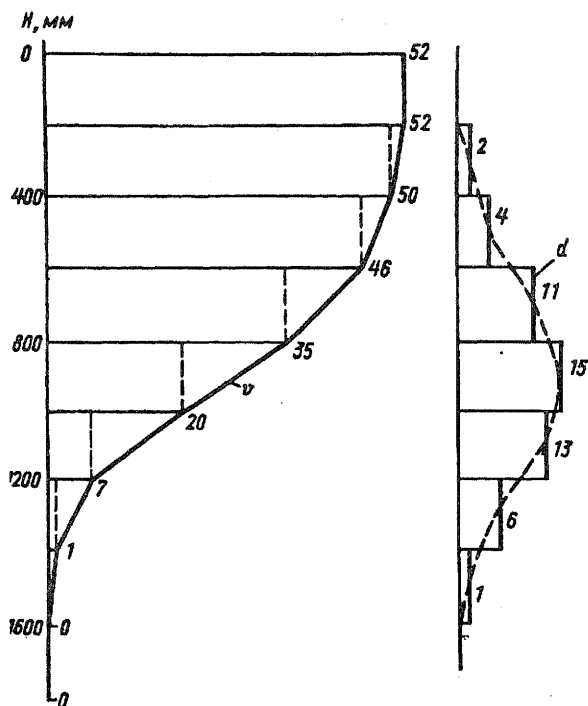


Рис. 17. Суммарное и относительное смещение в толще склоновых (дефлюкционных) образований в Приангарье за 3 года (в мм) (по Войлошникову):  $H$  – глубина положения меток;  $v$  – суммарное смещение;  $d$  – относительное смещение

Форма профиля склонов массового движения чехла обломочного материала по большей части выпукло-вогнутая. В условиях гумидного климата умеренных широт в нижней части склонов движение временами носит характер вязкого течения, т.е. медленной солифлюкции. Скорость движения здесь существенно больше, а уклон поверхности склона меньше – от 5-8 до 2-3°. В средней части склона уклоны больше, грунт сухе и преобладает дефлюкция (Кривцов, 1980). На территориях с глубоким сезонным промерзанием дефлюкция усложняется послойным соскальзыванием по избыточно увлажненной и скользкой поверхности еще не оттаявшей части склоновых образований. Это создает в чехле чередование прослоев, различающихся по механическому составу, т.е. своеобразную слоистость.

В самой верхней части склона, где уклоны еще невелики, также отмечается иногда повышенная влажность склоновых образований. Несмотря на это, движение здесь медленнее, чем на нижних пологих частях склонов, т.е. в грунте относительно мало мелко-

зема и относительно невелика мощность склоновых образований.

В нижней части склонов массового смещения иногда формируются натечные или солифлюкционные террасы. Их крутой уступ создается и поддерживается скоплением крупных обломков близ уступа террасы.

На избыточно увлажненной нижней части склонов отмечается бугристость. Она вызвана процессами пучения (выдавливанием на поверхность разжиженного пльвуна) вязкотекучего грунта.

В ходе естественного развития склонов с медленным смещением чехла обломков постоянно происходит срезание подстилающей коренной горной породы. Оно фиксируется наличием горизонта кос, слиянием бровок и заполнением вогнутых перегибов у швов надпойменных террас, слиянием ряда террас в единую наклонную поверхность. На террасах, как это иногда удается фиксировать в разрезах, захват подстилающей породы движущимся чехлом происходит двумя способами: "стесыванием" – сошлифовыванием поверхности или же захватом движущимся чехлом блоков подстилающей горной породы. При срезании скальных пород тоже в разрезах можно видеть вклинивание склонового суглинка по трещинам в коренные породы.

Форма профиля склонов, формируемого массовыми движениями, зависит от быстроты "стесывания" коренной породы склона. Так, на склонах, сложенных горизонтально залегающими слоями горных пород, пронизанных тоже горизонтальными силами трапшов, отличающихся очень большой прочностью, наблюдается ступенчатость. При этом прочные породы и не выходят на поверхность, но они медленнее стесываются, чем осадочные горные породы.

К настоящему времени для изучения склонов, закрытых чехлом склоновых образований, наибольший интерес представляют количественные данные о скоростях движения в разных условиях. Анализируются числовые данные о строении обломочного чехла, характеристики крупности обломков, их форма, оглаженность, особенности минералогического состава мелкозема, в частности минеральных новообразований.

При стабильном положении базиса склона, сменившем происходившее до этого его понижение (создавшее разность высот), наиболее типична ситуация, когда в верхней части склона преобладает процесс замедленной дефлюкции вниз по склону, становящейся все более быстрой.

В дальнейшем крутая часть склона все дальше отступает в глубь междуречья, и происходит общее выполаживание нижней части склона (рис. 18). При небольшой высоте и ширине междуречья крутые склоны как бы "пересекаются".

Стабильное положение базиса склона (когда река не углубляет свою долину и на дне долины нет аккумуляции) встречается редко. Обычно же приходится наблюдать серии террас, посте-

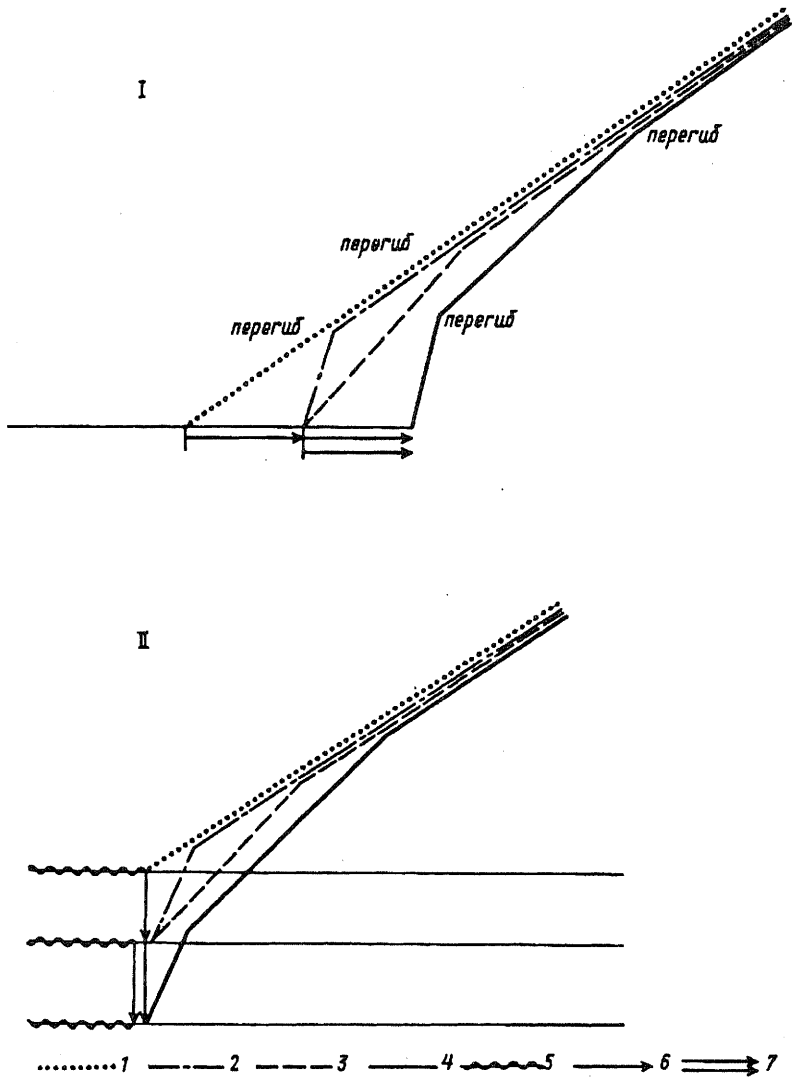


Рис. 18. Изменение положения поверхности и выпуклых перегибов при боковом смещении (подрезании) основания склонов в результате боковой эрозии (I); тоже, но при понижении базиса эрозии в результате врезания – углубления дна долины (II): 1-4 – положение поверхности склона (и перегибов) в ходе его развития; 5 – базис денудации склона; 6-7 – направление перемещения основания склона в результате первого и второго импульсов базиса склона



пенно преобразуемых склоновыми процессами. Наличие террас указывает на постепенное понижение базиса склона. Присутствие аккумулятивных и погребенных врезов говорит об этапах более низкого положения базиса склонов.

## ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Под оползанием понимается смещение горных пород на склонах, при котором преобладает скольжение по имеющейся или формируемой поверхности или системе поверхностей. При этом сдвигающие усилия больше прочности пород (Золотарев, 1980; Емельянова, 1985).

В отличие от массового движения чехла обломков процессы оползания захватывают не только поверхностные образования. При крупных оползнях захватываются горные породы, находящиеся на глубине от земной поверхности в несколько десятков и даже сотнях метров. И при небольших оползнях в движение вовлекаются не только склоновые образования, но и подстилающие коренные породы.

В результате оползней возникает специфический оползневой рельеф. В местах, откуда сползли блоки горной породы, остаются оползневые цирки – чаши с обрывистыми краями и хаотически бугристым дном. Обрывы по краям цирков имеют крутизну 30–50°. Часто оползшие массы образуют оползневые террасы с приподнятыми наружными краями. При продолжении движения они еще неоднократно дробятся и оползневой склон в своей нижней части представляет собой беспорядочно всхолмленную или бугристую поверхность. Оползневой рельеф обычно достаточно своеобразен и распознается без особого труда. По свежести оползневых форм возможно судить об активности процессов оползания на данном склоне.

В оползание по большей части вовлекаются рыхлые четвертичные и неогеновые горные породы. Но если склоны имеют крутизну более 20° и верхняя часть поднимается над основанием на несколько десятков или сотен метров, то оползать могут и более древние алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, песчаники. Широко распространены оползни и там, где развиты породы флиша, например меловой флиш в Карпатах, таврические отложения на Южном берегу Крыма, юрские флишеидные породы по Черноморскому побережью Кавказа.

Процессы оползания связаны с подземными водами. Нарушение режима подземных вод – поднятие их уровня – может вызвать оползни и там, где их до этого не было. При наличии способных к оползанию горных пород и прочные скальные породы, залегающие на них или образующие в них прослой, вовлекаются в оползание.

Таким образом, для возникновения оползней необходимы: 1) достаточно крутой склон (обычно не менее 15-20°); 2) соответствующие горные породы; 3) подземные воды.

По особенностям процесса оползания, находящим прямое и четкое отражение в морфологии и строении склонов. Г.С. Золотарев (1980) выделяет оползни выдавливания (детрузивные, по А.П. Павлову), скольжения, вязкопластичного движения или оползни-потоки (деляпсивные, по А.П. Павлову) и оползни сложного сочетания процессов.

Иногда оползни образуют переходные формы к обвалам. Например, крупнейший обвал на притоке Пянджа – Бартанге (объемом около 2 млрд м<sup>3</sup>) иногда рассматривается как оползень. Склоны отседания по существу процесса являются переходными от обвальных склонов к склонам оползневым. При сравнительно малой крутизне склона (порядка 10-15°) и соответствующем геологическом строении, сходном с тем, какое наблюдается на склонах отседания, процесс отседания переходит в оползание. При этом напряжения, создаваемые нагрузкой, т.е. массой залегающих сверху прочных пород, превышают прочность алевролитов или аргиллитов, залегающих под ними, и в результате возникает зона "раздавливания" пород. В условиях хорошего увлажнения образуется "зона ползучести" – зона пластических деформаций, по которой смещаются блоки прочных горных пород, разобщенные расширенными трещинами, заполненными продуктами разрушения – щебнисто-глыбовыми суглинками.

Особенно широко распространены оползни скольжения со смещением по поверхностям напластования (обычно хорошо увлажненным) или по зонам трещиноватости. А.П. Павлов называл их консеквентными. К ним могут быть отнесены и "оползни-сплывы", т.е. такие оползни, когда по поверхности коренных пород в течение нескольких минут смещается 2-3-метровый (по мощности) чехол обломков, прикрывающий их. Это происходит при избыточном увлажнении (увеличении массы), сопровождаемом подрезанием рекой или волноприбойной деятельностью моря основания склона. В Дагестане консеквентные оползни, вызванные землетрясением 14 мая 1970 г., согласно Г.С. Золотареву (1980), имели объем около 1 млн м<sup>3</sup>.

Часто поверхность оползания имеет различные горные породы и имеет форму либо плоскости, либо поверхности цилиндра (при этом условии не тратится усилий на преодоление внутреннего трения в толще сползающей массы). Поле напряжений, возникающее при этом в горных породах склона, имеет достаточную величину, чтобы срезать границы горных пород, особенно тогда, когда, несмотря на слоистость и трещиноватость, склон сложен в общем однородной горной породой. Подобного рода оползней – инсеквентных – описано много.

Кроме крупных оползней скольжения имеется огромное коли-

чество сравнительно небольших оползней, развитых по склонам долин небольших рек (1-2-го порядков) и оврагов. Они в отдельности не совершают крупных перемещений горных масс, не производят крупных разрушений построек, но в сумме осуществляют гигантскую работу по преобразованию поверхности Земли и ее рельефа. Малые оползни – главный процесс преобразования склонов в оврагах.

Оползни-потоки также имеют широкое распространение. В оползнях-потоках грунт перенасыщен влагой и приобрел к началу движения жидкотекучую консистенцию. Согласно Г.С. Золотареву (1980), оползневые массы, образованные из выветрелых тонкодисперсных гидрослюдисто-монтмориллонитовых олигоценых глин Предкавказья и из нижнемеловых глин Поволжья, имеют влажность 50-60%, а возникшие из верхнеюрских глин – около 40-45%. Оползни-потоки образуются на склонах крутизной 10-18°. Объем их достигает иногда миллионов кубических метров. Поверхность остановившегося оползня потока имеет крутизну 4-7°. Она мелкобугриста – "морщиниста". Оползни-потоки иногда связаны с разломами, по которым из глубины поступают напорные воды.

Наиболее крупные оползни относятся к типу сложных. Они возникают по склонам долин (Ангрена, Зеравшана, Волги в районе Саратова и Ульяновска, Днепра в районе Киева). Атчинский оползень на склоне долины р. Ангрен весом около 2 млрд т с глубиной плоскости смещения до 130 м заставил перенести на другой берег реки целый город – более 2000 домов. Для его стабилизации было отсыпано 50 млн м<sup>3</sup> грунта, что дало ощутимый эффект: к концу 1980 г. скорость движения оползня сократилась до 0,2-0,4 мм в сутки против 6-8 мм в сутки при начале работ по стабилизации оползня. Оползень был вызван разработкой угольного разреза. Природные условия: расчлененный рельеф, тектонические движения по взбросу, малая уплотненность мезокайнозойских отложений, слагающих склон высотой около 600 м, – способствовали возникновению этого оползня (Золотарев, 1980). В природных условиях склоны нередко находятся на грани равновесия, и вмешательство хозяйственной деятельности человеческого общества приводит к резкой активизации склоновых процессов, в том числе и оползневых.

Скорость движения оползней различна. Многие крупные оползни происходят в течение нескольких часов и даже десятков минут. Другие оползневые блоки перемещаются со скоростью несколько сантиметров в год и совершаются с перерывами в течение многих десятков лет. При этом движение происходит неравномерно, то приостанавливаясь полностью, то увеличивая свою скорость в десятки раз против средней.

Во многих случаях в разрезах можно наблюдать и следы, и результаты древних оползней, почти незаметные в рельефе. Но в

подавляющем большинстве случаев видны лишь относительно недавние результаты процессов оползания, так как ранее оползшие массы давно размыты, а древние оползневые формы изменены недавними оползнями.

Развитие оползневого процесса при естественном ходе событий прекращается, если склоны приобретают малый уклон. Практически причины, вызвавшие склоновые процессы в данном месте, всегда вновь создают крутизну склона. Резкие изменения режима подземных вод, ливни, подрезание основания склона рекой или морем, мощные сейсмические толчки вызывают резкие "вспышки" оползания, после чего следует прекращение процесса на много лет. К настоящему времени остро требуется разработка методики прогноза оползней по геоморфологическим данным. Для числовых характеристик в настоящее время имеется много материала, который возможно обработать, что, однако, требует немало сил и средств. Количественные характеристики позволяют глубже понять существо процесса.

### ОБВАЛЬНЫЕ И ОСЫПНЫЕ ПРОЦЕССЫ

При крутизне склонов от  $35^\circ$  и более частица горной породы, отделенная от коренного массива склона, без дополнительного импульса начинает двигаться под воздействием силы тяжести. Если отделившиеся блоки имеют объем более  $10 \text{ м}^3$ , процесс называется обваливанием, если меньше  $10 \text{ м}^3$  – осыпанием или камнепадом.

Небольшие обвалы объемом в десятки и сотни кубических метров наблюдаются относительно часто, их много, и в сумме происходит существенное преобразование рельефа. Крупные обвалы – явление редкое, но при этом одновременно перемещаются десятки и сотни миллионов кубометров горной породы (до 2-3 млрд  $\text{м}^3$ ).

Обвал продолжается считанные минуты, но подготовка к нему занимает многие тысячелетия; а то и сотни тысяч лет. Основная подготовка состоит в формировании крутого склона. Им может быть тектонический уступ вдоль зоны разлома, образование крутой стенки троговой долины, обрыв, подмываемый рекой, или обрыв, в основании которого морской прибой создает волноприбойную нишу. Наконец, после длительной подготовки силы сцепления нависшего блока породы с коренным массивом склона становятся меньше составляющей силы тяжести, направленной под некоторым углом к поверхности склона, и блок приходит в движение – обваливается.

Почти всегда силы сцепления в некоторый момент оказываются ослабленными дополнительными усилиями – сейсмическим толчком, снятием отпора при таянии ледника, взрывом, прохождением поблизости поезда или автомашины. И это внезапное вме-

шатательство служит непосредственной причиной обвала, подготавливавшегося долгое время.

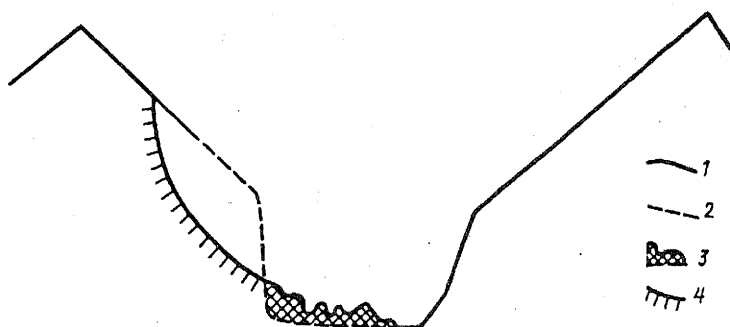


Рис. 19. Схематический профиль обвального склона: 1 - современный профиль долины; 2 - профиль долины на участке обвала до обвала; 3 - обвальные массы на дне долины; 4 - профиль обвальной ниши

В верхней части обвального склона - находится ниша (рис. 19). Поверхность ее по большей части имеет форму полусферы или части ее. Иногда срыв нависшего блока породы происходит по плоскости напластования или зоны дробления. Тогда денудационная часть обвального склона - почти плоская поверхность. Ниже располагается субгоризонтальная беспорядочно бугристая поверхность, образованная обвальными нагромождениями - это аккумулятивная часть обвального склона.

В троговых долинах обвальные нагромождения перегораживают долины и напоминают сочетанием форм конечные морены. По строению они тоже похожи на морены - сложены из разнообразного по размерам неокатанного и неслоистого материала. Иногда над бугристой поверхностью на 20-60 м выдаются крупные холмы - блоки, не раздробленные при обвале.

При высоком поначалу положении над дном долины центра тяжести обваливающейся массы последняя при срыве и перемещении по дну долины оказывается полностью раздробленной. В таком случае и поверхность ее более или менее ровная. При значительном смещении сверху вниз вся масса обломков набирает большую скорость. Верхние обломки не замедляют движения, так как катятся по еще не остановившимся, находящимся снизу обломкам. Описаны случаи, когда раздробившаяся обвальная масса наподобие потока лавы двигалась по ровной поверхности дна долины, уходя при этом на многие километры от места срыва. Древние обвальные массы, сорвавшиеся с северных склонов Заалайского хребта, пересекли Алайскую долину вплоть до ее

противоположного склона (на 30 км). Дальность смещения обвалившегося материала, степень его раздробленности и рельеф поверхности обвалившейся массы зависит от высоты обрушения, крутизны склона, объема и свойств обвалившейся породы.

Отседание склонов обычно переходит в обвал, а начинается с незначительных смещений блоков, с образованием рвов "отседания" – линейных узких понижений, вытянутых параллельно бровке склона и достигающих глубины нескольких десятков метров при наиболее обычной глубине 4-7 м. Особенно отчетливо явления отседания склонов наблюдаются по краям платообразных междуречий при сложении их склонов в нижней части глинистыми или кавернозными горными породами, способными к слабой пластической деформации, а в верхней – прочными, вертикально-трещиноватыми породами. Необходима также большая глубина вреза долин – более 150-300 м. Отседание неизбежно переходит в обвал. Отседание склонов – процесс, широко распространенный и играющий большую роль в преобразовании рельефа Земли.

Осыпание обломков распространено широко и наблюдается повсеместно там, где крутизна склона в денудационной части превышает 35-40°. Осыпи представляют опасность для движения по дорогам в горных районах, а местами угрожают промышленным и гражданским сооружениям. Поэтому многократно изучались сам ход процесса, его интенсивность, дальность перемещения осыпающегося материала. Изучались форма и размеры обломков.

Неоднократно скатываясь по одному и тому же месту, камнепады "выбивают" себе на склонах линейные углубления, по которым и катится основная масса обломков. Интенсивность осыпания зависит от свойств горной породы, слагающей склон, его крутизны и высоты. Изучение процесса осыпания обнаружило, что он изменчив во времени и проявления его в разных частях склона происходят не одновременно. По многолетним наблюдениям интенсивность процесса в десятки раз уменьшается в зимнее время, когда горная порода склона мерзлая. Пик интенсивности осыпания отмечается весной при оттаивании, вспышки интенсивности – при землетрясениях, нарушающих обычный годичный цикл осыпного процесса. Кроме сезонных колебаний интенсивности осыпания наблюдаются колебания его год от года. В годы наибольшей активизации величина сносимого материала увеличивается в десятки раз по сравнению со средней величиной. Среднюю интенсивность денудации склона в результате осыпания за сотни лет и тысячелетия есть возможность оценить по объему материала, накопившегося у основания склона.

На осыпные склоны наибольший процент площади приходится в горах. Но и на равнинах их можно постоянно наблюдать, правда, на участках, весьма ограниченных по площади. Осыпные склоны поставляют большую долю материала в сферу деятельности "транспортирующих агентов" – водных потоков, ледников

и т.д. Они, как и обвалы, являются участками наиболее быстрой денудации суши. На осыпных склонах осыпание происходит по широко развитой системе желобов.

В зимнее время в горах с достаточно мощным снежным покровом по этим желобам происходит сход лавин. В зависимости от положения склона относительно снеговой границы значение соотношения осыпания и лавинного сноса различается.

Анализ развития гравитационных склонов обычно начинается с предположения, что вначале имеется некая крутая или отвесная поверхность, которая в дальнейшем разрушается склоновыми процессами. В качестве начальных условий при аналитическом изучении развития рельефа часто принимают простейшую схему в виде вертикального сбросового уступа, разделяющего две горизонтальные плоскости (Culling, 1963; Шайдеггер, 1964). Однако было бы логичнее предположить вначале относительно ровную поверхность, деформируемую с началом активизации тектонических движений. Вначале перед нами невысокий вертикальный уступ, значительно меньше его высоты к настоящему времени. Как только он появился, так тут же и начал разрушаться; начались гравитационные процессы. В ходе развития увеличивается высота уступа и особенно осыпной (крутой) его части. Бровка осыпного склона занимает все более и более высокое положение (над базисом эрозии). Осыпание распространяется выше и на те участки склона, где ранее склон был закрыт чехлом обломков.

Если водный поток продолжает систематически подрезать основание гравитационного склона, отесняя основание вглубь междуречья, развитие осыпного склона продолжается приблизительно по той же схеме, что и в случае развития сбросового уступа. Сложнее происходит развитие осыпных склонов горных долин в ходе нарастающих поднятий и увеличения глубины долин (Трофимов, 1974).

Во время этапов приостановок поднятий, накопления аллювия и повышения уровня дна долин склоны в общем выполаживаются. Осыпных обвальных склонов (наиболее быстро развивающихся) становится меньше, но, естественно, развитие склонов, их денудация не могут приостановиться. Денудационные процессы в верхних частях склонов благодаря распространению сюда старых импульсов увеличения крутизны даже усиливаются.

В настоящее время наряду с проблемами изучения склонов различных типов в отдельности – от обвальных до делювиальных – остро стоит и проблема изучения склоновых процессов в целом.

Необходимо изучить строение склоновых образований, их структуру, гранулометрический и минералогический состав, форму обломков. Накопив по этим вопросам надежные данные, можно будет лучше судить о ходе процессов склонообразования.

Очень важно получить полные числовые данные об интенсив-

ности процессов – скорости движения, объеме материала, переносимого за единицу времени. Кроме этого, количественные данные позволяют решить и ряд спорных вопросов. Например, определение скорости отступления подошвы крутых уступов позволило бы понять механизм формирования плоских скальных поверхностей (педиментов). В настоящее время сведения о скорости отступления уступов немногочисленны. Они рассматриваются пока как частные, нетипичные случаи, поскольку исключают тот механизм, который принимается очень многими (Кинг, Пиотровский и др.).



## ФЛЮВИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И МОРФОЛИТОГЕНЕЗ

### ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

Флювиальными принято называть формы рельефа, созданные поверхностными водными потоками, как постоянными, так и временными. Сущность флювиальных процессов состоит в размыве водными потоками земной поверхности в одних местах и одновременном переносе и отложении продуктов размыва в других, благодаря чему в одно и то же время образуются как выработанные эрозионные формы рельефа, так и коррелятивные им аккумулятивные образования. Под воздействием флювиальных процессов возникают не только формы рельефа, но и соответствующие им по генезису отложения, благодаря чему осуществляется флювиальный морфолитогенез. Эрозионные и аккумулятивные процессы противоположны по их роли в формировании рельефа, но едины по существу, совершаются одновременно одним и тем же потоком и не способны существовать и развиваться на земной поверхности в отрыве друг от друга (Курдюмов, 1977). В своей совокупности они и составляют то, что принято называть флювиальными или эрозионно-аккумулятивными процессами (Маккавеев, 1955).

Флювиальные процессы различаются не только по их направленности, но и по характеру водных потоков. Последние, согласно Н.И. Маккавееву (1955), бывают постоянные и временные, русловые и нерусловые, горные, полугорные и равнинные. Типы потоков накладывают существенный отпечаток на флювиальные процессы, оказывая влияние на их интенсивность, размеры охватываемой ими площади и характер проявления во времени и пространстве, что, естественно, отражается как на облике флювиальных форм, так и на составе, мощности и строении формируемых ими отложений (табл. 10).

Флювиальный процесс имеет непрерывно-прерывистый характер (Кондратьев, Попов, Смищенко, 1982). Его прерывность выражается в том, что он подразделяется на структурные уровни (русловой, долинный, бассейновый), относящиеся друг к другу как часть к целому (русловой — часть долинного, долинный — часть бассейнового). Они качественно отличны друг от друга, поскольку охватывают разные по размеру площади, проявляют себя в рельефе за неодинаковые промежутки времени и приводят к образованию форм (русел, долин, бассейнов), различающих-

Т а б л и ц а 10  
 Типы водотоков и присущие им разновидности флювиальных процессов, форм рельефа и отложений

Основные типы водотоков	Ведущие флювиальные процессы		Главные флювиальные формы и элементы рельефа	Флювиальные (потоковые) отложения
	русловой	процессы		
Постоянные	русловые	эрозия	русла и долины постоянных водотоков	аллювиальные
		аккумуляция	днища долин (поймы, террасы), дельты	
Временные	русловые	эрозия	русла и долины временных водотоков	пролювиальные
		аккумуляция	днища долин временных водотоков, конусы выноса	
	нерусловые	эрозия	склоны делювиального смыва	делювиальные
		аккумуляция	склоны делювиального накопления	

ся по своим размерам, степени динамичности и возрасту. Непрерывность выражается в целостности флювиального процесса, в наличии общих законов его развития, справедливых для всех уровней, в постепенности переходов между ними, в сходстве форм рельефа, сформированных на разных уровнях и в существовании связей между ними.

Из непрерывно-прерывистого характера флювиального процесса вытекает ряд выводов, имеющих методологическое значение. Непрерывность флювиального процесса является достаточным основанием для того, чтобы все его уровни и формы (русло, долина, бассейн) изучались во взаимной связи друг с другом в рамках флювиальной геоморфологии. В то же время прерывность предполагает необходимость расчленения флювиального процесса и флювиальных форм на относительно самостоятельные структурные уровни (Лютцау, Болысов, 1989), каждый из которых требует особых подходов (и методик) при их изучении. Поэтому правомочно деление флювиальной геоморфологии на ряд разделов: морфодинамику русла, морфодинамику долин и морфодинамику бассейнов. Такой подход к описанию флювиальных процессов и форм был применен еще И.С. Шукиным (1960). В данной главе рассматриваются только общие вопросы флювиального морфогенеза, а также морфодинамика речного русла. В последующих главах будут охарактеризованы образования высших структурных уровней (долины, бассейны), созданные русловыми потоками при значительной доле участия иных процессов, и прежде всего склоновых и тектонических.

### **ДВИЖУЩИЕ СИЛЫ ФЛЮВИАЛЬНОГО ПРОЦЕССА И ОСНОВНЫЕ УСЛОВИЯ ЕГО РАЗВИТИЯ**

Флювиальный процесс, включающий в себя размыв, перенос наносов и отложение осадков, осуществляется вследствие течения воды, порождаемого определенными силами, среди которых ведущее значение имеет сила тяжести. Она вызывает движение воды и наносов, осаждение на дно обломочного материала, а также движение его за пределами русловых потоков на склонах долин. В перемещении воды непосредственно участвует составляющая силы тяжести  $P_2$ , параллельная поверхности водного потока и ориентированная в направлении его уклона. Сила  $P_2$  находится в зависимости от величины наклона поверхности потока  $\alpha$  обычно соответствующей уклону дна и определяется из выражения  $P_2 = P \sin \alpha$ , где  $P$  – сила тяжести. Сила  $P_2$  как составляющая силы тяжести должна бы вызывать в потоках равномерно ускоренное движение, но так как она тратится не только на перенос воды, но и на преодоление трения, на влечение и взвешивание наносов и размыв дна, то ускорения она не вызывает, и мы обычно

наблюдаем в реках установившееся равномерное течение.

Движущиеся водные массы испытывают отклоняющее воздействие вращения Земли, вызывающего кориолисово ускорение  $K_y$ . Оно присуще любому движущемуся телу независимо от направления движения и ориентировано по нормали к его траектории, вызывая отклонение потоков в Северном полушарии вправо, а в Южном полушарии влево (закон Словцова – Бэра – Бабины). Кориолисово ускорение определяется из выражения:  $K_y = 2v\omega \sin \varphi$ , где  $\omega$  – угловая скорость вращения Земли,  $v$  – скорость движения тела,  $\varphi$  – географическая широта места.

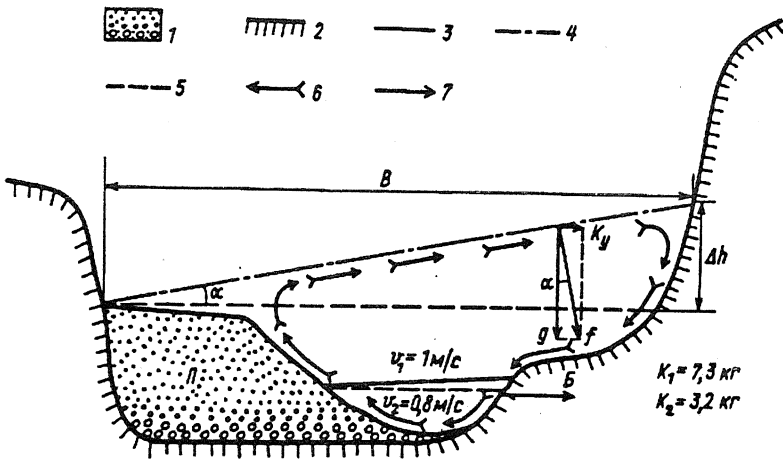


Рис. 20. Воздействие силы Кориолиса на водную массу и морфолито-генез на поперечном сечении водного потока: 1 – аллювий; 2 – коренные породы; 3 – меженный уровень; 4 – паводковый уровень; 5 – уровни горизонта; 6 – циркуляционное течение при высоком уровне; 7 – направление перемещения русла; П – пойма; Б – бечевник;  $\Delta h$  – превышение уровня воды у правого берега; В – ширина потока в паводок;  $v_1, v_2$  – скорости течения в верхнем и нижнем слоях воды в паводок;  $K_1, K_2$  – значения силы Кориолиса для верхнего и нижнего слоев воды в паводок;  $K_y$  – ускорение Кориолиса;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $f$  – равнодействующая ускорений (силы тяжести и кориолисова)

Ускорение, действуя на водную массу, вызывает изменение поперечного уклона рек  $\alpha$ , который может быть определен (рис. 20) из отношения кориолисова ускорения к ускорению силы тяжести:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{K_y}{g}$$

Поперечный уклон обуславливает превышение  $\Delta h$  уровня во-

ды у правого берега<sup>1</sup> по сравнению с левым, которое будет тем больше, чем шире поток, чем больше скорость его течения и широта местности. Обычно оно измеряется первыми сантиметрами. Так, например, у р. Волги на широте г. Ульяновска ( $54,3^\circ$ ) при ширине русла  $B = 1700$  м и скорости течения около 1 м/с значение  $\Delta h$  составляет 2 см. Подобные превышения оказываются достаточными для того, чтобы в руслах рек возникала слабая поперечная циркуляция, направленная в придонных слоях воды от правого берега к левому, благодаря которой их правый склон преимущественно размывается, а на левом происходит отложение аллювиального материала. Различная направленность руслового процесса на противоположных берегах приводит к смещению русла вправо, что является причиной выработки асимметричного поперечного профиля речной долины.

Кориолисово ускорение дает разный геоморфологический эффект у рек с неодинаковой массой воды, поскольку сила Кориолиса  $K$ , определяемая как произведение массы воды  $m$  на ускорение Кориолиса ( $K = mK_y$ ), существенно различна у рек разного размера. Наибольших значений она достигает у крупных рек, где ее величина может измеряться несколькими килограммами на 1 м длины. Поэтому асимметрия долин крупных потоков встречается чаще, чем у малых. У одной и той же реки сила Кориолиса оказывается различной при высоких и низких уровнях и на разных глубинах. По расчетам Б.А. Аполлова (1952), эти различия могут быть порядка нескольких килограммов. По-видимому, в этом кроется одна из причин формирования протяженных бечевников у подошвы правых крутых склонов асимметричных долин, образующихся здесь вследствие их интенсивного подмыва в паводки, когда масса воды, скорости ее течения, а следовательно, и сила Кориолиса существенно возрастают.

Прямая зависимость ускорения Кориолиса от скорости течения потока должна была бы явиться причиной резкой асимметрии долин горных стран, где скорости потоков намного больше, чем у равнинных рек. Однако на самом деле долины горных рек не обладают правосторонней асимметрией, выдержанной на значительных по длине участках их течения. Хотя скорости течения у горных рек и велики, но массы воды в них незначительны, из-за чего и сила Кориолиса недостаточна для выработки асимметрии. Кроме того, горным рекам благодаря большим уклонам и скоростям течения присуще перемещение русла вниз по вертикали, что, естественно, не способствует созданию асимметричных долин.

На поворотах речного русла на водный поток воздействует центробежная сила (рис. 21), под действием которой последнее тоже приобретает асимметричную форму, причем знак асиммет-

---

<sup>1</sup> Здесь и в дальнейшем изложении имеются в виду реки Северного полушария.

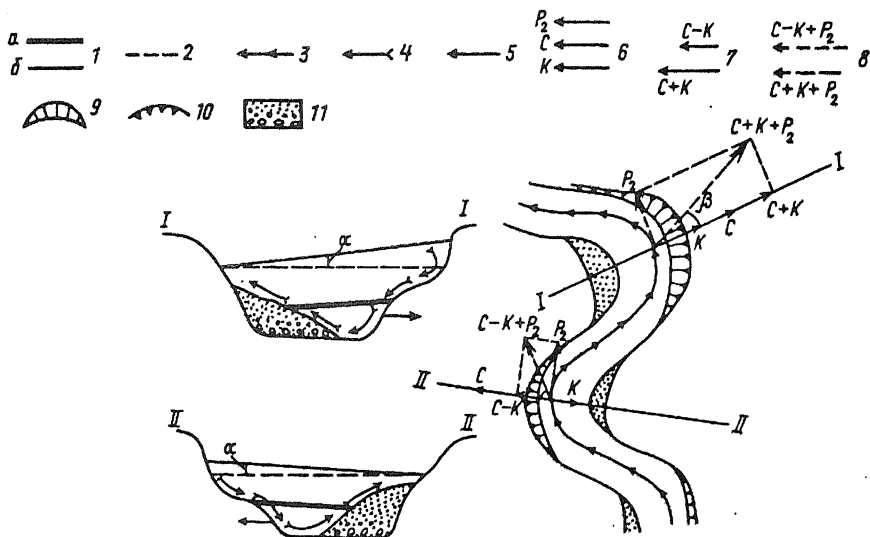


Рис. 21. Воздействие центробежной силы на водную массу и морфологизацию на поворотах русла: 1 - меженный (а) и паводковый (б) уровни потока; 2 - уровень горизонта; 3 - стрежень; 4 - циркуляционные течения; 5 - направление перемещений русла в вершинах меандр; 6 - векторы сил: Кориолиса (К), центробежной (С); 7 - равнодействующие сил Кориолиса и центробежных; 8 - равнодействующие трех сил: центробежной (С), Кориолиса (К) и составляющей силы тяжести ( $P_2$ );  $\beta$  - угол между этими равнодействующими и стрелой прогиба меандра;  $\alpha$  - угол поперечного наклона поверхности потока; I - I, II - II - поперечные профили русла; 9 - бечевники; 10 - крутые, подмываемые склоны русла; 11 - русловой аллювий береговых отмелей намываемых берегов

рии меняется на противоположный при каждом повороте реки. Величина этой силы может быть определена из выражения

$$C = \frac{mv^2}{R},$$

где  $m$  - масса воды,  $v$  - скорость ее течения,  $R$  - радиус закругления.

Центробежная сила, связанная с поворотами русла, действует одинаково на всех географических широтах как на горных, так и на равнинных реках, но особенно отчетливо проявляется себя в рельефе в долинах небольших равнинных рек, чему способствуют малый радиус кривизны их русел и незначительная стойкость горных пород, слагающих их берега. Под действием этой силы динамическая ось потока и его стрежень смещаются в сторону вогнутого берега, поверхность воды здесь повышается и приобретает поперечный наклон, значение которого  $\text{tg } \alpha$  определяется

из отношения центробежного ускорения  $\frac{v^2}{R}$  к ускорению силы тяжести  $g$ . Под влиянием равнодействующей силы тяжести и центробежной силы массы воды у этого берега опускаются, что является одной из причин возникновения поперечной циркуляции, размыва вогнутых и намыва выпуклых берегов реки. В результате длительного действия процессов размыва и намыва на противоположных берегах русло реки перемещается на правых поворотах влево, а на левых – вправо, что приводит к удлинению реки, уменьшению продольных уклонов, росту кривизны извилин и образованию меандр, напоминающих по своим очертаниям синусоиду. Однако извилины такой правильной формы у реки почти никогда не образуются, поскольку перемещения русла определяются не только центробежной силой, но и силой Кориолиса, которая при поворотах реки влево складывается с центробежной силой, а при поворотах вправо вычитается из нее (см. рис. 21, I-I, II-II). По этой причине размывы и намывы берегов в вершинах соседних излучин совершаются с различной интенсивностью, перемещения русла осуществляются с неодинаковыми скоростями и правильные синусоидальные меандры возникнуть не могут. Как и сила Кориолиса, центробежная сила на разных глубинах водного потока имеет неодинаковую величину, что объясняется увеличением массы воды и скорости ее течения в верхних горизонтах водного потока по сравнению с придонными слоями. Соответственно и центробежная сила принимает здесь наибольшие значения. По этой причине верхние части склонов русла на вогнутых берегах отстают быстрее нижних и там образуются бечевники, аналогичные тем, которые возникают под воздействием силы Кориолиса. В отличие от последних они приурочены к обоим берегам и имеют прерывистое распространение, чередуясь в шахматном порядке с береговыми отмелями. Последние образуются в результате переноса продуктов размыва придонными струями от вогнутых берегов к выпуклым, где происходит их сортировка по крупности. На береговых отмелях откладывается лишь влекомый материал, поскольку взвешенные в воде наносы при больших скоростях, характерных для потока в русле, обычно уносятся вниз по течению или оседают на пойме.

При очень высоких паводках, когда поток выходит из русла на пойму, значение центробежной силы, действующей на верхние толщи водной массы, уменьшается, несмотря на то что объем воды здесь достигает максимальных величин. Уменьшение центробежной силы связано, с одной стороны, с резким падением скоростей потока, заливающего пойму, а с другой – с выпрямлением его динамической оси (Маккавеев, 1955) и увеличением в связи с этим радиуса кривизны, с которым центробежная сила связана обратной зависимостью. Поэтому потоки, заливающие пойму, обычно не размывают свои вогнутые берега и способствуют спрямлению речного русла. Из-за большого радиуса кривизны

течение крупных рек равнинных стран в меньшей мере подвержено воздействию центробежных сил, благодаря чему заметнее становится воздействие силы Кориолиса. Поэтому главные рукава таких рек не меандрируют, долины более прямолинейны, бечевники непрерывны и приурочены лишь к правым берегам, а знак асимметрии на протяжении течения рек не меняется, как это наблюдается, например, в среднем течении рек Волги и Днепра.

Водный поток всегда испытывает одновременное воздействие всех трех сил: составляющей силы тяжести  $P_2$ , Кориолиса  $K$  и центробежной  $C$ . Составляющая силы тяжести перемещает воду по направлению наибольшего уклона, сила Кориолиса отклоняет поток вправо, а центробежные силы действуют то вправо, то влево. На поворотах речного русла равнодействующая всех этих трех сил направлена в сторону вогнутого берега под острым углом  $\beta$  к стреле прогиба меандр. Поэтому зоны наибольшего размыва вогнутых берегов всегда несколько смещены вниз по течению от вершин излучин (закон Фарга). Смещенными вниз по течению оказываются и связанные с размывом или намывом формы рельефа: плесы, бечевники, береговые отмели. По этой причине берега рек и их русла смещаются не только вправо и влево, но одновременно и вниз по течению. Это явление известно в геоморфологии как "сползание меандр".

На водный поток оказывают свое воздействие и другие силы: сила ветра (градиента атмосферного давления), обуславливающая сгонно-нагонные явления и работу волн; приливообразующая, сказывающаяся на русловых процессах в устьях рек; силы внутреннего и внешнего трения потока, обуславливающие характерное распределение внутри него скоростей течения.

Рельефообразующая деятельность флювиальных процессов определяется, конечно, не только характером сил, воздействующих на водную массу, но и гидродинамическими свойствами самого водного потока. Нерусловые потоки на задернованных склонах обычно имеют ламинарный режим движения. Русловым потокам свойствен турбулентный режим, характеризующийся беспорядочным движением частиц жидкости и непрерывной пульсацией давления и скоростей течения. Как показал М.А. Великанов (1950), динамическая ось таких потоков образует в плане плавные изгибы, являющиеся первопричиной образования излучин русла. Кроме того, для них характерны разнообразные вихри (циклональные, антициклональные), оказывающие воздействие на формирование рельефа дна реки.

Существенное воздействие на флювиальные процессы оказывают факторы-условия: климатические, геологические, геоморфологические и т.д. Деятельность водотоков протекает неодинаково в разных условиях природной среды, а кроме того, на флювиальных процессах сказываются изменения этих условий во времени (тектонические движения, колебания базиса эрозии, че-



редование климатических эпох), что достаточно подробно описано (Шукин, 1960; Спиридонов, 1970; Лютцау, 1971, 1978). Подчеркнем, что роль этих факторов оказывается неоднозначной для разных структурных уровней флювиального процесса и в различных звеньях эрозионной сети, в чем сказывается проявление закона факторной относительности Н.И. Маккавеева.

### ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ ФЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

В развитии флювиальных процессов во времени и пространстве наблюдаются две противоположные друг другу тенденции, названные Л.Д. Курдюмовым (1977) концентрацией и деконцентрацией водотоков. Они существенным образом отражаются на морфолитогенезе, проявляя себя как в формах рельефа, так и в характере аллювиальных отложений. При концентрации поверхностные пластовые потоки превращаются в русловые, водность и размеры которых по направлению течения закономерно нарастают за счет объединения малых ручьев в более крупные потоки (реки). Одновременно нарастает степень их воздействия на свое ложе, а также размеры форм и мощности отложений. Концентрация наиболее отчетливо выражена в верхних и средних частях бассейнов водотоков, получивших наименование водосборных бассейнов. Она приводит к сосредоточению поверхностного стока воды и наносов в едином русловом водном потоке, притягивающем к себе и поток грунтовых вод. При деконцентрации наблюдается противоположная картина: крупный русловой поток дробится на рукава, число которых по направлению течения растет, а водность и размеры, наоборот, падают. Деконцентрация более характерна для нижних частей бассейнов водотоков. Она сопровождается рассредоточением поверхностного стока на большой площади, превращением русловых водных потоков в пластовые и переходом части поверхностного стока в грунтовый поток.

Концентрация и деконцентрация стока определяют направленность флювиального процесса, а соответственно внешний облик форм и характер отложений. В случае концентрации водотоков преобладает эрозионная составляющая флювиальных процессов, в результате чего на месте водосборного бассейна образуется "эрозионная чаша", расчлененная многочисленными долинами, в пределах которых аккумулятивные образования имеют подчиненное значение. В случае деконцентрации водотоков преобладает аккумулятивная составляющая флювиальных процессов, вследствие чего формируется дельта (рис. 22).

Концентрация и деконцентрация – своеобразные формы проявления закона саморазвития водотоков, который выражается в

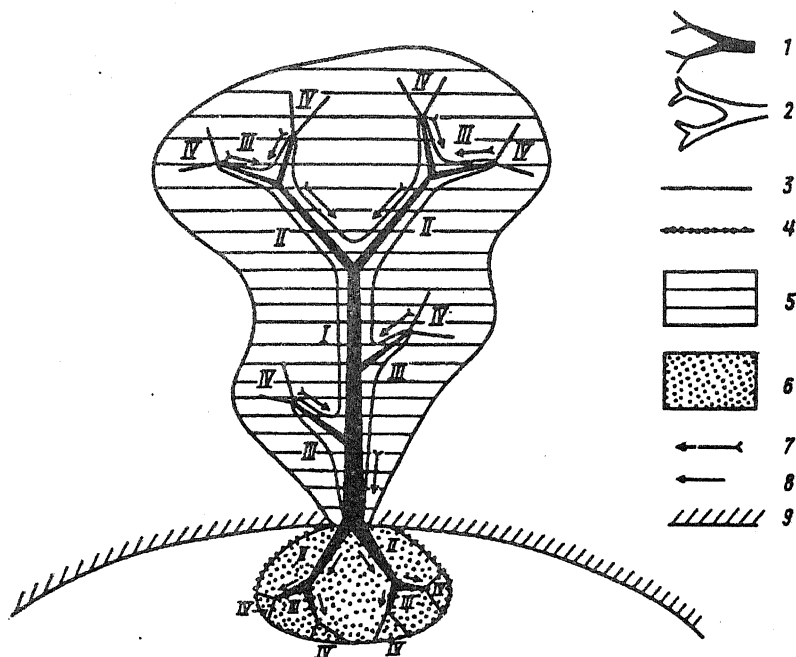


Рис. 22. Строение полноразвитого бассейна флювиальной системы: 1 - система водотоков и их русел; 2 - система долин; 3 - граница водолитосборного бассейна; 4 - граница водоразборного бассейна (дельты); 5 - эрозийная чаша; 6 - аккумулятивная поверхность дельты; 7 - направления движения воды и наносов в руслах при территориальной концентрации стока; 8 - то же при территориальной деконцентрации стока; 9 - граница территорий с различной направленностью флювиального процесса (суша и море, горы и равнина); I, II, III, IV - порядки водотоков их русел и долин

том, что последние меняют динамическую структуру не только под воздействием внешних причин, но и в силу присущих им внутренних свойств. Концентрация связана со способностью эродирующих потоков к слиянию друг с другом, в ходе которого мощные водотоки как бы "притягивают" к себе слабые ручейки. Эта их особенность объясняется тем, что эрозийные углубления, которые они сами себе вырабатывают, представляют собой открытые, отрицательные формы рельефа, стимулирующие прилив к ним воды, увеличение глубин и скоростей течения, а следовательно, и усиление размыва, приводящего к возрастанию размеров и притягательной способности данных форм. По мере их роста в глубину и длину они сосредотачивают в себе все более и более мощные потоки за счет воды, поступающей к ним с нарастающей по величине площади водосбора. По этой причине нерулевой сток со временем становится русловым (рис. 23, А). Временные рус-

ловые потоки, возникшие таким путем, сливаясь друг с другом и получая дополнительное питание за счет грунтовых вод, превращаются в постоянные, которые, наращивая свои расходы в каждом новом узле слияния, образуют, наконец, самый крупный для данного бассейна русловой водный поток, в устьевой области которого на границе с дельтой жидкий и твердый стоки достигают максимальных значений.

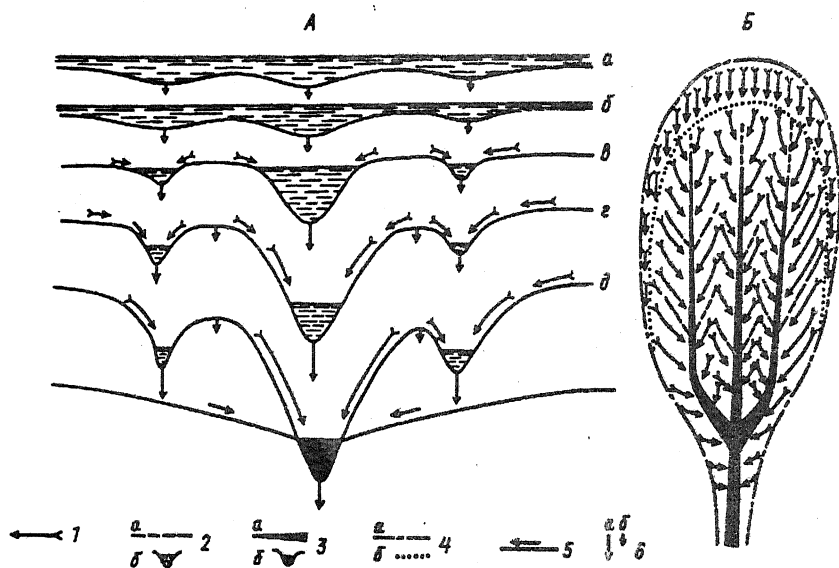


Рис. 23. Развитие процесса эрозионной концентрации во времени (А) и в пространстве (В): 1 – направление течения временных нерусловых потоков; 2 – временные русловые потоки в плане (а) и на профилях (б); 3 – постоянные русловые потоки в плане (а) и на профилях (б); 4 – границы водосборного бассейна (а) и эрозионной чаши (б); 5 – уровень грунтовых вод и направление их движения; а, б, в, г, д – последовательные стадии процесса концентрации стока; е – направление перемещения земной поверхности под влиянием эрозии (а) и плоскостной денудации (б)

Описанный способ концентрации стока, в ходе которого поток, эродировав земную поверхность, сам создает условия для превращения пластовых потоков в русловые и для объединения малых русловых водотоков в более крупные, получил наименование эрозионной концентрации (Курдюмов, 1977). Она заключается в сосредоточении пластовых потоков в углубляющихся руслах (русловая концентрация) и в объединении (слиянии) малых русловых потоков в крупные в пределах водосборных бассейнов (территориальная концентрация). В первом случае образуются русла и долины, а во втором – системы долин и эрозионные чаши.

Эрозионная концентрация наблюдается только у водотоков, врезающихся в глубину, когда в силу естественной борьбы за водосборы наиболее мощные и глубоко врезаемые потоки перехватывают менее энергичные ручьи. В нижнем течении многие реки не способны к врезанию в глубину и лишены в силу этого речных долин. Эрозионная концентрация там не выражена и сменяется деконцентрацией, которая стимулируется аккумулятивной деятельностью потоков, обусловленной малыми уклонами.

Деконцентрация связана со способностью аккумулярующих рек расширять свои русла или выходить за их пределы и образовывать там боковые ответвления (рукава). Эти явления связаны с аккумуляцией аллювия на дне реки, благодаря чему она дробится на протоки (русловая многорукавность) или перемещается вверх с образованием боковых ответвлений, которые в одних случаях вновь соединяются с главным руслом (пойменная многорукавность), а в других – впадают в водоприемный бассейн или заканчиваются слепо (дельтовая многорукавность), как это бывает в сухих дельтах аридных стран. Все эти явления объясняются постепенным расширением речных долин в ходе смещения русла по их дну, в связи с чем последнее покрывается довольно мощным слоем аллювиальных отложений, слагающих пойму. С появлением этого элемента рельефа существенным образом меняется гидродинамическая структура водного потока. В паводки он выходит из русла и расплывается на поверхности поймы, приобретая в этой своей части черты, свойственные нерусловым потокам (большая ширина, малая глубина, небольшая скорость). Благодаря смещениям русла в рыхлых аллювиальных отложениях под влиянием центробежных сил увеличивается извилистость реки, возрастает ее длина и уменьшается уклон. Масса воды, приходящаяся на 1 м длины долины, при прочих равных условиях в пойменных долинах всегда больше, чем в беспойменных. Некоторая доля речных вод задерживается в старичных и других водоемах пойм, за счет чего увеличиваются потери воды на испарение и инфильтрацию в грунт и расход руслового потока нарастает вниз по течению не так энергично, как в беспойменных долинах. Таковы гидрологические признаки деконцентрации водного потока. Наряду с ними существуют и геоморфологические критерии этого процесса. Вследствие аккумуляции аллювия на дне реки размыв наблюдается только на ее берегах, что ведет к расширению русла. Этот процесс сопровождается падением средних скоростей течения и появлением в русле реки аккумулятивных образований, сложенных влекомыми наносами (береговых отмелей, кос, осередков). Они могут сохраняться в течение длительного времени и способствовать делению русла на протоки и рукава. Так возникает русловая многорукавность (Чалов, Макавеев, 1986), являющаяся важнейшим признаком деконцентрации водного потока.

При прогрессирующем накоплении наносов, когда последние ложатся не только на дно, но одновременно и на оба склона русла, прекращается не только донная, но и боковая эрозия, а русло потока перемещается вверх, что сопровождается прорывом береговых дамб и образованием рукавов, столь характерных для дельт. Русло реки в этом случае оказывается на одном уровне с окружающей территорией или даже выше ее и поэтому лишается возможности сосредоточивать сток. Функция его здесь иная. Дробясь на рукава, оно выполняет роль распределителя воды и наносов по земной поверхности, что находит отражение в веерообразном рисунке гидрографической сети.

Деконцентрация потока может быть русловой, когда поток, выходя на пойму, меандрируя и дробясь на рукава, все время остается в пределах выработанной им отрицательной формы рельефа – эрозионной долины. Русловая деконцентрация выражается в том, что в долине появляются расширенные звенья, в пределах которых русло реки меандрирует или фуркирует, причем фуркация отражает более высокую степень деконцентрации потока, чем меандрирование. Русловая деконцентрация в устьевой области постепенно сменяется деконцентрацией территориальной, когда поток выходит за пределы своей долины и, покидая русло, уже больше в него не возвращается. Поток распыляется по акватории водоприемного бассейна или дельты и, фильтруясь в собственные отложения, питает грунтовые воды.

Территориальная деконцентрация осуществляется за пределами речных долин в береговых и материковых дельтах и конусах выноса, где благодаря резкому снижению живой силы водотока и отсутствию коренных берегов условия для нее наиболее благоприятны. Внешне она выражается в расщеплении единого руслового потока на рукава, последовательно уменьшающие свои размеры и водность при каждом новом делении. Одновременно в том же направлении возрастает число дельтовых проток и рукавов. Деконцентрация потока выражается также в увеличении ширины дельт и конусов выноса по направлению течения потока, в концентрической зональности их отложений, особенно отчетливо выраженной у пролювиальных конусов выноса (Шанцер, 1966).

#### **ДИНАМИКА ФЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ И ОСАДКАХ**

Русловая концентрация и деконцентрация сменяют друг друга постепенно, в связи с чем процессы эрозии и аккумуляции протекают совместно как во времени, так и в пространстве на значительных по протяженности отрезках русловых систем, а аккумулятивные и эрозионные формы рельефа формируются одновременно, располагаются друг подле друга и связаны между собой

постепенными переходами. Это обстоятельство наиболее полно отражает концепция динамических фаз развития флювиального процесса, разработанная В.В. Ламакиным (1948) и его последователями – Шанцером (1951, 1961), Карташовым (1972), Лютцау (1978, 1983) и др.

Согласно этим представлениям флювиальный процесс может находиться в различных динамических фазах, определяемых балансом наносов на поперечном сечении водного потока. Если баланс отрицательный (приход меньше расхода), то эрозионные процессы являются господствующими. Поток, находящийся в таком состоянии, а также его русло, долина и отложения относятся к эрозионной фазе, для которой характерна глубинная эрозия, приводящая к перемещению русла сверху вниз, по вертикали. Если баланс положительный, то преобладают аккумулятивные процессы. В этом состоянии поток, русло и долина относятся к аккумулятивной фазе, для которой характерны перемещения русла вверх и наращивание толщи аллювия в том же направлении. В тех случаях, когда приход наносов равен расходу, эрозионные процессы компенсируются аккумулятивными, в результате чего русло, перемещаясь в плоскости дна долины, все время остается на одном и том же гипсометрическом уровне. Такая фаза потока, русла и долины называется равновесной.

Перечисленные динамические фазы, несомненно, отражают основные тенденции флювиальных процессов. В пределах водосбора, где осуществляется территориальная концентрация стока, водные потоки, их русла и долины могут находиться во всех трех фазах, но на территории водоразборного бассейна, где сток децентрализуется, они всегда пребывают в аккумулятивной фазе (табл. 11). Еще яснее зависимость динамических фаз потоков и русел от русловой концентрации и децентрации. Она особенно отчетлива в том случае, когда наряду с основными динамическими фазами исследуются и переходные состояния подфазы (Лютцау, 1978).

Так, максимальной степени русловой концентрации потока, текущего в едином русле и не выходящего за его пределы, соответствует подфаза выноса (собственно эрозионная), когда благодаря большим уклонам и скоростям течения водоток полностью выносит вниз по течению продукты размыва своего ложа и материал, поступающий в него со склонов долины. В этой подфазе господствует глубинная эрозия, русло перемещается вниз по вертикали.

Меньшим значениям русловой концентрации потока отвечает подфаза частичной аккумуляции (эрозионно-аккумулятивная). В этом случае уклоны и скорости течения у потока не столь велики, благодаря чему он не уносит полностью обломочный материал, поступающий в него. Последний задерживается у выпуклых берегов в зоне слабых скоростей, способствуя смещению русла в сторону вогнутого берега. Там поток размывает породы корен-

Т а б л и ц а 111

Соотношение основных тенденций флювиальных процессов с динамическими состояниями водного потока, русла, долины и отложений

Основные тенденции флювиальных процессов	В бассейне	Территориальная концентрация стока				Территориальная деконцентрация
		в русле	русловая концентрация и деконцентрация	русловая концентрация и деконцентрация	русловая концентрация и деконцентрация	
Направленность эрозионной составляющей флювиальных процессов		русловая концентрация	русловая концентрация и деконцентрация	русловая концентрация и деконцентрация	русловая концентрация и деконцентрация	русловая деконцентрация
		глубинная эрозия	диагональная эрозия	боковая эрозия	диагональная эрозия	не выражена
Направление перемещений русла водотока		вниз по вертикали	в стороны и вниз	в стороны	в стороны и вверх	вверх
Динамические состояния водного потока, русла, долины и аллювиальных отложений	подфазы	собственно эрозионная (выноса)	эрозионно-аккумулятивная	равновесная	аккумулятивно-эрозионная	собственно аккумулятивная
	фазы	эрозионная (инстративная)		равновесная (перстративная)	аккумулятивная (констративная)	

ного ложа, осуществляя диагональную эрозию, т.е. смещение русла одновременно в сторону и вниз. Образуются менее глубокие, но более широкие долины с наклонными террасами врезывания, сложенными маломощным ( $M_0 < 1$ )<sup>1</sup> аллювием русловой фации. Последний является результатом начавшейся в этой подфазе деконцентрации потока, проявляющейся также в уменьшении его относительной глубины, в образовании врезанных меандр и в увеличении длины русла по сравнению с длиной долины.

Когда русловая концентрация и деконцентрация, чередуясь во времени и пространстве, уравниваются друг друга, наступает равновесное состояние. Поток теряет способность к врезанию, но боковая эрозия проявляется весьма энергично; происходит смещение русла в стороны, образование свободных меандр и формирование многоотрезной поймы. Аллювий последней имеет нормальную мощность ( $M_0=1$ ) и состоит не только из русловой, но и из пойменной фации, что является результатом дальнейшей деконцентрации потока, сопровождающейся увеличением роли пойменной его части в формировании рельефа и отложении дна долины. Деконцентрация выражается также в дальнейшем уменьшении относительной глубины русла, в образовании свободных излучин, осередков и протоков, в увеличении длины русла, в периодических выходах руслового потока на пойму. Но одновременно проявляют себя и процессы русловой концентрации, что выражается в возвращении паводковых вод в меженное русло, в повторяющемся спрямлении меандр, периодическом отмирании отдельных протоков.

Когда процессы русловой деконцентрации берут верх над концентрацией, водоток переходит в аккумулятивно-эрозионную подфазу, наблюдающуюся при очень малых уклонах и скоростях течения. Транспортирующая способность потока настолько падает, что он начинает отлагать наносы не только на пойме и выпуклых берегах русла, но и на его дне в зоне стрежня, где образуются осередки, нарастающие вверх и в ширину, благодаря чему водоток мелеет и распадается на протоки. Размыв сосредоточивается в бортах русла и из-за одновременного повышения его дна и зеркала воды со временем переходит на более высокие гипсометрические уровни. Поэтому русло перемещается не только в стороны, но одновременно и вверх ("по диагонали"), сочетаются процессы аккумуляции и диагональной эрозии, толща аллювия наращивается в вертикальном направлении, и долина переходит в погребенное состояние.

Деконцентрация потока выражается в этой подфазе в тех же самых формах, что и в равновесной фазе, но отмечается боль-

---

<sup>1</sup> Относительная мощность аллювия  $M_0$  определяется из отношения его фактической мощности  $M_f$  к нормальной  $M_n$ :  $M_0 = \frac{M_f}{M_n}$ .



шая склонность его к фуркированию. Поскольку это не является правилом, то очень трудно отличить долины, находящиеся в аккумулятивно-эрозионной подфазе от долин равновесных. Это возможно сделать лишь путем изучения мощности и строения их аллювия. У долин, находящихся в аккумулятивно-эрозионной подфазе, мощность аллювия превышает нормальную ( $M_0 > 1$ ), а в строении аллювиальной толщи отмечаются черты, связанные с особым механизмом ее формирования – настилением, детально описанным Е.В. Шанцером (1951). Суть его состоит в том, что ранее отложенные горизонты руслового аллювия благодаря перемещениям русла одновременно в стороны и вверх перекрываются более поздними генерациями русловых отложений, отделенных от нижележащих границами размыва, имеющими очень слабый поперечный наклон. В связи с этим вся толща аллювия расчленяется на разновозрастные пачки ("ярусы"), наложенные друг на друга в порядке формирования. Этим аллювий аккумулятивно-эрозионной подфазы отличается от аллювия равновесной фазы, состоящего из разновозрастных пачек, прислоняющихся друг к другу на одном гипсометрическом уровне. Кроме того, для аллювия этого типа характерны расположение линз пойменного и старичного аллювия на различных высотных уровнях, уменьшение крупности материала русловой фации вверх по разрезу и относительно небольшая роль пойменных фаций в общем разрезе аллювия. Аллювиальные толщи, обладающие этими чертами, называются миграционно-многоярусными. Их общие особенности в конкретных разрезах проявляются в разных вариантах, обусловленных теми или иными особенностями перемещения русла в ходе накопления аллювия повышенной мощности (Лютцау, Сафьянов, 1983).

В устьевой области, где поток выходит за пределы своей долины, смыкается с водоприемным бассейном (озером, морем) или иссякает, теряя воду на испарение и просачивание в грунт, осуществляется полная деконцентрация потока (русловая и территориальная), с которой связана завершающая подфаза эрозионного цикла – собственно аккумулятивная. В этом случае объемы поступающих сюда наносов настолько превышают транспортирующую способность потока, что он откладывает их по всему периметру русла и практически прекращает эрозионную деятельность. В связи с этим русло приобретает устойчивую способность к делению на протоки и ветвлению на рукава<sup>1</sup>, к удлинению в продольном направлении и к перемещению вверх в своих собственных наносах, что сопровождается формированием дельты или конуса выноса.

Чаще всего формирование дельт связано с процессом деления

---

<sup>1</sup> Рукава отличаются от протоков тем, что, отделившись от русла в каком-либо пункте (узле деления), ниже по течению с ним уже не соединяются.

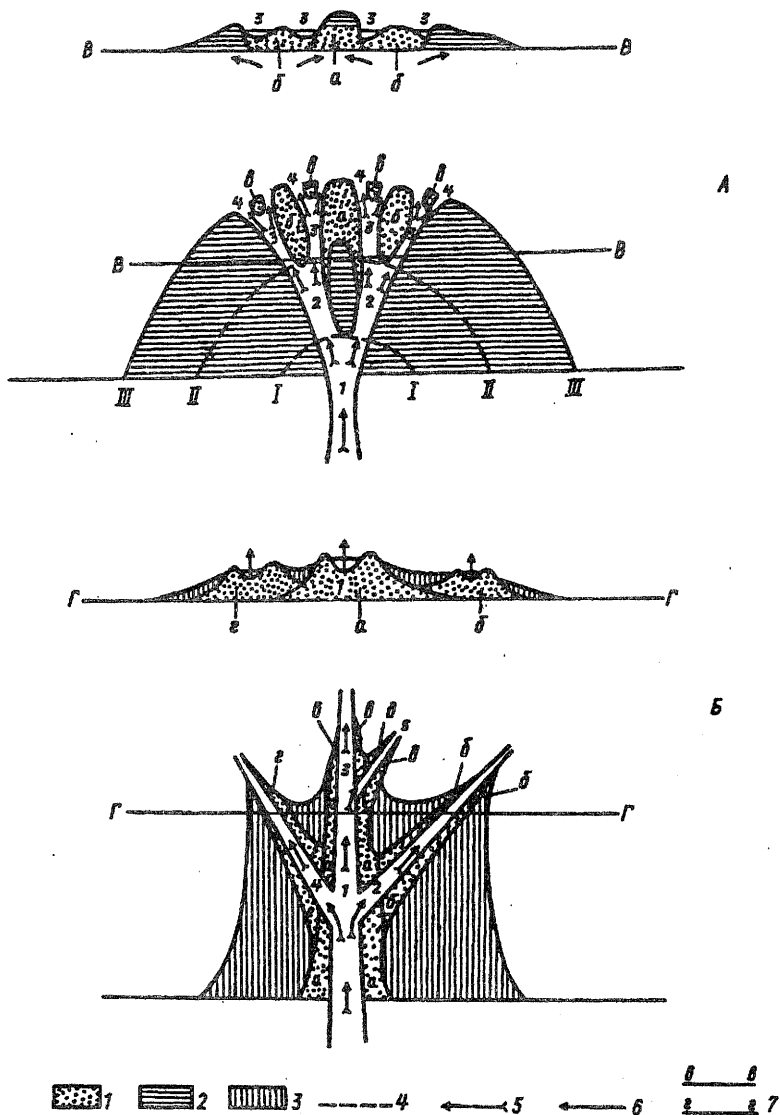


Рис. 24. Формирование дельт и их аллювия в результате деления (А) и ветвления (Б) потока и его русла: 1 - аллювий русловой и прирусловой фации; 2 - аллювий пойменной фации; 3 - аллювий фации плавней; 4 - границы веерной дельты начальных стадий ее нарастания; 5 - направление течений; 6 - направление перемещений речного русла; 7 - поперечные профили через веерную (В - В) и лопастную (Г - Г) дельты; I, II, III - стадии развития веерной дельты; 1, 2, 3 и т.д. - генерации дельтовых рукавов; а, б, в, г - генерации руслового аллювия

русла на рукава с помощью осередков, появляющихся в середине потока, на стрежне, где он несет большое количество материала крупных фракций (Самойлов, 1952). Этот процесс наблюдается и в других подфазах (аккумулятивно-эрозионной, равновесной), где одновременно с ним развивается обратное явление, заключающееся в слиянии возникших таким путем проток и в объединении их в едином русле. В аккумулятивную же подфазу деление русла на рукава не компенсируется их объединением, а продолжает прогрессировать по мере нарастания дельты, что выражается в разделении крупных рукавов на рукава меньшего размера. Благодаря этому число рукавов и осередков, возникающих на каждой новой стадии деления русла, возрастает во времени и пространстве (по мере удаления от вершин дельты) в геометрической прогрессии со знаменателем, близким к двум. Если увеличение числа рукавов осуществляется в ходе деления потока с помощью осередков, то образуются веерные дельты, которые часто называют также многорукавными, поскольку количество рукавов в этом случае бывает особенно велико (рис. 24, А). Для веерных дельт характерны симметричное строение, одновозрастность рукавов и осередков, близких по своим размерам, плавные очертания внешнего края, слабая миграция русел (в сторону и вверх), сосредоточение отложений русловой фации аллювия в середине дельты, а пойменной по ее краям, нарастание роли русловых отложений по мере приближения к внешнему краю дельты при уменьшении крупности материала этой фации в том же направлении.

Имеется и другой способ, который можно именовать ветвлением. Ветвление осуществляется в том случае, когда поток, аккумулируя наносы на дне, одновременно осуществляет перемещение значительной их доли к обоим берегам, где в результате аккумуляции в зоне медленного течения формируются береговые валы (дамбы), препятствующие превращению руслового потока в пластовый. Вследствие одновременного осаднения одинаковых по объему порций наносов на дне русла и его бортах последнее перемещается вверх по вертикали и при этом сохраняет свою форму и размеры, чем данный процесс существенно отличается от только что описанного.

Однако, перемещаясь вверх, водоток вскоре теряет свою устойчивость, поскольку оказывается выше окружающей местности, и приобретает способность к перемене направления своего движения. Он устремляется вправо или влево, следуя наибольшему уклону земной поверхности. Это происходит в паводки, когда, переливаясь через дамбы, поток размывает их в наиболее уязвимых местах и прокладывает себе новый путь на поверхности дельты, наращивая на своих берегах новые прирусловые валы из относительно крупнозернистого аллювия. Возникшие таким путем молодые отрезки речного русла тоже перемещаются вверх и со временем образуют боковые ответвления меньшего размера,

также окаймленные валами. Вследствие многократного повторения следующих друг за другом процессов медленного удлинения и перемещения русла вверх с прорывами его по новому направлению образуется многорукавная русловая система, характеризующаяся нарастанием числа рукавов и убыванием их размеров по мере удаления от вершины дельты к ее периферии. В рукавах происходит отложение крупнозернистого аллювия русловой фации. На их берегах откладывается близкий к нему по составу (немного более тонкий) аллювий фации береговых валов. Между рукавами осаждаются самые тонкие наносы (глины), а также биогенные осадки (торф), входящие в состав фации плавней, являющейся внедолинным (дельтовым) аналогом пойменной фации аллювия. Образование осадков этой фации связано с полной децентрацией речного потока, который, переливаясь в паводки через береговые валы, большей частью теряет свою русловую форму, расплывается по поверхности дельты и обратно в русло уже не возвращается. Он образует за его пределами обширные разливы (плавни) или, фильтруясь в собственные наносы, питает собой грунтовые воды.

В итоге процесса ветвления и удлинения русла образуются лопастные дельты, характеризующиеся весьма своеобразным рельефом и специфическим строением аллювиальной толщи повышенной мощности (см. рис. 24,Б). Для лопастных дельт характерны асимметричное строение, неровные очертания внешнего края, отсутствие осередков, разновозрастность рукавов (ветвей), близких по размерам, отсутствие признаков боковой миграции русла, обвалованность рукавов с обеих сторон, перемещение русла вверх по вертикали, периодические прорывы береговых дамб, сопровождающиеся катастрофическими наводнениями. Распределение фаций аллювиальных отложений находится в зависимости от рисунка речной сети, причем вдоль рукавов протягиваются полосы крупнозернистых осадков русловой фации и фации прирусловых валов, а между ними лежат пониженные участки дельты, сложенные тонкими наносами пойменной фации и фации плавней. По форме в плане они напоминают треугольники или трапеции. Если накопление аллювия продолжается достаточно долго, то происходит наложение разновозрастных генераций аллювия, отвечающих определенным стадиям ветвления русла, друг на друга. В таком случае в вертикальном разрезе можно наблюдать чередование линз руслового аллювия с пачками отложений пойменной фации и фации плавней (Лютцау, 1978).

Перечисленные выше особенности рельефа дельт и слагающих их аллювиальных отложений в большинстве случаев позволяют отличать собственно аккумулятивную подфазу от аккумулятивно-эрозионной как в случае деления водного потока, так и при его ветвлении. Но иногда по внешним признакам сделать это не удастся, поскольку данные подфазы могут быть связаны друг с дру-

гом постепенными переходами. Это говорит о том, что процесс полной деконцентрации потока не всегда осуществляется достаточно резко.

В отдельных случаях в результате длительной русловой деконцентрации процесс дельтообразования начинается еще в пределах речной долины, когда условия для территориальной деконцентрации стока отсутствуют и типичная дельта возникнуть не может, поскольку образовавшиеся тем или иным способом рукава ниже по течению обычно вновь соединяются с коренным руслом под влиянием сосредоточивающего воздействия на поток сужений речной долины и представляют собой, следовательно, не рукава, а протоки. Нередко наблюдается обратная картина, когда в пределах дельты присутствуют признаки концентрации стока (слияние протока, образование меандр). Поверхность дельты в таком случае напоминает по своему рельефу пойму речной долины, находящейся в аккумулятивно-эрозионной подфазе.

Т а б л и ц а 1 2

*Скорости перемещения равновесных русел по данным стационарных наблюдений*

Типы русел	Наименование реки	Скорость смещения, м/год	Источник данных
Неустойчивые (свободные)	Дон у устья Карповки	120	Поляков, 1930
	Волга у г. Саратова	100	Поляков, 1938
	Амударья (в верховьях)	70-100	Маккавеев,
	Лена выше устья Алдана	20-40	Чалов,
	Северная Двина	10-20	1986
	Обь у г. Барнаула	5-10	Демин, 1974
	Ока ниже г. Рязани	1,6-4,2	Шанцер, 1951
	Катунь у с. Сротки	2	Демин, 1974
	Неня у с. Новиково	1,5	Демин, 1974
	Бия у г. Бийска	1,2	Демин, 1974
	Москва-река у с. Аксанова	0,4	Лютцау, 1959
Устойчивые (адаптированные)	Обь у г. Барнаула	0,05	Демин, 1974
	Бия у г. Бийска	0,05	Демин, 1974
	Алей у г. Алейска	0,02	Демин, 1974

Указанные отклонения от теоретической схемы объясняются разными причинами. Дельтообразование в пределах долин связано, вероятно, с тектоническими опусканиями или повышением базиса эрозии, под влиянием которых долины могут заполняться аллювием почти до самых бровок. При этом ширина днища и мощность аллювия сильно увеличиваются, что способствует деконцентрации стока, а следовательно, и процессам деления и

ветвления русла. Слияние проток и их меандрирование в пределах дельт, вероятно, связаны с тектоническими поднятиями или опусканиями базиса эрозии. В обоих случаях водотоки врезаются в отложения дельты, что способствует концентрации стока в руслах. Последняя приводит к объединению мелких проток в более крупные, к появлению у них признаков миграции в плоскости дельты и к прекращению или замедлению ее роста в высоту<sup>1</sup>. Все это свидетельствует о том, что дельта находится в аккумулятивно-эрозионной или даже в равновесной фазе. Очевидно, что в разных динамических состояниях могут находиться не только эрозионные формы (долины), но и аккумулятивные образования (дельты), которые тоже способны переходить из одной фазы в другую, несомненным признаком чего являются вложенные друг в друга наземные дельты, характерные для предгорных областей, испытывающих новейшие тектонические поднятия. Однако с дельтами это происходит лишь под воздействием внешних факторов, тогда как долины способны переходить из одного динамического состояния в другое и в ходе своего саморазвития, когда внешние условия (климатические, тектонические и т.д.) не подвержены существенным изменениям. При этом динамические фазы и подфазы сменяют друг друга во времени и пространстве в той последовательности, которая представлена в табл. 11 (Лютцау, 1978).

#### МОРФОДИНАМИКА РЕЧНОГО РУСЛА КАК ОСНОВА ФЛЮВИАЛЬНОГО МОРФОГЕНЕЗА

На всех структурных уровнях флювиального процесса ведущее значение в формировании рельефа и отложений принадлежит деятельности руслового водного потока, определяющего форму русла, характер его перемещений и состав русловых отложений. Совокупность всех этих явлений, возникающих при взаимодействии потока и грунтов, слагающих его ложе, обычно называют русловым процессом.

Рельефообразующая деятельность текущей воды не ограничивается руслом. В ходе русловой и территориальной деконцентрации она охватывает также поверхность поймы и дельты, в пределах которых взаимодействие потока и ложа приобретает особые черты, поскольку поток, выходящий за пределы русла, приближается по своим свойствам к нерусловому (теряет скорость, переносит преимущественно взвешенные наносы). Но этот процесс (пойменный) развивается во взаимной связи с русловым. Ни тот, ни другой не могут быть до конца понятыми в отрыве

---

<sup>1</sup> Существенные осложнения в строение дельт вносят процессы, не относящиеся к флювиальным (морские, озерные, эоловые).

друг от друга. Термин "русловой процесс" обычно толкуют поэтому в двух смыслах: широком и узком (Русловой процесс, 1959). В первом случае под ним понимают процессы, происходящие не только в русле (собственно русловой), но и на заливаемой в паводки пойме (пойменный). Во втором случае пойменный процесс из руслового исключается.

Геоморфологическая роль собственно руслового и пойменно-го процессов резко различны. Русловой процесс приводит как к повышению, так и к понижению дна долины, что определяется динамическим состоянием русла. Пойменный процесс, состоящий в выпадении из потока паводковых вод тонких взвешенных наносов, только повышает дно долины (поверхность поймы), причем это повышение осуществляется во всех динамических состояниях, исключая подфазу выноса, когда пойма в долине вообще не образуется. Пойменный поток равнинных рек имеет небольшую глубину (0,5-2 м), малые скорости (0,3-0,5 м/с) и осуществляет аккумулятивную деятельность, в ходе которой накапливаются отложения пойменной фации аллювия. Скорость осадконакопления зависит от динамической фазы развития долины, среднегодовой мутности потока, расстояния от русла и степени заливаемости поймы, зависящей от ее высоты и подъема уровня воды в паводки. Она колеблется от 0,1 до 150 мм/год (Чернов, 1983). Пойменные потоки горных рек отличаются значительными скоростями и отлагают на пойме более грубый материал по сравнению с реками равнин.

В результате длительного осадконакопления поверхность поймы повышается и приближается к уровню паводковых вод, а пойменный поток оттесняется в русло (Лютцау, 1962). Это естественно вызывает усиление в его пределах боковой и глубинной эрозии, расширение русла за счет высокой поймы, превращение ее остатков в надпойменную террасу и образование новой, но более низкой поймы на место береговой отмели, возникшей в русле при его расширении. В дальнейшем процесс повторяется. Новая пойма постепенно нарастает в высоту и при этом снова вытесняет пойменный поток в русло, которое, перемещаясь в горизонтальной плоскости, вновь уничтожает пойму и одновременно создает на ее месте подобный же, но более низкий пойменный массив. В этом состоит суть взаимодействия русла и поймы, если рассматривать русловой процесс в течение длительного времени (столетия и тысячелетия). Очевидно, что сущность руслового процесса, рассматриваемого в узких и широких рамках, неодинакова.

Русловой процесс является саморегулирующимся, причем регулирование осуществляется через транспортирующую способность потока  $R$ , под которой понимается такой предельный расход наносов, сверх которого он при данных гидравлических характеристиках перемещать твердый материал не способен (Маккаев, Чалов, 1986).  $R$  находится в прямой зависимости от уклона  $J$  и расхода воды  $Q$  и определяется по Н.И. Маккаеву (1955) из

выражения

$$R = AJ^n Q^m,$$

где  $A$  – коэффициент, зависящий от неравномерности стока, характера коренных пород, слагающих русло, и механического состава наносов. Его величина варьирует в широких пределах от 0,24 до 2,94. Значение показателя  $m$  для равнинных рек близко к 2, а для горных – к 3. Величина показателя  $n$ , зависящего от соотношения влекомых и взвешенных наносов, близка к 1.

Размыв, происходящий при недогрузке потока наносами, приводит к увеличению поперечного сечения потока, к уменьшению скоростей его течения. Транспортирующая способность потока при этом снижается, и размыв сменяется отложением наносов. Но осаждение наносов приводит к уменьшению поперечного сечения потока и увеличению скоростей. Транспортирующая способность потока в этом случае возрастает, и аккумуляция сменяется размывом. В итоге русло приобретает форму, обеспечивающую прохождение по нему максимального количества наносов. Таким образом, взаимодействие потока и русла осуществляется через обмен наносами между ними. Это является основой саморегуляции русла и поймы. Осаждение наносов на пойме приводит к сосредоточению потока в русле и к размыву поймы, в ходе которого осевшие на ней наносы поступают обратно в русло. Осаждение наносов в русле стимулирует образование новой поймы, на которой накапливаются наносы, поступающие туда из русла. Таким образом, русловой процесс обладает способностью к саморегулированию не только на собственно русловом, но и на пойменном уровне.

Направленность руслового процесса на поперечном сечении водного потока определяется соотношением между его транспортирующей способностью и фактическим поступлением наносов. Когда приток наносов меньше транспортирующей способности потока, в русле господствуют эрозионные процессы, и его дно в таком случае понижается. В тех случаях, когда приток наносов находится в соответствии с транспортирующей способностью потока, осуществляется транзит наносов, в ходе которого дно реки сохраняет свое гипсометрическое положение, что является признаком равновесного состояния русла. Если приток наносов превышает транспортирующую способность потока, то значительная их часть оседает на дне реки, благодаря чему оно перемещается вверх. Учитывая вышеизложенное, а также влияние на динамику русла коренных пород, рассмотрим динамическую классификацию русел, заимствованную у А.В. Караушева (1969) и приведенную нами в соответствии с концепцией динамических фаз развития долин (рис. 25).

Согласно этой классификации действующие русла по направ-



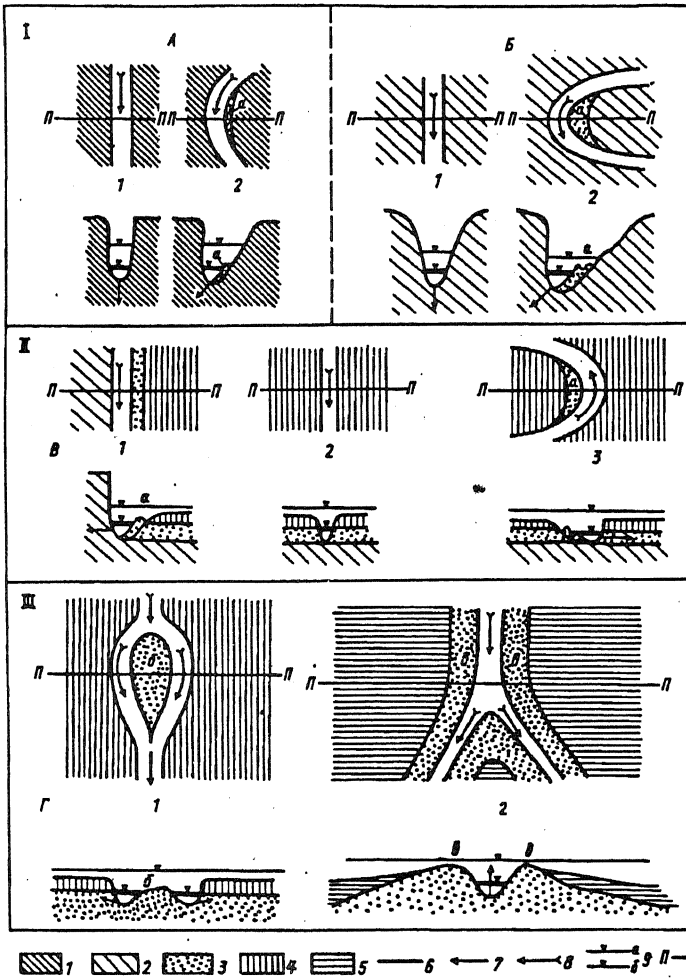


Рис. 25. Динамические типы русел, характерные для эрозионной (I), равновесной (II) и аккумулятивной фаз, отображенные в плане (верхняя часть строки) и на поперечных профилях (нижняя часть строки): 1 - стойкие коренные породы; 2 - податливые коренные породы; 3 - русловой аллювий; 4 - пойменный аллювий; 5 - аллювий пойменной фации и фации плавней (нерасчлененный); 6 - границы самых молодых генераций руслового аллювия; 7 - направление перемещения русла; 8 - направление движения водных струй на стрежне потока; 9 - уровни паводков (а) и межени (б); 10 - линии поперечных профилей; А - трудноразмываемые русла (1 - очень устойчивое, 2 - устойчивое); Б - размываемые русла (1 - устойчивое, 2 - малоустойчивое, фиксированное, 3 - неустойчивое, блуждающее); Г - намываемые русла (1 - неустойчивое, разделенное осередком, 2 - неустойчивое, обвалованное); а - береговые отмели; б - осередки; в - береговые валы

ленности и интенсивности руслового процесса подразделяются на четыре типа: трудноразмываемые, размываемые, равновесные и намываемые, в основном соответствующие главным фазам флювиального процесса, речных долин и аллювиальных отложений. Каждый тип подразделяется на подтипы, выделяемые по относительной устойчивости русла в плане. Последняя определяется по составу горных пород, слагающих берега (коренные, аллювиальные), по внешнему виду формы в плане (прямолинейная, дугообразная, фуркационная, разветвленная) и в профиль (симметричная, асимметричная), по направлению (вниз, вверх, вправо, влево) и виду (смещение, деление, ветвление) русловых перемещений. При этом мы исходим из того, что при прочих равных условиях прямые, симметричные, неразветвленные, а также врезанные в коренные породы русла, смещающиеся в глубину по вертикали, являются в плане более устойчивыми, чем изогнутые, асимметричные, дробящиеся на протоки с помощью осередков и разветвленные на рукава. Кроме того, у искривленных русел их устойчивость зависит также и от стадии развития излучины, что в данной классификации не отображено.

В данной главе мы не рассматриваем трудноразмываемые и размываемые русла (см. рис. 25,А,Б) эрозионной фазы, для равновесных русел (см. рис. 25,В) приводим лишь данные о скоростях смещения их наиболее устойчивых (адаптированных) и наименее устойчивых (свободных) участков (табл. 12), но подробно остановимся на намывных руслах аккумулятивной фазы.

Намывные русла наблюдаются в аккумулятивной фазе, т.е. на тех участках течения, где фактическое поступление наносов превышает транспортирующую способность потока. В этом случае его энергия тратится в основном на перенос воды и взвешенного в ней материала, а влекомые наносы последовательно, слой за слоем, оседают на дне реки и ее берегах, из-за чего водоток перемещается вверх в собственных наносах, наращивая толщу аллювия в вертикальном направлении. Этот процесс может совершаться или в ходе деления русла на протоки (фуркирования), или при ветвлении его на рукава. В первом случае возникает неустойчивое русло, разделенное осередком, а во втором – неустойчивое обвалованное русло (см. рис. 25,Г).

Фуркирующее русло наиболее стабильно в узлах деления и слияния, т.е. там, где оно еще не разделено. Здесь оно аналогично по морфологии и подвижности фиксированным участкам меандрирующих рек (см. рис. 25,В), расположенным на крыльях смежных излучин. Наиболее подвижно оно в вершинах проток, смещающихся в противоположные стороны (см. рис. 25,Г). Их можно рассматривать в какой-то мере как аналоги меандр. Они сходны с ними по форме русла и механизму смещения. Каждая в отдельности напоминает свободное русло равновесной фазы (см. рис. 25,В), но отличаются от него тем, что смещаются не только в

стороны, но одновременно и вверх. Протоки не всегда обладают одинаковой подвижностью. Это определяется соотношением проходящих по ним расходов воды. Если основной расход проходит по правой протоке, то она смещается быстрее и при этом удлиняется. Ее удлинение приводит к снижению продольного уклона и скоростей течения, к уменьшению пропускной способности, из-за чего основной расход перемещается в левую протоку, и она начинает смещаться быстрее правой. Таким образом, наряду с миграцией проток осуществляется связанное с ней перемещение потока из одной формы рельефа в другую, что нередко приводит к отчленению проток от главного русла и к превращению их в затоны (аналоги стариц). Не обладают одинаковой подвижностью и узлы фуркации (деления и слияния). Если осередок нарастает с устья, то русло в узле деления (верхнем) является устойчивым. Если осередок растет с приверха, то более устойчивым будет русло в узле слияния (нижнем). В намываемых руслах осередки, как и узлы фуркации, обычно смещаются вверх по течению одновременно с близкими скоростями, что является признаком прогрессирующей аккумуляции. Но эти перемещения совершаются медленнее, чем боковая миграция проток, и близки к тем, которые характерны для фиксированных русел меандрирующих рек.

Наращивание дна долины в аккумулятивную фазу с помощью осередков наблюдается в том случае, когда избыток наносов оседает на стрежне потока и тем самым способствует расширению русла и делению его на протоки. Если наносы ложатся равномерно по всему периметру русла, то оно не расширяется и в плане не смещается, а мигрирует вверх в наращиваемых потоком береговых валах (см. рис. 25), сохраняя при этом свою форму и размеры. Это приводит к периодическому ответвлению от него боковых рукавов. Устойчивость таких русел в пространстве существенно не меняется, но во времени она подвержена резким колебаниям, связанным с цикличностью процесса ветвления русла. Чем значительней возвысится русло в ходе осадконакопления над окружающей его местностью, тем слабее его устойчивость и тем больше вероятность образования нового рукава. В определенный момент медленный подъем русла вверх нарушается прорывом берегового вала и перемещением части потока на новое (более низкое) место. При этом устойчивость прежнего русла возрастает из-за снижения уровня воды в потоке, связанного с частичным перемещением его в новый рукав. Начинается новый цикл ветвления, повторяющий предыдущий. Поскольку процесс ветвления сопровождается скачкообразным снижением уровней и расходов, каждая новая русловая "ветвь" оказывается меньше ранее образованной по своим размерам в длину и глубину и слагается более тонким аллювием русловой фации и фации береговых валов.

Охарактеризованные в данном разделе типы русел закономер-

но сменяют друг друга на протяжении течения реки в соответствии с аналогичной сменой динамических фаз развития речных долин (Лютцау, 1978, 1983). Нередки случаи несоответствия между динамическими фазами долин и динамическими типами лежащего внутри них русла. Они связаны с различной степенью "чувствительности" на внешние воздействия (климатические, тектонические и т.д.) у флювиальных форм руслового и долинного уровня. Поэтому изменения в характере русловых перемещений, определяющие прежде всего тип русла, сказываются на флювиальной форме в целом (на долине, а тем более на бассейне) лишь в случае их действия непрерывно в течение продолжительного времени, превышающего время, необходимое для коренного переформирования русла. В связи с этим внешние воздействия, даже весьма существенные, отражаются на облике долин намного позднее, чем на очертаниях русла.

## ФОРМИРОВАНИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Основными элементами речной долины в гумидной зоне являются: русло реки, пойменные и надпойменные террасы и их склоны. Каждый из этих элементов, несмотря на тесные парагенетические связи, формируется и преобразуется экзогенными и эндогенными процессами неодинаково. Это влияние оценивается иногда с полярных точек зрения. Взять хотя бы оценку роли вертикальных тектонических движений в образовании террас или в перехватах речных долин.

По-разному протекает процесс формирования речных долин и в различных ландшафтно-климатических зонах, из-за чего облик их заметно отличается друг от друга. Достаточно назвать вадии (уэды) в аридных странах, террасированные долины в центральной полосе гумидной зоны, долины с террасоувалами в областях вечной мерзлоты. Еще бóльшим разнообразием характеризуются процессы развития и морфология речных долин в горных областях.

**Морфологические типы речных долин.** История развития рельефа каждой речной долины запечатлена в ее морфологии, размерах, рыхлых отложениях, заполняющих ее дно и прикрывающих склоны. Наиболее резко основные черты развития рельефа отражаются в строении поперечного и продольного профилей долины, в неровностях коренного ложа, глубоких эрозионных ложбинах на поверхности террас и склонах.

В геоморфологическом анализе для определения динамики долин часто используется изучение формы их поперечного профиля. Типология поперечников долин может устанавливаться с учетом общей геолого-геоморфологической обстановки. В этом случае классификационными признаками служат: ширина днища, характер сочленения поймы с террасами и склонами, крутизна бортов, строение рыхлых толщ. По этим признакам выделяются: треугольный, трапециевидный, параболический, желобовидный и планиморфный морфологические типы (рис. 26).

У одной и той же долины строение поперечного профиля изменяется иногда через несколько километров. При этом меняются не только положение погребенных эрозионных ложбин, переходящих с одного борта на другой, но и количество надпойменных террас, мощности рыхлых отложений и др. Главной причиной

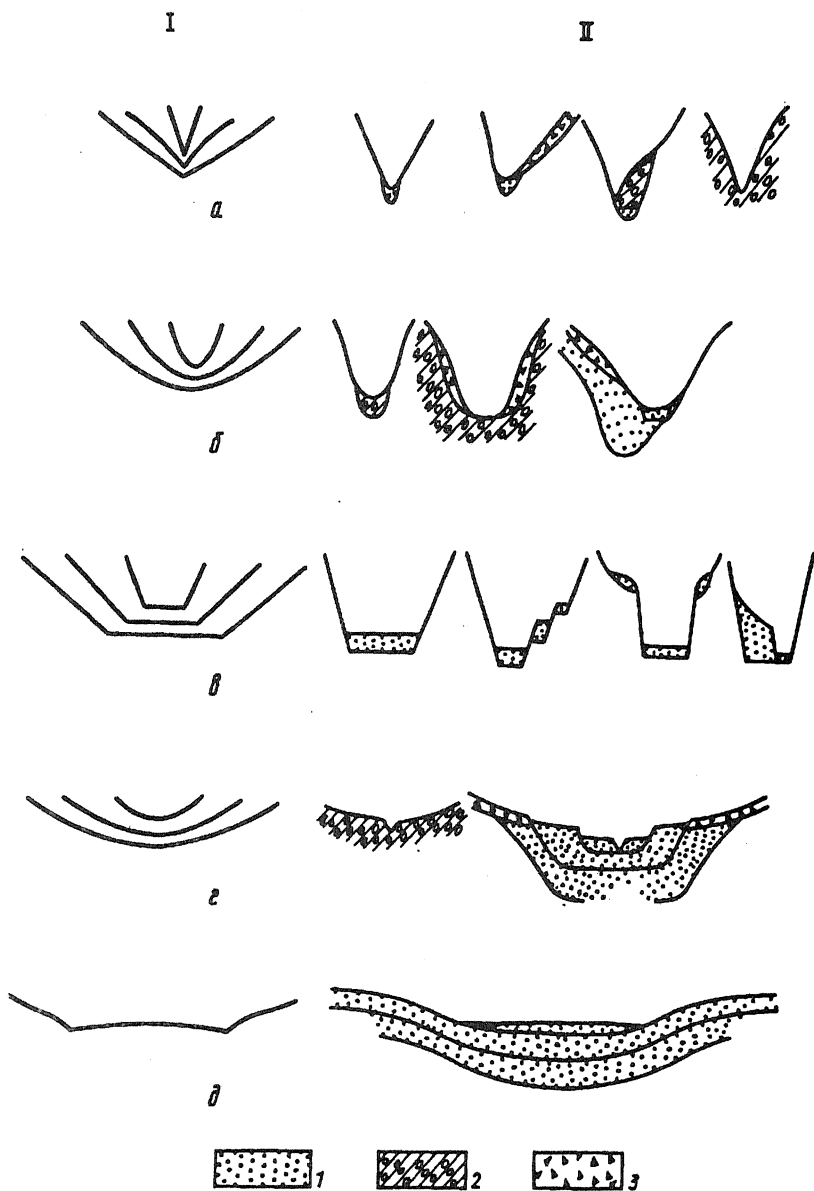


Рис. 26. Морфологические типы долин: I - в поперечном профиле (а - треугольный, б - параболический, в - трапециевидный, г - желобовидный, д - планиморфный); II - варианты строения поперечного профиля: 1 - аллювий, 2 - морена, 3 - склоновые отложения

этого является чередование в истории долин эпох врезания, расширения и аккумуляции обломочного материала. К таким изменениям приводят различия в литологическом строении территорий, пересекаемых долинами, в интенсивности тектонических движений. Например, речные долины при пересечении массивов, сложенных устойчивыми к денудации породами, сужаются. При этом резко уменьшается ширина надпойменных террас или последние вообще исчезают.

В горных областях и на плоскогорьях почти все долины I порядка и многие долины II порядка характеризуются треугольной (V-образной) формой поперечника. Обычно они имеют коренные склоны прямого профиля и узкое днище. Склоны чаще крутые (более  $20^\circ$ ) и деструктивные: обвальные, осыпные, дефлюкционно-осыпные, курумные, дефлюкционно-курумные, но могут быть и пологие ( $12-15^\circ$ ). Долины треугольного (V-образного) типа в основном являются симметричными, реже асимметричными – один склон пологий и часто аккумулятивный.

Долинам низких порядков присущ значительный уклон днища (0,02-0,2), продольный профиль отличается невыработанностью и ступенчатостью. Пойма и русловые формы, как правило, не выражены. Неширокое днище долины обычно завалено неокатаным обломочным материалом, поступившим со склонов. Русло выглядит как цепочка бочагов. Вода сочится в толще рыхлого материала, частично вымывая мелкозем. Все это приводит к тому, что аллювий характеризуется крайне низким коэффициентом окатанности обломков, при этом содержание обломков нулевого класса может достигать 70-80%. Обломки отличаются сильной трещиноватостью, иногда с корочкой ожелезнения на поверхности, что свидетельствует о крайне слабой обработке их потоком. Мелкозем в верхней части отложений почти нет, он промыт в основание толщи, состоящей из чередующихся склоновых и аллювиальных фаций.

В горных областях иногда средние и нижние участки долин III и IV порядков также имеют треугольную форму поперечника, обусловленную интенсивным врезанием водотоков. Протяженность таких участков составляет первые сотни метров, и они обычно граничат с трапецевидными нетеррасированными долинами. Мощность аллювия на дне долин здесь обычно меньше нормальной. В течение плиоцен-четвертичной истории в таких долинах преобладала тенденция к углублению и врезанию русла в коренные породы. Энергия потока расходовалась лишь на их углубление, из-за чего практически не сохранилось древнего аллювия и определить возраст этих долин бывает очень сложно.

Трапецевидный тип долин – наиболее распространенный как в равнинных, так и в горных областях. Ширина долин средних порядков колеблется от 200 до 500 м, но мо-

жет достигать 3 км и более. В долинах обычно развит комплекс террас. Асимметрия поперечника выражается либо в различной крутизне коренных бортов, либо в распространении террас вдоль одного из бортов. В нижних частях склонов, опирающихся на слабозадренованную пойму или русло, иногда преобладают обвально-осыпные процессы.

Для трапециевидных долин характерны повышенные мощности аллювия. Различные участки этих долин находятся на разных динамических стадиях, но на современном этапе развития чаще преобладают перстративная и констративная стадии. Наблюдения на Востоке страны показали, что в истории развития трапециевидных долин средних – высоких порядков неоднократно чередовались эпохи углубления и расширения днищ с эпохами мощного заполнения долин аллювиальными осадками.

В пределах среднегорий и плоскогорий вулканогенных областей встречаются короткие каньонообразные участки сужений в долинах, где ширина днища составляет всего 50-80 м, что намного меньше глубины долины. Крутые обвально-осыпные склоны выпуклого профиля опираются на валунно-галечные косы. Пойма не развита, иногда на днище долины наблюдается глыбово-валунная отмостка. Такие участки отличаются только соотношением ширины днища и глубины долины, преобладанием на всем протяжении долины тенденции к врезанию, что выражено в отсутствии террас и малой мощности аллювия.

В трапециевидных долинах средних и высоких порядков террасы обычно наблюдаются по обоим бортам долины, хотя часто бывают скрыты под чехлом склоновых отложений. В ряде случаев на поверхности цоколя надпойменных террас обнаруживаются эрозионные ложбины, в которых сохранились древние аллювиальные осадки.

Для долин с подобной формой поперечного профиля как в горах, так и на равнинах характерно двучленное, а местами трехчленное строение аллювия, когда под осадками, синхронным времени образования данной террасы, залегают в эрозионных ложбинах более древние песчано-галечные отложения. Однако эта особенность наблюдается не всегда и не на всех уровнях надпойменных террас.

В долинах с террасированным поперечным профилем и аномально широким днищем особенностью является сохранность мощных аллювиальных отложений в бортах (в древних "врезах") либо под уровнем поймы. Мощность рыхлых отложений, выполняющих погребенные эрозионные ложбины, обычно составляет первые десятки метров, но может достигать 150 м. Эта толща осадков обычно представлена разновозрастными пачками отложений, залегающими друг на друге с размывом. В бортах или под днищем долин в этом случае прослеживаются отложения нескольких фаз аккумуляции, разделенные горизонтами размыва.



Речные долины с трапециевидными поперечниками, как правило, наблюдаются и на участках катастрофических прорывов вод из древних приледниковых озер.

Долины с параболической формой поперечника I-IV порядков имеют днище шириной 100-200 м, на которое опираются длинные склоны крутизной от 10 до 25°. Тыловой шов поймы бывает затянут шлейфом склоновых отложений. Параболическая форма поперечного профиля присуща долинам I порядка в истоках, когда они берут начало на широких сниженных седловинах или выработаны в мощных ледниковых осадках.

Параболические долины, как правило, выработаны мощными потоками, имеют сложное строение рыхлых отложений, прошли длительную историю развития со сменой эпох врезания и аккумуляции.

Желобовидный поперечный профиль характерен для некоторых расширений долин в верховьях рек в пределах холмогорий и плоскогорий. Иногда низовья притоков III-V порядков, впадающих на участках расширений крупных долин, могут также характеризоваться желобовидным поперечником. Характерный их признак – широкое днище (0,5-1,0 км), плавно переходящее в аккумулятивные террасы или террасоувалы. Ширина долин достигает нескольких километров. Коренные борта пологие (10-15°), профиль их вогнутый, развиты мощные шлейфы склоновых отложений. Иногда поперечный профиль долин резко асимметричен, тогда один из бортов представлен коренным склоном крутизной до 20-25°, опирающимся на пойму.

Для желобовидных долин характерны повышенные мощности аллювия, невысокая окатанность и сортировка материала (контративный тип аллювия). В истории долин неоднократно сменялись эпохи врезания и аккумуляции, но длительность последних обычно преобладала.

Планиморфные долины отличаются неясной морфологической выраженностью границ. У крупных рек русло дробится на множество рукавов, среди которых часто невозможно выделить главный. Пойма достигает в ширину многих сотен метров, изобилует протоками и ложбинами, заполняющимися в паводки водой.

На современном этапе развития долины с планиморфным поперечником, как правило, находятся в стадии аккумуляции. Мощности рыхлых отложений в бортах и под днищем составляют многие десятки и даже сотни метров.

**Очертания речных долин.** Очертания речных долин (направление, извилистость), так же как и русел, достаточно многообразны (рис. 27). Если очертания русел рек больше связаны с гидродинамическими особенностями потока, составом и балансом аллювиальных отложений, то конфигурация долин прежде всего обусловлена особенностями морфоструктуры территории, трещи-

новатостью горных пород. Анализ рисунка долинной сети, проведенный для условий Русской равнины К.И. Геренчуком (1960), показал следующее. *Параллельный тип* очертаний долинной сети наблюдается как на плато, так и в пределах аккумулятивных равнин в условиях распространения слабодислоцированных осадочных пород. Некоторую роль играют здесь субпараллельные системы разломов. *Радиально-концентрический* рисунок долин на равнинах характерен для тектонических впадин ("лепестковый" подтип) или брахискладок ("центробежный" подтип). *Прямоугольный тип* чаще распространен в пределах развития на поверхности кристаллических пород (Украинский и Балтийский щиты). *Перистый тип* конфигурации свойствен долинам, совпадающим с осью прогибов.

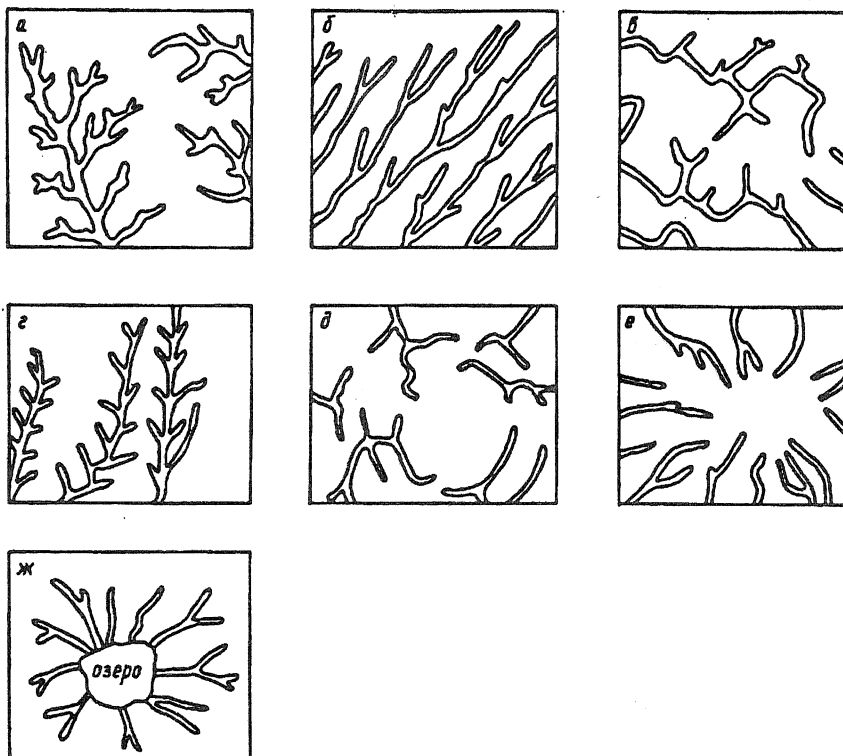


Рис. 27. Типы очертаний долинной сети: а – древовидный, б – параллельный, в – решетчатый, г – перистый, д – радиально-концентрический: е – центробежный, ж – лепестковый подтипы

В условиях Среднесибирского плоскогорья, сложенного осадочными, излившимися и туфогенными породами, наблюдаются те же закономерности. *Параллельный тип* очертаний долинной

сети свойствен законам крупных тектонических нарушений; *радиально-концентрический* – сводовым поднятиям, тектоническим котловинам, импактным структурам; *перистый* – равнинам и плато, сложенным карбонатными породами; *решетчатый* – выступам кристаллических пород. В ряде мест радиально-концентрический рисунок долинной сети подчеркивает отпрепарированные денудацией массивы изверженных пород. Примерно такие же отношения между очертаниями долинной сети и особенностями геологического строения характерны для горных регионов.

В этих соотношениях мы видим уже завершённый процесс образования очертаний долин. Практически он изменялся лишь там, где долгое время действовали аккумулятивные процессы рельефообразования (флювиальный, ледниковый, озерный, морской и др.). При вмешательстве в эрозионно-аккумулятивную деятельность реки такого фактора, как оледенение, может происходить значительная перестройка очертаний и положений долин. Например, у долины Миссисипи, многократно на протяжении плейстоцена перекрывавшейся ледниками, изменялись очертания (рис. 28). Влияние покровных ледников проявилось в том, что их языки, во-первых, сужали речную долину (раннечетвертичное оледенение); во-вторых, частично перекрывали ее, изолируя от притоков (среднечетвертичное оледенение); в-третьих, образовывали новые истоки (позднечетвертичные срезы). При отступании ледников долина Миссисипи оставалась в том положении, которое она получила в предыдущее межледниковье. Причиной перестройки в ледниковой зоне служило заполнение доледниковых долин мореной и флювиогляциальными осадками. На удалении от края ледников изменения в конфигурации долинной сети заметно меньше. Близкими чертами в истории развития характеризовалась долинная сеть в ледниковой зоне Русской, Польской и Северо-Германской равнин.

Таким образом, изменения в очертаниях долин происходят только при таких масштабах аккумуляции рыхлых отложений, которые соизмеримы с объемами речных долин.

Во всех случаях для понимания механизмов образования речных долин необходимы сведения о рельефе на начальных стадиях их развития. Одной из них является эрозионное расчленение первичной аккумулятивной равнины, недавно вышедшей из-под уровня моря. Энергия потоков из-за весьма незначительных уклонов поверхности здесь невелика, и поэтому они часто направлены почти строго по уклону и конфигурация русел, как правило, имеет *перистый* и *параллельный* типы очертаний. В однородных структурно-литологических условиях, которыми чаще обладают первичные аккумулятивные равнины, закладываются эрозионные формы (которые не являются еще речными долинами) самых простых очертаний. Усложнение же эрозионных форм и постепенное превращение их в долины происходят в течение

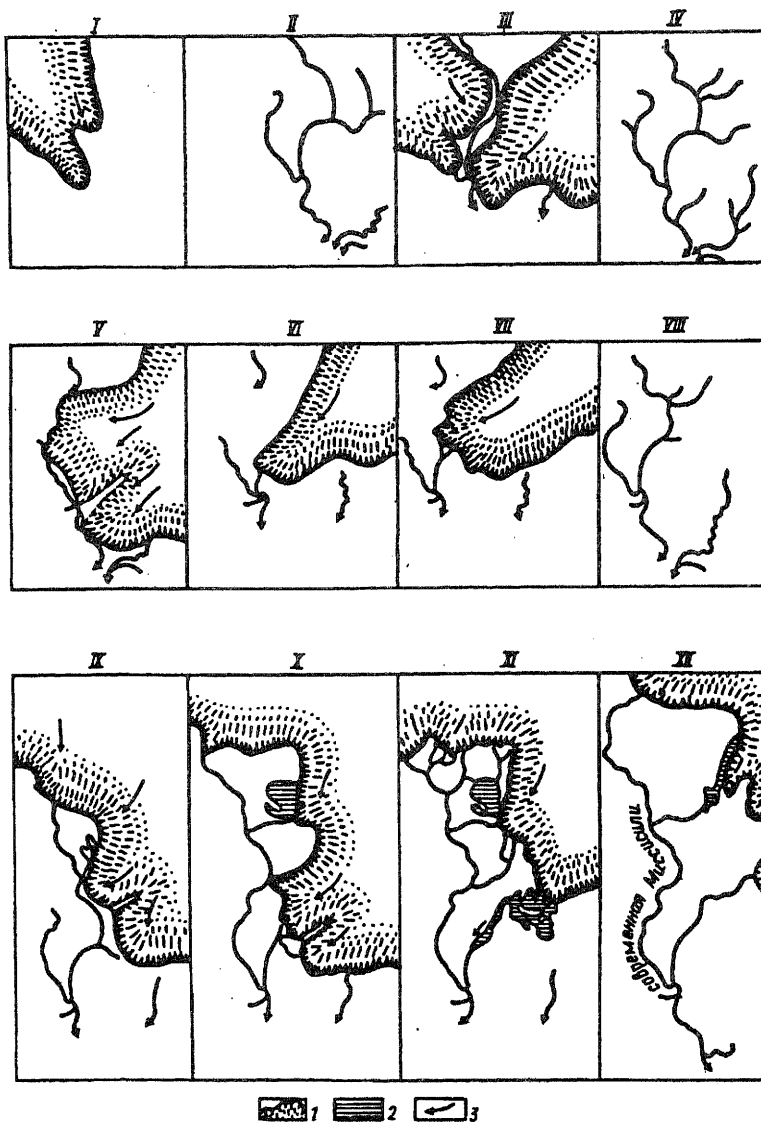


Рис. 28. Изменения очертаний долины Миссисипи (по Н.В. Кинд и К.В. Никифоровой, 1967): 1 – край ледникового покрова; 2 – приледниковые озера; 3 – направления движения льда.  
 Фазы развития долины: I – плиоценовое оледенение; положение Миссисипи не изучено; II – раннечетвертичное межледниковье; III – раннечетвертичное оледенение; IV – среднечетвертичное межледниковье; V–VII – стадии среднечетвертичного оледенения; VIII – позднечетвертичное межледниковье; IX – XI – стадии позднечетвертичного оледенения; XII – ранний голоцен

продолжительного времени, когда изменяются тектонические и литологические условия и каждая эрозионно-денудационная форма постепенно "нащупывает" наиболее податливые к денудации участки, препарируя их. Похожая ситуация часто наблюдается в крупных водосборных воронках в истоках долин в низкогорьях и среднегорьях. На этой стадии развития процесс, по-видимому, наиболее активен в отличие от последующих стадий.

### ЭЛЕМЕНТЫ РЕЧНЫХ ДОЛИН И ИХ ДИНАМИКА

Основные элементы речной долины – русло, террасы (в том числе пойменные) и склоны. Взаимосвязи их различны. Они проявляются прежде всего в балансе обломочного материала, поступающего в русло и на пойму и выносящегося за их пределы с разрушаемых долинных склонов и террас. Динамика этих образований специфична и зависит как от изменений скорости потока и насыщенности его обломочным материалом, так и от условий поступления последнего в русло со склонов.

**Динамика русел рек.** Динамика очертаний русел более изучена для равнинных рек или рек, дренирующих плоскогорья. Наибольший интерес при этом представляют длительные непрерывные наблюдения, позволяющие оценивать темп изменений русел.

Например, наблюдения и реконструкция положения русла р. Вислоки за 100 лет в северных предгорьях Западных Карпат показали следующее (по Климеку, 1978). Река Вислока дренирует в предгорьях возвышенную, расчлененную холмистую равнину с абс. отм. 400-600 м. Долина здесь извилистая с четко видимым строением. Уклоны русла колеблются от 0,5 до 6%, а меандры обладают большим радиусом кривизны; ширина пояса меандрирования достигает 700-1000 м. Долина р. Вислоки террасирована, имеет хорошо выраженную пойму. Более чем за 100 лет (1855-1964 гг.) конфигурация русла значительно изменилась (рис. 29). Появились новые береговые обрывы, произошло заполнение песчано-илистым материалом староречий, сократились за счет размыва площади низких надпойменных террас. Естественно, что при этом полностью переформировались плесы и перекаты. Но расширения пояса меандрирования за 100 лет практически не произошло. Тем самым подчеркнута устойчивость конфигурации дна долины.

В другом случае, в условиях обширных заболоченных приморских равнин, где границы планиморфных речных долин неопределенные, изменения очертаний русел рек также характеризуются значительной динамичностью. Изучение пространственного расположения русел рек и прирусловых песчано-галечных кос на Охото-Кухтуйской равнине с относительными превышени-

ями междуречий в 10-12 м показало, что общая конфигурация долин за 35 лет не изменилась. Суммарная площадь незалесенных песчано-галечных кос, а также ширина пояса свободного меандрирования (2-4 км) остались прежними. Это указывает на сохранившийся баланс обломочного материала в руслах наиболее крупных рек. Однако конфигурация русел наиболее крупных рек внутри пояса меандрирования изменилась существенно. Смещение крупных перекатов за 23 года вниз по течению произошло на 300-900 м. При этом несколько перекатов превратилось в длинную цепочку мелких или практически исчезло. На каждой из рек возникло по 4-5 новых крупных перекатов на тех местах, где 23 года назад существовали залесенные поверхности пойменных террас. Часть боковых протоков шириной по 20-30 м заполнилась аллювием и перестала существовать. При этом углубились и расширились соседние протоки, а основные русла рек в ряде случаев сместились в сторону на 1-2 км, не выходя, однако, за пределы пояса меандрирования.

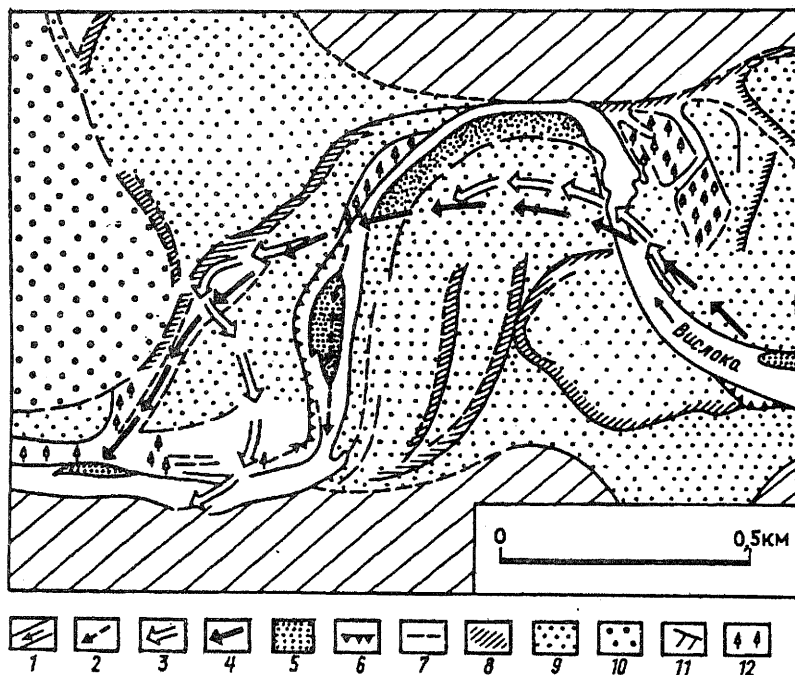


Рис. 29. Изменения очертаний русла р. Вислока (предгорья Карпат) за 100 лет (по К. Климеку, 1978). Оси русел: 1 - современного; 2 - в 1964 г.; 3 - в 1880 г.; 4 - в 1855 г.; 5 - гравийные отмели; 6 - береговые обрывы (активные); 7 - береговые обрывы (отмершие); 8 - старицы; 9 - пойма; 10 - надпойменная терраса; 11 - придолинные склоны; 12 - прибрежные заросли

Следовательно, несмотря на весьма интенсивное руслоформирование, на равнинах отмечаются консервативность в развитии крупных долин, сохранение ими не только направления стока, но и ширины пояса свободного меандрирования.

Подобные исследования проводились и в других регионах. Анализ переформирования русла Дона (нижнее течение) за 225 лет показал, что крупных боковых его смещений за это время не произошло. Ширина пояса меандрирования (10-15 км) осталась почти неизменной (Мальцев, 1962). Сравнение по аэрофотоснимкам конфигурации русла р. Брахмапутры (за 7 лет) показало, что даже очертания высокой поймы слабо изменились (Чистяков, 1978).

Таким образом, изменения в конфигурации русел рек в равнинных и предгорных условиях за десятки и первые сотни лет почти не касаются деформации рельефа всей долины в целом.

**Динамика рельефа террас.** Формированию террас в речных долинах посвящена обширная литература (работы Ю.А. Билибина, И.П. Карташова, Ю.А. Лаврушина, В.В. Ламакина, П.С. Макеева, Н.И. Маккавеева, Е.В. Шанцера, И.С. Шукина, С.С. Шульца, С.В. Лютцау, И.В. Попова, Г.И. Горещкого и др.). Гораздо меньше исследований касается вопросов преобразования террас после того, как они вышли из-под влияния руслового потока, т.е. стали надпойменными.

Известны две наиболее общие причины образования террас: 1) колебания базиса эрозии, вызывающие деформации продольного профиля, зависящие, кроме того, и от уклонов поверхности, особенностей формирования устьевых частей долины, условий поступления обломочного материала и др.; 2) изменение баланса обломочного материала в данном речном бассейне и транспортирующей способности водного потока. Эти причины могут быть связаны как с тектоническими движениями, так и с изменениями климата. Однако характер их связей достаточно сложен и изучен неполно. Это можно проследить по оценке роли тектонических движений, с которыми иногда связывают не только образование террас, но и изменение направления стока рек. Как хорошо известно, скорости тектонических поднятий и скорости врезания речных долин не совпадают. Динамичность потока примерно на один-два порядка выше первых, в связи с чем тектоническое поднятие никогда (за исключением сейсмических катастроф) не может перегородить речную долину, изменив направление ее стока.

Пересечение речной долиной участка с медленным тектоническим воздыманием приводит иногда к "расщеплению" террас. Однако избыток в бассейне реки обломочного материала при транзите последнего приводит к такому же эффекту. Поэтому связь террасообразования с режимом тектонических движений нужда-

ется в дальнейшем уточнении. Не вполне ясно также, какой минимальной продолжительностью должны обладать изменения климата, чтобы они повлияли на кардинальные изменения рельефа на дне долин разных порядков.

Для понимания особенностей развития террас необходимо знать их выраженность в рельефе, морфологию и морфометрию, строение, состав и возраст аллювия. В этих чертах террас бывают зафиксированы многие (но не все!) этапы и фазы их формирования.

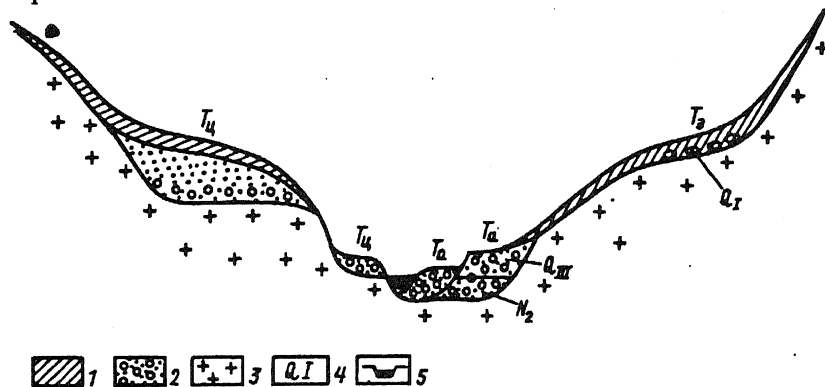


Рис. 30. Типы речных террас:  $T_{ц}$  – цокольные (смешанные),  $T_{а}$  – аккумулятивные,  $T_{э}$  – эрозионные; 1 – склоновые отложения, 2 – песчано-галечный аллювий, 3 – коренные породы, 4 – индекс возраста отложений, 5 – русло

Среди надпойменных террас выделяют цокольные (смешанные), аккумулятивные, эрозионные (рис. 30). Этим подчеркивается, что важную роль в реконструкции динамики долин играют поверхности, на которых залегают аллювиальные отложения. К ним прежде всего относятся поверхности цоколей, которые могут быть представлены как коренными (скальными), так и рыхлыми породами. В последнем случае их иногда называют "ложными цоколями". Цоколи встречаются как у смешанных, так и у аккумулятивных (в том числе погребенных) террас. Гораздо сложнее обстоит дело с цоколями эрозионных террас. Последние несут на своих площадках лишь фрагменты аллювиальных отложений, к тому же часто перемешанного со склоновыми отложениями. Это свидетельствует о значительном преобразовании рельефа поверхности такой террасы. В ряде случаев на ней вообще не сохраняется аллювия, что особенно характерно для высокоподнятых древних надпойменных террас. Поэтому высота и сам факт установления последних представляют сложную проблему.

Определение положения верхних горизонтов аллювия, слагающего террасу, ничуть не легче. Для пойменной террасы это



связано с тем, что на ней попеременно происходит накопление и перемещение аллювиальных осадков. Значительные интервалы скоростей размыва связаны с разным положением участков осадконакопления (тыловой шов, прирусловые косы и т.п.).

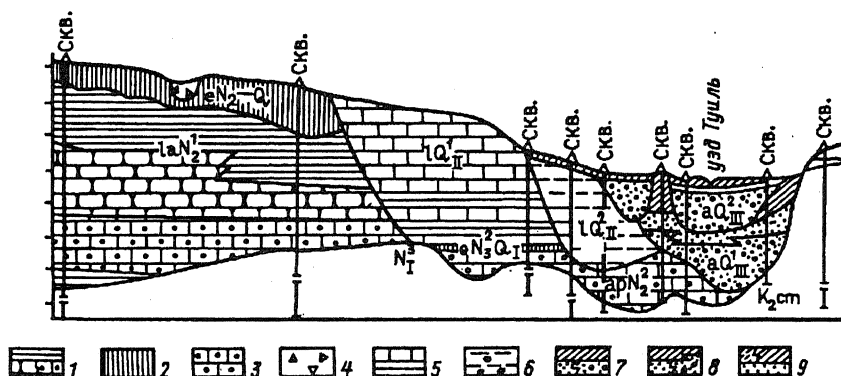


Рис. 31. Вложенные толщи осадков и погребенные террасы уэда Туиль, Алжир (по Ощипкову, 1975): 1 - раннеплиоценовые красноцветные конгломераты, песчаники и глины; 2 - плиоцен-четвертичные известняки и карбонатная мука; 3 - среднеплиоценовые аллювиально-пролювиальные конгломераты; 4 - плиоцен-раннечетвертичные брекчии, карбонатная мука, известняки; 5 - ранне-среднечетвертичные озерные известняки с прослоями глин; 6 - поздние-среднечетвертичные озерные глины и суглинки; 7 - ранне-верхнечетвертичные аллювиальные крупно- и разнозернистые пески; 8 - средне-верхнечетвертичные аллювиальные мелкозернистые пески, суглинки с линзами песка; 9 - поздние-верхнечетвертичные - современные аллювиальные мелкозернистые пески, супеси и суглинки

После того как терраса стала надпойменной, верхний горизонт аллювия часто срезается склоновыми или эрозионными процессами. Поверхность "террасоувалов" в долинах Сибири, например, скрывает под собой сложные сочетания разновозрастных аллювиальных осадков, срезанных склоновыми процессами. В связи с этим порой невозможно устанавливать этапы развития долины только по высоте бровки террас или по высоте наклонной площадки террасоувала.

Реконструировать развитие долины по изучению серии аккумулятивных террас несколько проще. Это можно проследить на примере анализа уэда Туиль (Алжир) (рис. 31). На расчлененной поверхности, сложенной позднемiocеновыми морскими отложениями, располагается серия эрозионных ложбин, заполненных раннеплиоценовыми красноцветными песчаниками, глинами и конгломератами суммарной мощностью более 60 м. В середине и в конце плиоцена произошло углубление долин на 50-60 м, которое затем сменилось аллювиально-пролювиальной аккумуляцией. В начале плейстоцена наметилось новое врезание уэда, сменившееся к началу среднего плейстоцена накоплением мощной (50 м!) ак-

кумуляцией озерных осадков. Наконец, в течение позднего плейстоцена неоднократно происходило углубление узда и заполнение его озерными и аллювиальными отложениями. Таким образом, в осадках узда (образования типичного для аридных стран) фиксируется неоднократная смена пльвиальных и засушливых эпох. В разрезах рыхлых отложений это видно по чередованию озерных, пльвиальных и аллювиальных фаций.

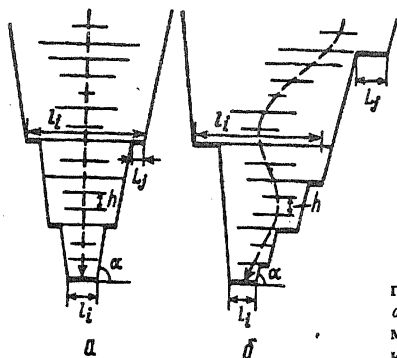


Рис. 32. Формирование террасового ряда (по В.И. Кленову, 1980, 1981): *a* – при вертикальном врезании, *б* – при меандрировании;  $\alpha$  – угол склона,  $h$  – интервал высот между днищами,  $l_i$  – ширина днища,  $L_j$  – ширина террас

Существует и иная проблема в анализе динамики рельефа долин. Хорошо известно, что не все террасы, возникающие при развитии долины, сохраняются в современном рельефе (Шанцер, 1949; и др.). В.И. Кленовым (1980, 1989) было проведено сравнение гистограмм распределения встречаемости террас по высоте над урезом, построенных на основании анализа последних в Северном Тянь-Шане, Западном Саяне, Туве. Результаты анализа показали, что зависимость встречаемости террас от их относительной высоты может быть описана уравнением:  $P_h = h^{-B}$ , где  $P_h$  – вероятность сохранения террасы;  $h$  – высота террасы;  $B$  – коэффициент, зависящий от крутизны склонов террас и величины одностороннего бокового смещения русла при врезании.

Попытки реконструкции "исчезнувших" террас на основе анализа закономерностей террасовых рядов, предпринятые В.И. Кленовым (1980), привели к созданию им имитационных моделей развития речных долин (рис. 32). Основными признаками, учтенными в этих моделях, служили: а) ширина долины на каждом из этапов ее углубления; б) число интервалов врезания, соответствующее числу "террасообразующих ритмов"; в) крутизна склонов; г) размах интервала врезания. Допустим, что последовательность террасообразующих ритмов является стационарной случайной последовательностью, тогда зависимость между средним числом террас и количеством ритмов опишется формулой

$$N_T = M^c,$$

где  $N_T$  – среднее число террас;  $c$  – коэффициент, зависящий от степени крутизны склонов (при угле наклона склона в  $90^\circ$  он равен 0,3);  $M$  – количество террасообразующих ритмов. Другим допущением при моделировании являлось отсутствие эпох аккумуляции в речных долинах. Имитационные модели развития долины указывают на значительную потерю информации при анализе только сохранившихся к настоящему времени террас. В частности, при 100 временных интервалах с наибольшей вероятностью в террасах фиксируется около 5% истории долин (Кленов, 1989).

**Процессы преобразования придолинных склонов.** Развитие склонов в пределах речных долин тесно связано с проявлениями русловых процессов. Интенсивные боковые смещения русел рек приводят к подрезанию склонов, усилению на них склоновых процессов и увеличению в русловых осадках грубообломочного материала. При этом в зависимости от глубины долины со склонов может поступать больший или меньший объем такого материала. В условиях Зауральского пенеплена, например, при незначительной (20-80 м) глубине долин площади придолинных склонов и днищ долин практически одинаковы, что подчеркивает равновесие в поступлении и транзите обломочного материала.

В горных районах, где преобладают глубокие долины с длинными склонами, значительные объемы обломочного материала, поступающие с них, постоянно нарушают режим потока, часто приводя к формированию селей и препятствуя тем самым углублению долин.

Для расширения неглубокой долины поток должен удалить гораздо меньше материала, чем при расширении глубокой долины. "Объем наносов, которые должен удалить поток, формируя долину, пропорционален квадрату глубины вреза долины" (Воскресенский, 1971). Это, вероятно, обуславливает то, что на какой-то стадии развития долины возникает равновесие между способностью потока выносить обломочный материал и поступлением последнего со склонов. В их соотношениях заложена возможность саморегуляции развития дна долины.

Наличие террас, как правило, способствует аккумуляции на их поверхности материала, поступающего с вышележащих склонов. Поэтому в террасированных долинах скорости поступлений на дно долины обломочного материала со склонов несколько ниже, чем в нетеррасированных:

#### **ФОРМИРОВАНИЕ ПРОДОЛЬНОГО ПРОФИЛЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН**

Проблема формирования продольного профиля речной долины составляет одну из важных проблем динамической геоморфологии. При этом различают понятия "продольный профиль реки",

под которым понимается продольный профиль водной поверхности руслового потока, и "продольный профиль дна долины", который представляет собой неровную кривую, фиксирующую высотные отметки водной поверхности потока вдоль оси долины (а не только вдоль русла). Под дном долины понимается наиболее низкая часть долины, включающая русловые образования и пойменную террасу. Продольный профиль реки лишь частично может отражать профиль дна долины и из-за этого во многих случаях малопригоден для геоморфологического анализа последней. Закономерностям развития продольного профиля рек посвящены работы Н.И. Маккавеева, Э. Мартонна, Г.П. Бутакова, А.М. Трофимова, Р.С. Чалова, Ю.А. Билибина, Е.Н. Былинского, И.П. Карташова, М.В. Пиотровского, А. Волига, С.В. Григорьева, Н.В. Хмелевой и др. Ими установлен ряд эмпирических зависимостей строения продольных профилей, выведенных из анализа раздельного влияния на них климата, литологии горных пород, тектонических движений; разработаны модели механизмов деятельности процессов, обуславливающих их развитие, и т.д. Несмотря на это, теории развития продольного профиля дна речной долины пока нет. Может быть, это явилось следствием того, что главное внимание уделялось эрозионно-аккумулятивной деятельности русловых потоков. При этом условно принималось, что деятельность других процессов в литосборном бассейне интегрированно отражена в строении и составе руслового и пойменного аллювия.

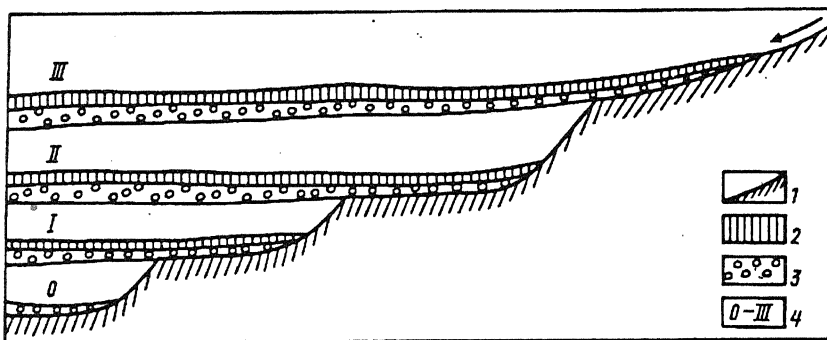


Рис. 33. Принципиальная схема развития террас при регрессивной эрозии (по Ю.А. Скворцову): 1 - коренные породы; 2 - лёссовидные суглинки; 3 - галечники; 4 - номера террас

Н.И. Маккавеевым (1955) было сформулировано положение о "выработанном профиле" реки, отражающем установившиеся соотношения между уклонами и транспортирующей способностью потока. Такой профиль условно принимается за профиль равновесия. Профиль равновесия (выработанный продольный профиль

реки) представляет собой идеальный случай, весьма редко встречающийся в природе. Различные звенья долинной сети даже в равнинных условиях неодинаково и неодновременно (Маккавеев, 1975) реагируют на изменение влияния отдельных факторов. Поэтому к профилю равновесия стремится профиль дна каждой долины, но достичь его она может лишь за многие десятки и сотни тысяч лет. Предположить же, что за эти промежутки времени все факторы (т.е. климат, тектонические движения и др.) будут неизменны, означает полностью исключить из анализа историю развития рельефа. Поэтому, исследуя формирование продольного профиля речной долины, приходится выяснять причины и время появления на нем каждого уступа, изменений в уклоне и т.п. Это особенно важно, поскольку с указанными чертами связаны особенности строения и динамики русловых аллювиальных отложений, морфологии поперечника долины и др. Выпуклые и вогнутые перегибы в продольных профилях в связи с активизацией на них эрозионно-аккумулятивных процессов не остаются в стабильном положении. Проблема их миграции изучена, к сожалению, недостаточно. Представления о проникновении волн регрессивного вреза от устья к верховьям долин в общем виде, пожалуй, впервые были сформулированы Ю.А. Скворцовым (1934). На рис. 33 отчетливо видно, что перегибы в продольном профиле связаны с пределами развития волны регрессивной эрозии в днище долины. Поэтому в среднем течении, а в особенности в верховьях долин наблюдаются выположенные участки, представляющие собой реликтовые днища долины. Однако в механизме регрессивного врезания пока много неясного. Это касается прежде всего способа образования уступов (см. рис. 33). Во-первых, они не могут образоваться только эрозионными процессами, так как углубление долин по сравнению с русловыми деформациями происходит медленно. По данным Б.В. Нуждина (1969), скорость глубинной эрозии р. Волги за последние 20 тыс. лет не превышала 0,5 мм/год. Скорости врезания рек за последние 50 тыс. лет определены для платформенных равнин 0,05-0,7 мм/год, а для областей современного горообразования 0,5-7 мм/год (Никонов, 1971, 1973). Во-вторых, уступы достаточно быстро могут смещаться вверх по долине от места своего первоначального образования при двух независимых друг от друга условиях: деятельности водопада (как это происходит, например, с Ниагарским водопадом); выположивании уклона дна долины, при котором бровка уступа смещается в сторону истока реки. Регрессивный "врез" в речной долине не может приниматься аналогичным такому же врезу в овраге, разрушающем рыхлые отложения. Все это позволяет считать, что в образовании уступов в продольном профиле участвуют одновременно не только регрессивная эрозия, но и "барьеры" устойчивых к денудации горных пород, а также тектонических нарушений.

Препятствия (перемычки), встречаемые рекой при развитии своей долины, оказываются независимо от их происхождения причиной, влияющей как на форму продольного профиля, так и на строение аллювиальных отложений на дне долины. На схеме, составленной А.А. Чистяковым (1978) по результатам исследования долин в горах Средней Азии, отчетливо видны участки размыва и накопления аллювия (рис. 34). С внешней стороны перемычки прослеживается углубление в ложе долины, связанное с "водопадным эффектом". Оно фиксируется, кроме того, аллювиальными фациями отмостки и самоотмостки. После выполнения "водобойного котла" рыхлыми отложениями он перестает функционировать, и вышележащие осадки перекрывают его. Выше перемычки продольный профиль всегда более пологий, что отражает результат накопления обломочного материала перед препятствием. При этом в горных долинах накапливается не только грубообломочный, но и мелкообломочный материал (см. рис. 34), а в разрезах выделяются субфации: "зоны выклинивания подпора" и "подпрудная".

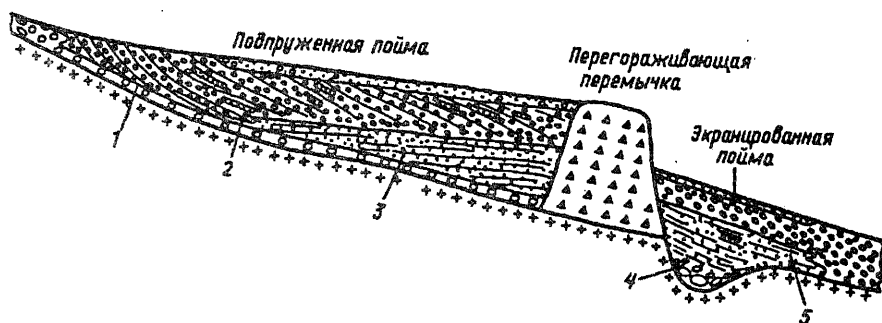


Рис. 34. Принципиальная схема строения дна долины у перегородивающих перемычек (по А.А. Чистякову): 1 — русловой аллювий; 2 — субфация зоны выклинивания подпора; 3 — собственно подпрудная субфация; 4 — фация отмостки и самоотмостки; 5 — фация придонных экранов

Горные массивы, сложенные устойчивыми породами и служащие естественными поперечными "барьерами" для проникновения вверх по долинам волн регрессивной эрозии, одновременно ограничивают и боковую эрозию. Вследствие этого морфология долин при пересечении таких массивов довольно однообразна. "Барьер" служит в то же время препятствием для выноса обломочного материала с верхних створов. Это главным образом обуславливает сохранение мощных аллювиальных осадков.

В общем случае считается, что транспортирующая и эрозионная способность потока зависит от степени однородности геологического и геоморфологического строения долины и величины стока, что и определяет характер вогнутого профиля речной долины. Однако в действительности такие условия наблюдаются

редко, поскольку в геологическом масштабе времени величина стока изменяется, на дне долины формируются перемычки, внутренние дельты, нарушающие форму кривой профиля.

Выпуклые (иногда очень резкие, ступенчатые) и вогнутые перегибы dna долины являются местными базисами денудации (и эрозии). Они обладают разными размерами, но если их высота (или глубина) превышает величину уровня воды в паводок, становятся ограничителями, изменяющими ход развития русла и поймы на вышележащем отрезке долины. Это сказывается прежде всего на характере флювиального морфолитогенеза. Перегибы в продольном профиле долин чаще всего препятствуют проникновению снизу вверх по долине волн регрессивного вреза, ослабляя и прекращая его. Но это, конечно, не означает прекращения глубинной эрозии в самом русле, которая может наблюдаться в разных звеньях гидрографической сети.

### МОРФОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РЕЧНЫХ ДОЛИН

В разных звеньях долинной сети имеются различные соотношения между рельефообразующими процессами. А. Зупан (1899) писал, что, "подвигаясь вверх по долине размыва, мы встречаем сначала каналобразный вырез в скале ... и достигаем наконец мульды, расширения, где отдельные истоки соединяются в один ручей. Крутизна склона дает полный простор смывающей силе дождевой воды; возвышения между отдельными ложбинами просто смываются с течением времени. Тем же процессом преобразовываются первоначально вертикальные стены ущелья; они получают постепенно уклон, соответствующий максимальному уклону для данного материала. При изменении базиса эрозии сначала к новым условиям приспосабливается главная река, затем ее притоки, наконец, притоки последних и т.д.". Тем самым морфологическая и динамическая зональность в долинах рек предопределяется самим процессом их развития.

В бассейнах равнинных рек поясность в проявлении эрозионных процессов была отмечена А.П. Дедковым (1987), который при движении от водораздела к дну долины выделил последовательно расположенные пояса: отсутствие эрозии, капельно-дождевой деструкции, микроструйчатой эрозии, струйчатой эрозии, овражной эрозии, речной паводочной внеуслововой эрозии, речной русловой эрозии. Динамическая и морфологическая зональность в речных долинах прослежена и в горных областях. Для условий Забайкалья это подчеркнул Ю.Г. Симонов (1972), выявивший ряд звеньев в долинной сети: зону нулевой эрозии, зоны проявления русел рек, зону морфологически обособленной долины.

В низкогорьях и среднегорьях Востока СССР (сверху вниз

по долине) выявляются зоны: а) избыточной аккумуляции аллювиально-склонового материала в верховьях с микстративным (смешанным) типом аллювия в разрезах поймы; б) умеренной аккумуляции с констративным типом пойменного аллювия; в) транзита (равновесного состояния) с относительно широкой поймой, обладающей разрезами аллювия, у которого нижняя часть представлена инстративным, а верхняя – перстративным аллювием; г) интенсивного врезания, характеризующимся пологовыпуклым продольным профилем, появлением эрозионных цокольных останцов и преобладанием в разрезах поймы инстративного типа аллювия; д) затухания врезания с относительно широкой и ровной поймой, сложенной инстративным аллювием; е) транзита (равновесного состояния) с широкой поймой, разрез которой также имеет двучленное строение. Эта зональность характерна для долин, развивающихся в различной геологической и морфоструктурной обстановке (Ананьев и др., 1985).

В качестве примера рассмотрим механизм образования дна долины реки IV порядка, формирующейся в однородных геологических условиях. Бассейн реки обладает площадью 60 км<sup>2</sup> и имеет древовидный тип очертаний долин. В геологическом строении бассейна участвуют верхнемеловые эффузивы (липариты, дациты, андезиты, базальты и туфолавы). Сверху вниз по течению в долине выделяются четыре зоны, каждой из которых свойственны особые морфология флювиального рельефа, строение разреза и состав осадков, слагающих пойму.

Первая зона долины (рис. 35,а) выделяется в ее верховьях на протяжении 0,75 км от истока реки. Здесь отмечается значительный продольный уклон днища (0,063), треугольный поперечный профиль долины, дефлюкционно-осыпные и осыпные склоны. Со склонов на днище поступает столько обломочного материала, что маломощный поток с ним не справляется и вынужден, то исчезая, то появляясь, прокладывать путь среди крупных глыб и щебня. Перенос материала в основном происходит в периоды максимальных расходов воды, причем самим потоком переносятся мелкозем и мелкие обломки. Более крупный материал перемещается благодаря аблювиальным процессам или при возникновении водно-каменных селевых потоков.

На этом отрезке долины происходят переработка и частичное превращение поступающего со склонов обломочного материала в аллювиальные отложения. Малая водность потока и перегруженность обломками обуславливают накопление в днище специфического комплекса рыхлых пород, обрабатываемых текущей водой, который в развитии классификации В.В. Ламакина был нами назван микстративным (смешанным) аллювием. Аллювий этого типа состоит из перемежающихся склоновых и аллювиальных фаций. В отличие от перлювия микстративный аллювий не является остаточным, поскольку трансформация отложений про-



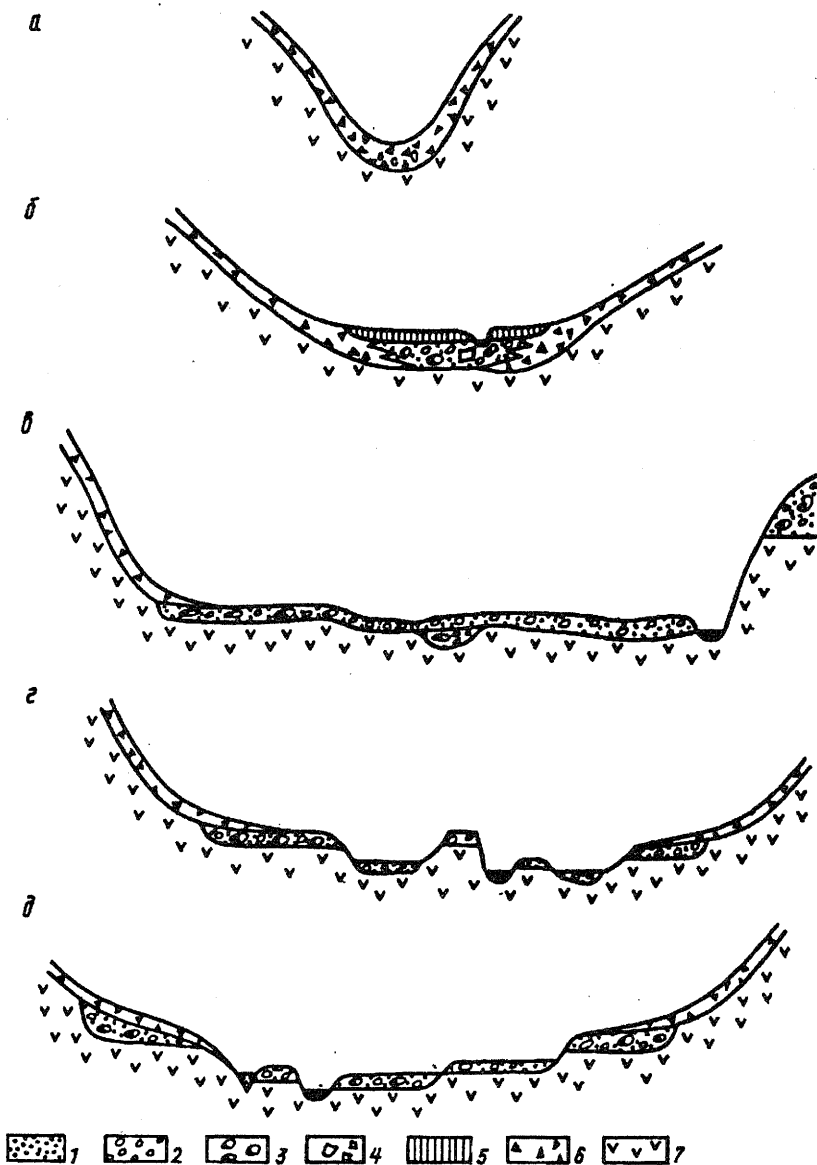


Рис. 35. Строение горной долины среднего порядка в разных морфодинамических зонах: а - первая, б - вторая, в - третья, г, д - четвертая; 1 - песок, 2 - галька, 3 - валуны, 4 - глыбы, 5 - торф, 6 - щебень и дрова; 7 - эффузивные коренные породы

текает достаточно отчетливо. Он характерен для верховьев многих водотоков горных областей.

Вторая зона (см. рис. 35,б) выделяется на расстоянии 0,75-4,5 км от истока. Здесь днище долины представлено двусторонней поймой высотой 0,8-1,2 м, шириной от 30-50 м в верхней части отрезка до 100 м в нижней. Долина на этом отрезке приобретает симметричную параболическую форму поперечника, к днищу опускаются шлейфы склоновых отложений, перекрывающие часть руслового и пойменного рельефа. Продольный уклон днища уменьшается до 0,030, и русло начинает меандрировать среди залесенной и задернованной поймы. В разрезе последней цоколя не наблюдается, но четко выделяются пойменная и русловая фации, мощность осадков в которых колеблется от 0,2 до 0,4 м. Горизонт руслового аллювия состоит из валунно-галечного материала с песчано-гравийным оглиненным заполнителем и включениями щебня.

В третьей зоне (см. рис. 35,в) на удалении 4,5-8,0 км от истоков водность реки увеличивается. Долина постепенно расширяется, ее поперечник становится трапециевидным, появляются фрагментарно развитые цокольные террасы (высотой 2-3 и 20-30 м). Ширина поймы увеличивается до 150 м. Ее поверхность лишена древесной растительности и характеризуется мелкозападинным рельефом со следами извилистых протоков. Выходов коренных пород в уступах поймы почти нигде не наблюдается. Наличие сухих протоков свидетельствует о неоднократных изменениях очертаний русла. Обычно такие изменения происходят во время максимальных расходов воды при смещении оси потока. В этой зоне был отмечен иной процесс, ведущий к изменению положения русла. В паводки на поверхности сухой, приподнятой над основным руслом протоки образовались овальные или изометричные воронки глубиной 0,5-1,0 м и диаметром 0,5-1,5 м. Часть из них была сухой; на дне глубоких воронок стояла вода. Стенки интенсивно осыпались, оставаясь при этом крутыми. В связи с этим размеры воронок постоянно увеличивались. Нижняя часть протоки частично была занята узкой и крутостенной ложбиной, по которой шел сток паводковых вод. Ложбина замыкалась с внутренней стороны протоки и не соединялась с воронками на поверхности последней. Очевидно, по сухой протоке шел подземный сток, при котором вода вымывала из-под чехла аллювия мелкозем, а в образовавшиеся полости "просачивались" его новые порции. При увеличении размеров воронок некоторые из них соединялись в единую цепь. Лишь прекращение паводка прервало процесс образования нового рукава реки, законсервировав на поверхности создавшийся микрозападинный рельеф. Таким образом, была отмечена еще одна форма преобразования дна долины.

На данном отрезке долины аллювий в разрезах поймы почти нацело представлен русловой фацией, разделяющейся на два го-

ризонта. Нижний горизонт видимой мощностью 0,8-1,0 м (коренные породы расположены ниже уреза реки) представлен валунно-галечным материалом с песчано-гравийным оглиненным заполнителем. Аллювий нижнего горизонта характеризовался: а) значительным содержанием щебня и глыб (15-20%) однообразного петрографического состава, что свидетельствовало о тесной связи этого горизонта с породами коренного цоколя; б) наличием обломков разных размеров с оглиненной или сильновыветренной поверхностью, что указывало на слабую переработку обломков водным потоком; в) существенной глинистостью заполнителя. Это характеризует горизонт инстративного аллювия.

Над ним в разрезах поймы выделяется верхний горизонт валунно-галечного материала с промытым песчано-гравийным заполнителем мощностью от 0,2-0,4 до 0,8 м.

Река в пределах третьей зоны долины находится в переходном состоянии – от стадии врезания к стадии динамического равновесия.

Четвертая зона (см. рис. 35,г) выделяется на расстоянии от 8 до 15 км от истока реки. Долина здесь еще более расширяется, характеризуется трапецевидной поймой поперечника с цокольными террасами по обоим бортам. Днище имеет в плане четко видимое строение. Наиболее резкие сужения имеют вид "каньонов" шириной 10-20 м. В таких местах (их всего два) пойма отсутствует, и порожистое русло на протяжении 100-300 м проходит среди выступов скальных пород. Уклон продольного профиля здесь несколько увеличивается.

В пределах расширений днища наблюдаются цокольная пойма высотой 1,5 м и валунно-галечные косы. Русло реки фуркирует, имеет много сухих протоков. Между рукавами и сухими протоками часто располагаются останцы размером до 50×20 м высотой от 1,5 до 4,0 м, сложенные коренными породами. На поверхности останцов залегает слой аллювия небольшой мощности (0,5-1,5 м). Уровень поверхности останцов соответствует высоте первой надпойменной террасы. Кроме них наблюдаются разрушенные останцы, представляющие собой невысокие холмы из развалов угловатых или слабооглаженных глыб. На отдельных участках в русле встречаются пороги.

В разрезах поймы на участках интенсивного врезания преобладает русловая фация, которая залегает над видимым цоколем или над горизонтом, представленным несмещенными глыбами и щебнем с единичной галькой. Промежутки между обломками заполнены просевшим мелким песком. Аллювий относится к инстративному типу.

Подобный механизм формирования днища долины среднего порядка является довольно типичным для горных областей; отличия проявляются лишь в размерах динамических зон. Врезание реки может локализоваться как в узкой полосе днища (одном ка-

нале), так и в широкой полосе (в нескольких каналах) путем эрозионного расчленения днища с образованием ряда разновысотных останцов и последующим их уничтожением в ходе горизонтальных смещений русла. В результате в продольном профиле долины возникают значительные перепады высот коренного ложа долины (3-5 м).

Учитывая, что выше и ниже участка интенсивного врезания в разрезах поймы наблюдается инстративный аллювий, образование подобных участков можно объяснить лишь тем, что процесс врезания хотя и распространяется снизу вверх по продольному профилю долины, однако прерывается короткими периодами равновесного состояния. Распространение зоны интенсивного врезания с "множественным расчленением" днища вверх по долине происходит до некоторого предела, определяемого эрозионной способностью водотока.

Наиболее важным в данном случае является сосуществование в углубляющейся долине (на протяжении 15 км) микстративного (смешанного), констративного, инстративного и инстративно-констративного (переходного) типов аллювия. Это говорит о том, что не всегда тип аллювия может служить прямым индикатором направленности развития речной долины, более быстро реагируя на изменения режима водного потока.

Морфодинамическая зональность в долинах проявляется также в смене их морфологических типов вдоль долины. Еще А. Зупан (1899) обратил внимание на то, что V-образная форма поперечника долины сохраняется до тех пор, пока не получит развития боковая эрозия, которая раздвигает стены и создает дно долины, причем V-образный профиль изменяется в корытообразный и ущелье превращается в настоящую долину. И этот процесс идет снизу вверх.

Строиную схему изменения поперечного профиля в долинах Алданского плоскогорья разработал в 1938 г. Ю.А. Билибин. По его данным, широкая долина в верховьях (долина старого цикла развития) сменяется ниже по течению узкой и глубокой долиной, которая превращается далее в ящикообразную террасированную долину и затем – в широкую долину с аккумулятивными террасами.

Смена морфологических типов долин образует определенные ряды. Например, от истоков до устья в горных долинах III-IV порядков последовательно сменяются: треугольный – параболический – трапециевидный типы (рис. 36). Причем такая смена часто происходит при изменении порядка долин. Это объясняется тем, что в самых верховьях поток маломощный, он не способен выработать уплощенное днище и может лишь сформировать долину с треугольной формой поперечника, в которой, как правило, существует равновесие между транспортирующей силой потока и поступлением обломочного материала со склонов. В эрозионно-

денудационных ложбинах ручьев I порядка существуют не очень крутые склоны. На протяжении 1-1,5 км от водораздела происходит увеличение их крутизны, а затем снова выполаживание и переход к параболическому типу (обычно уже на участке долины II порядка).

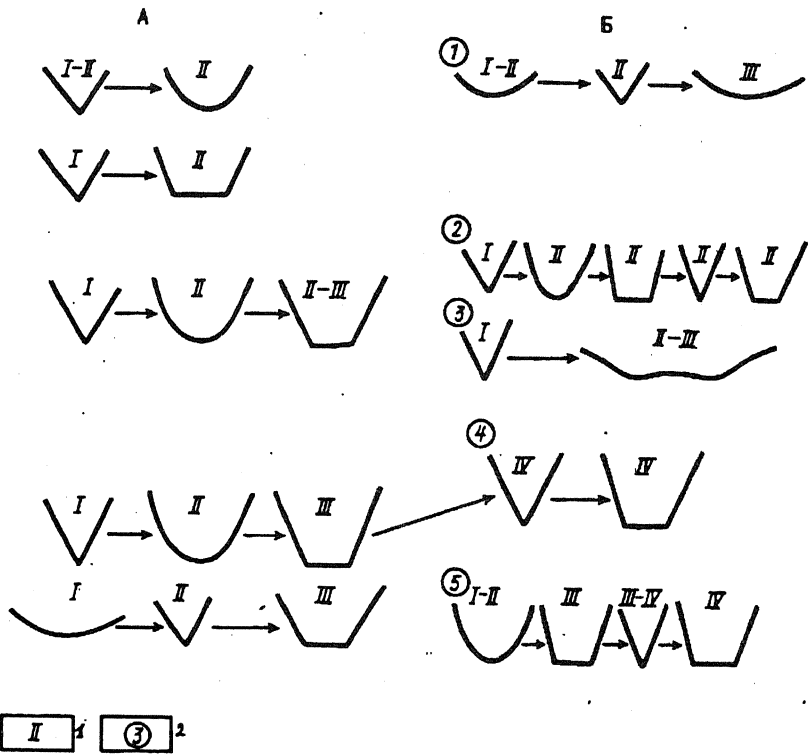


Рис. 36. Ряды последовательной смены морфологических типов речных долин: А - наиболее часто встречающиеся ряды; Б - редко встречающиеся ряды. 1 - порядок долины; 2 - номера вариантов рядов

Параболическую долину формирует более мощный поток, так как хотя бы один раз в истории ее развития имел место этап расширения дна (динамического равновесия или аккумуляции). Продольный уклон здесь более пологий, чем у треугольных долин. Узкое русло (2-3 м) часто не соответствует ширине дна, накапливаются шлейфы обломочного материала, за счет чего склоны имеют вогнутый профиль.

Ниже по течению долина приобретает трапециевидный поперечник. Более мощный поток имеет большую живую силу и успевает выработать широкое и плоское дно. С увеличением порядка долин до IV-VII их поперечный профиль обычно остается трапециевидным до устья; происходит лишь его усложнение:

увеличивается количество террас или погребенных врезов.

Поскольку в нижнем течении долины значительно расширяются и их коренные склоны находятся на большом удалении друг от друга, они часто приобретают желобовидный поперечный профиль, а наиболее крупные долины (VII-VIII порядков) – планиморфный.

Аномальным случаем смены типов долин являются смена параболического типа трапециевидным (см. рис. 36, вариант 5). Развитие параболической формы поперечника на небольшом удалении от истока объясняется тем, что днище долины бывает заполнено мореной или озерными осадками.

Аналогичными причинами обусловлена смена типов в долинах других рек IV порядка (см. рис. 36, варианты 1, 4), где в верховьях отмечается наличие древней долины.

В крупных долинах (VII-IX порядков) смена морфологии поперечника на отдельных участках бывает связана со структурно-литологическими причинами. По данным Д.А. Тимофеева (1965), в долине р. Алдан смена морфологических типов долин наблюдается не только в связи с изменениями балансовых характеристик обломочного материала на дне долины, но и с изменением коренного субстрата. Резкие расширения долины Алдана наблюдались им при пересечении рекой песчаниково-сланцевых пород.

Для долин II-III порядков исключением является переход треугольной долины (иногда через параболическую) в планиморфную. Этот переход наблюдается при выходе рек с возвышенностей на приморские аккумулятивные равнины при резком выполаживании продольного профиля долин (см. рис. 36, варианты 1, 3).

Вышеизложенное показывает, что смена форм поперечников долин может быть обусловлена, во-первых, увеличением водности потока сверху вниз по течению и возрастанием порядка долины; во-вторых, особенностями истории развития долины, в частности: а) реакцией на изменение базиса эрозии и регрессивным распространением волн врезания и аккумуляции обломочного материала; б) динамической фазой развития, в которой находится участок долины на современном этапе; в) междолинными перестройками; г) литологическими причинами. Подобная морфодинамическая зональность может быть осложнена наличием разломов и зон трещиноватости в горных породах; участием мощных рыхлых отложений в строении бортов долины.

#### ТЕНДЕНЦИЯ И ЦИКЛИЧНОСТЬ В РАЗВИТИИ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Установить направленность в развитии, наиболее достоверно выделить этапы и фазы в этом процессе удается для хорошо

изученных в геоморфологическом и палеогеографическом отношении долин. Для этого мы воспользуемся примерами по рекам Волге, Колыме, Инге, которые соответственно характеризуют особенности развития долин в равнинных, горных и плоскогорных областях.

Эрозиограммы, отражающие наиболее крупные этапы рельефо- и осадкообразования в определенных створах долин (рис. 37), построены при соблюдении: 1) реального масштаба времени; 2) определения возраста разных горизонтов и частей аллювиальных свит по результатам спорово-пыльцевого, радиоуглеродного и термолюминесцентного анализов; 3) определения положения проанализированных образцов рыхлых пород относительно современного уреза реки в данном створе долины. Урез реки использовался как "ноль отсчета" для определения относительной высоты или глубины залегания аллювиальных свит. Естественно, что при определении возраста осадков, вероятно, существовали неточности, связанные с состоянием методики конкретных анализов (интервалы точности определений во всех перечисленных анализах). В таких случаях точки на эрозиограммах были отнесены нами к середине климатической фазы. Все это учитывалось при построении эрозиограмм, и поэтому ниже остановимся на только достоверно выявляемых ритмах и циклах в развитии долин.

Развитие долины Волги реконструировано по данным Г.В. Обедиентовой и Б.И. Фридмана (см. рис. 37) для участка долины между устьями Унжи и Ветлуги длиной около 300 км. Последний находится в 750 км от истоков Волги.

Заложение долины (Фридман, 1984) произошло в конце миоцена – начале плиоцена, но наиболее крупное углубление ее отмечается в плиоцене. В конце плиоцена и в течение плейстоцена происходило пульсационное развитие долины с фазами врезания и заполнения осадками (см. рис. 37). Длительность эпох "вреза" оказывается в 5-10 раз меньше эпох аккумуляции обломочного материала. В начале и конце позднего плиоцена, во второй половине раннего и среднего плейстоцена, в голоцене колебания высоты уровня дна долины составляли всего 10-20 м. Они могут интерпретироваться как фазы расширения долины Волги. Наиболее крупные фазы углубления долины реконструируются для середины плиоцена, начала и середины раннего плейстоцена, конца среднего – начала позднего плейстоцена (см. рис. 37). Самое значительное углубление долины (почти на 70 м) произошло в середине раннего плейстоцена и длилось около 80 тыс. лет.

Развитие долины Колымы прослежено палеорекострукциями (Г.А. Постоленко, С.С. Воскресенский и др.) от начала долины до Сеймчано-Буюндинской впадины, расположенной в 650 км от истоков р. Колымы. Заложение долины произошло, вероятно, в раннем – среднем плиоцене, когда контрастность рельефа была менее велика. В среднем – позднем плиоцене произошел

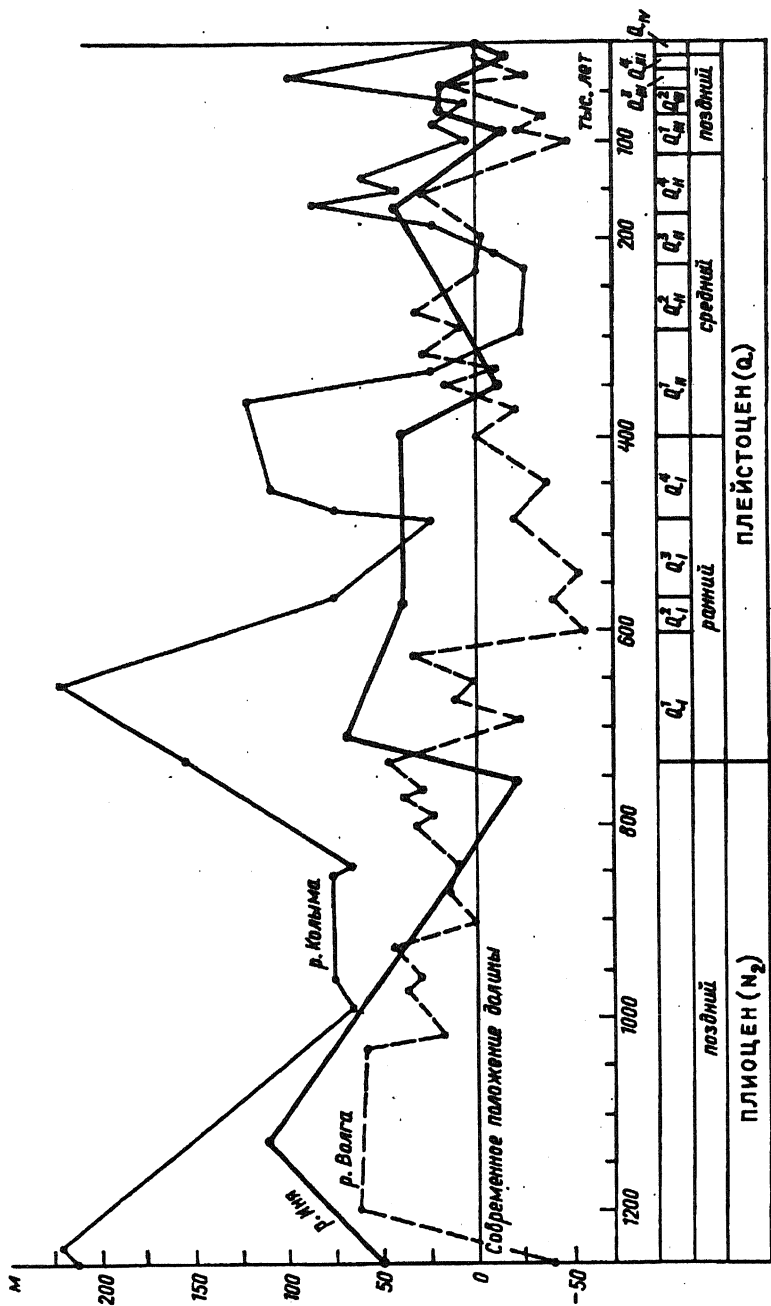


Рис. 37. Эрозионные долины рек Волги, Колымы, Инн



значительный врез Колымы (см. рис. 37), после чего наступил этап расширения ее днища. В конце плиоцена намечалось новое небольшое углубление долины, завершившееся значительной аккумуляцией обломочного материала в самом конце плиоцена и начале плейстоцена.

Вторая крупная фаза углубления долины Колымы реконструирована для середины раннего плейстоцена. Как для первой, так и для второй фазы величина углубления достигала 200 м. Наступившая затем эпоха заполнения долины обломочным материалом до относительного уровня в 100-120 м завершилась стабилизацией положения дна долины и последующим ее расширением, длившимся около 120-150 тыс. лет.

В середине среднего плейстоцена происходит новое углубление долины Колымы до отметок, располагавшихся на 20-50 м ниже современного русла. После этого этапа еще раз намечается расширение долины и в конце его — заполнение аллювиальными и склоновыми отложениями. В течение позднего плейстоцена чередование эпох углубления, расширения (т.е. стабилизации) и заполнения долины протекало довольно регулярно (см. рис. 37).

Развитие долины р. Ини, наиболее крупной долины Северного Приохотья, прослежено (Ананьев и др., 1985, 1987) для участка, расположенного в 120-180 км от Охотского моря, т.е. находящегося в совершенно ином геоморфологическом положении, чем верховья Волги и Колымы.

Наиболее глубокие "врезы" (примерно на 10-20 м ниже современного уреза реки) фиксируются здесь в конце позднего плиоцена и на рубеже среднего и позднего плейстоцена. Заполнение долины обломочным материалом было небольшим (50-75 м), но длительным (см. рис. 37) и реконструировано для начала позднего плиоцена, раннего плейстоцена, конца среднего плейстоцена. При этом эпохи стабилизации и расширения долины отмечаются для второй половины раннего плейстоцена длительностью около 200 тыс. лет, конца среднего (около 50 тыс. лет) и первой половины позднего плейстоцена (около 20 тыс. лет).

Изложенное показывает, что фазы врезания, расширения (стабилизации) и заполнения речных долин хотя и не были синхронными (Ананьев и др., 1986), но на разных территориях (см. рис. 37) в отдельные эпохи развития совпадали.

Таким образом, существовавшие ранее представления о строго направленном развитии речных долин путем последовательного углубления их сверху вниз, постепенно вошли в противоречие с новым фактическим материалом. Обнаружение плиоценового или среднечетвертичного аллювия под пойменными осадками с прежних позиций можно было бы объяснить только тектоническим погружением данного участка (или даже всей долины). Однако при этом неизбежно должны были бы деформироваться поверхности колей более древних террас, что на самом деле наблюдает-

ся редко. Следовательно, террасовые уровни не представляют в своем развитии однонаправленную и непрерывную "лестницу" поверхностей, а сформировались в условиях, когда величины вреза и последующего накопления обломочного материала в долинах были неодинаковыми для разных циклов деятельности реки (Постоленко, 1984).

Таблица 13

*Варианты и содержание циклов развития речных долин  
(по Г.С. Аманжолу и др., 1988)*

Варианты циклов					
I	II	III	IV	V	VI
с наличием фазы аккумуляции			с отсутствием фазы аккумуляции (преобладание транзита)		
Углубление	углубление	углубление	углубление	углубление	углубление
Расширение	заполнение	заполнение	стабилизация	расширение	стабилизация
Заполнение	расширение	стабилизация	расширение	углубление	углубление
Углубление	углубление	углубление	углубление		

Эти особенности развития долины фиксируются не только для гумидной (см. рис. 37), но и для аридной ландшафтно-климатических зон (см. рис. 35).

Чередование фаз углубления долин с фазами их стабилизации и расширения, заполнения обломочным материалом (фазами аккумуляции) позволило уточнить цикличность в развитии долин. Если принять за цикл интервал развития, началом и концом которого будет углубление (как самый яркий период в преобразовании рельефа дна речной долины), то в развитии долин можно выделить шесть циклов (табл. 13). В первых трех (I-III) содержатся фазы аккумуляции, в последних (IV-VI) они отсутствуют и преобладает транзит обломочного материала. Длительность циклов неодинакова – от 400-800 до 40-80 тыс. лет. Несомненно, что определение продолжительности циклов связано не только с изменениями природных процессов, но и в какой-то мере со степенью изученности последних. Поэтому для точного анализа соотношений между различными фазами пока целесообразней брать последние (средне-позднечетвертичные) этапы в истории долин. Они, как правило, изучены гораздо лучше, чем древние.

## ФОРМИРОВАНИЕ МЕЖДУРЕЧИЙ

### МЕЖДУРЕЧЬЯ КАК ОБЪЕКТ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Междуречья во всех регионах превышают площади, занимаемые речными долинами. На них преобладают выработанные формы рельефа разного происхождения с длительной и сложной историей развития. Рельеф междуречий в известной мере отражает особенности морфоструктуры территории, из-за чего их положение часто, хотя и не всегда, контролируется морфоструктурным планом. Особое место на междуречьях занимают литоморфные элементы рельефа, облик которых во многом изменяется в зависимости от гидротермических условий.

Впервые определение междуречьям дал В.П. Философов (1955), назвав ими участки поверхности, расположенные между долинами двух рек. Он выделил: 1) водораздельные пространства – центральные части междуречий, где преобладает плоскостной смыв и отсутствует линейная эрозия; 2) водораздельные склоны – поверхности, примыкающие к долинам, ограничивающим междуречье. За границы междуречий были приняты границы речных долин, а не русел рек. Тем самым междуречья впервые были выделены как геоморфологический объект, обладающий собственными особенностями развития.

Проблема оценки изменчивости рельефа междуречий возникла в начале геоморфологических исследований в России. Первым обратил внимание на определенные закономерности в строении рельефа междуречий И.Д. Черский (1845-1892 гг.). Результаты наблюдений в Прибайкалье позволили ему прийти к мысли о цикличности развития междуречий. И.Д. Черским было введено понятие морфологического возраста рельефа, началом которого является резко расчлененный эрозионный рельеф междуречий, концом – выровненный рельеф "плоскогогорий". По представлениям И.Д. Черского, плосковершинные горы расчленяются эрозией и приобретают вид островершинных хребтов. Затем процессы эрозии разрушают острые вершины хребтов и рельеф, как писал Черский, "изнашивается". Это происходит от того, что эрозионная переработка рельефа, начинаясь в предгорьях хребтов, постепенно достигает их внутренних частей. С развитием речных долин процесс расчленения проникает в глубь горной страны, где вместе с тем появляются и свежие, но-

вые альпийские формы. Междуречья в предгорьях приобретают вследствие эрозионного размыва округлые формы и постепенно снижаются. При этом они покрываются продуктами химического и механического разложения местных пород. Продолжительная денудация приводит к разрушению альпийских форм и замене их округлыми, мягкими формами рельефа междуречий. В рельефе Прибайкалья И.Д. Черским, таким образом, были выделены три морфологических типа междуречий: 1) альпийские горы; 2) "изношенные горы"; 3) "плоскогорья". Под "плоскогорьем" он понимал выровненный мягкоконтурный рельеф, а не вкладывал в него тот смысл, который принят в современной геоморфологии. Установив ряд морфологических типов междуречий, И.Д. Черский на 11 лет раньше В. Дэвиса пришел к выводу о цикличности развития эрозионного рельефа, а его понятие "плоскогорье" немногим отличается от понятия "пенеплен", введенного в геоморфологическую литературу В. Дэвисом. Интересен и вывод И.Д. Черского о степени устойчивости междуречий. Островершинные горы, по его мнению, должны быстрее выветриваться, растрескиваться и вообще размываться, тогда как тупые, округленные и сплюснутые формы представляют больше устойчивости в этом отношении.

В 1887-1889 гг. работами Альбрехта Пенка в геоморфологию было введено понятие "верхний денудационный уровень". А. Пенк обратил внимание на то обстоятельство, что значительная часть горных хребтов имеет вершины с близкими абсолютными отметками. Это явление он объяснил существованием "верхнего денудационного уровня", достигнув которого горы не могут сопротивляться экзогенным процессам и разрушаются. Наряду с геоморфологическими выводами И.Д. Черского это одно из первых наиболее четко сформулированных положений, касающихся развития рельефа междуречий.

Огромный вклад в теорию геоморфологии был сделан В. Дэвисом. Ему принадлежит идея о существовании в развитии рельефа определенного цикла, в котором есть "молодость", "зрелость" и "старость" ("дряхлость"). В. Дэвис считал, что рельеф в своей истории может пройти все три стадии цикла. Каждая из них характеризуется своеобразным морфологическим обликом рельефа и легко распознается в природе. В. Дэвис рассматривал пенеплен как один из элементов географического цикла — достижение рельефом конца стадии зрелости (а не "дряхлости". — Г.А.), состояния равновесия, когда имеется баланс между поступлением и выносом рыхлого материала. В эту стадию, по мнению В. Дэвиса, баланс рыхлого материала в речном бассейне становится равновесным в любой своей точке, в том числе на склонах. Постепенно разрушающиеся породы заполняют своим материалом все неровности рельефа. Вот тогда рельеф становится "дряхлым". Таким образом, в понимании В. Дэвиса пенеплен — волнистая

равнина с предельными углами наклона, при которых прекращается дальнейшая денудация, так как слагающая силы тяжести, действующая при денудации вниз по склону, становится при углах в 2-3° настолько малой, что уже не может преодолеть сопротивление трению. Эта равнина образуется в результате длительной континентальной денудации и должна лежать гипсометрически немного выше общего базиса эрозии – уровня океана, слегка повышаясь от его берегов к внутренним частям материка. По В. Дэвису (1962), в обычных климатических условиях нормальные пенеплены должны иметь покровы выветрелых пород (кору выветривания площадного типа.- Г.А.), отличающихся тонким механическим составом на поверхности и постепенно переходящих в плотную породу на глубине тридцати, пятидесяти и более футов. Это представление В. Дэвиса имеет для динамической геоморфологии вообще и для развития междуречий в частности особое значение, так как термином "остатки пенеплена" иногда обозначают небольшие ровные денудационные участки междуречий в горах. Поскольку стадия развития пенеплена предшествует завершению географического цикла, естественно предполагать, что в начале следующего цикла ровная поверхность будет расчленена и тогда отдельные участки ее окажутся в ряду междуречий и их вершинных поверхностей. Отсюда необходимо изучение способа возникновения выровненных междуречий.

Своеобразную схему развития рельефа междуречий предложил Лестер Кинг (1953). Он стоит на позициях концепции сокращения междуречий "сбоку" и вместе с тем отмечает, что вблизи вершинной поверхности всегда будет существовать пояс отсутствия линейной эрозии, так как объем стекающей воды невелик, а фильтрация в грунт значительна из-за малых уклонов поверхности. На последней, по его мнению, идет процесс крипа – медленного смещения грунта. В этом поясе количество обломочного материала, образованного выветриванием и элювиообразованием и подготовленного к переносу, невелико, поэтому естественные склоны здесь пологие, а почвенный покров относительно устойчивый. С этим выводом можно согласиться, добавив, что на пологих (1-2°) склонах эффект крипа минимален, о чем свидетельствуют коры выветривания, сохраняющиеся на вершинных поверхностях.

Анализ вершинных частей водораздельных пространств провел И.С. Шукин (1960). Он считал, что наблюдаемые формы вершин гор можно свести к трем основным типам: 1) плосковершинным горам; 2) округлым, более или менее куполообразным вершинам, свойственным так называемым средневысотным горам, т.е. горам, не достигавшим снеговой линии; 3) заостренным в виде пиков вершинам высоких гор, выдающихся за снеговую линию или испытывавшим оледенение. Их выделение, конечно, не исключало всего многообразия рельефа вершинных поверхностей меж-

дуречий.

Таким образом, под междуречьем понимается система поверхностей, расположенных между речными долинами. Это область взаимодействия различных процессов рельефообразования, как эндогенных, так и экзогенных. Междуречья могут иметь разную форму поперечного сечения: ровную, платообразную, куполообразную и иную. Сочетания междуречий одного облика во многом определяют морфологический тип рельефа.

В системе междуречий выделяются два основных элемента (по В.П. Философову): 1) вершинные поверхности; 2) склоны.

Говоря о вершинных поверхностях междуречий, следует иметь в виду не абсолютно горизонтальные поверхности или водораздельную линию, а комплекс форм рельефа, пространственно приуроченных к водоразделу (Ананьев, 1976).

Вершинные поверхности как реально существующие образования могут быть представлены ровными площадками, острыми или округлыми гребнями хребтов, состоящими из денудационных останцов, приводораздельных склонов, уступов и т.п. Главная особенность облика рельефа вершинной поверхности междуречья состоит в тесной генетической связи прежде всего с деятельностью комплекса экзогенных процессов. Последние могут быть в конкретных условиях направлены как на сглаживание неровностей рельефа, так и на увеличение его контрастности.

Граница вершинной поверхности располагается вблизи участков, где прямая связь рельефа склонов с развитием рельефа речной долины резко ослаблена. Обычно при движении вверх по склону это можно видеть по исчезновению линейных эрозионных форм, водосборных воронок, лавиноборов и т.п. На таких участках развитие приводораздельных поверхностей протекает при участии элювиальных, склоновых, эоловых и биогенных процессов. Граница вершинной поверхности (если только вершинная поверхность не представляет собой острый гребень) чаще всего извилиста и намечается в виде узкой переходной полосы между придолинным склоном и приводораздельным участком. При геоморфологическом картографировании в среднем и мелком масштабах этой особенностью можно пренебречь и показывать полосу линией. В самых крупных масштабах (1:10 000 – 1:1 000) рельеф переходной полосы получит отражение на карте, а острый гребень "превратится" в цепочку останцов, соединенных короткими склонами.

Таким образом, под вершинной поверхностью междуречья понимается приводораздельная поверхность, рельеф которой генетически связан с деятельностью преимущественно элювиальных, склоновых, эоловых и биогенных процессов. Ее геоморфологическое положение обуславливает специфику условий экзогенного рельефообразования. Это, во-первых, зона отсутствия резких колебаний уровня грунтовых вод, во-вторых, зона особого гид-

ротермического режима, где формируются так называемые автономные ландшафты, в которых процессы почвообразования мало зависят от грунтовых вод; в-третьих, зона почти полного отсутствия линейной эрозии; в-четвертых, зона значительного участия волновых процессов. Таким образом, важной особенностью экзогенного рельефообразования на вершинных поверхностях является существенная, хотя и не абсолютная, автономность экзогенных процессов.

Другой элемент междуречий – склон – служит главным связующим звеном вершинных поверхностей со склонами речных долин, террасами. На междуречье могут существовать несколько групп склонов, одни из которых сформировались на первых стадиях развития рельефа (Эдельштейн, 1938), а другие возникли в результате последующих денудационных процессов. В связи с этим при развитии склонов важное значение приобретают выпуклые и вогнутые перегибы в их поперечных профилях, являющиеся местными базами денудации. Их роль может быть сравнима с ролью порогов и водопадов в продольном профиле речной долины.

Перегибы в поперечном профиле склона, отражающие смену в формах интенсивности денудационных процессов, разделяют его на поверхности (чаще всего разновозрастные), на которых протекают элювиальные и склоновые процессы разного вида. Поэтому, так же как у вершинных поверхностей, рельеф склонов междуречий генетически связан с деятельностью различных процессов.

### **ФАКТОРЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЖДУРЕЧИЙ**

Рельеф междуречий запечатлел в своих чертах этапы развития речных долин, их склонов и приводораздельных участков. Совокупное влияние на их формирование тектонических процессов, литологических, климатических условий, растительного покрова во времени и в пространстве неодинаково. Особое значение приобретает фактор времени – длительности развития тех или иных процессов, ибо рельеф междуречий с существенным запаздыванием реагирует на динамику речных долин.

**Роль эндогенных процессов.** Распределение и конфигурация междуречий высоких порядков в плане чаще всего контролируются структурно-тектоническими условиями территории. В общих чертах процесс обособления междуречий сводится к двум последовательно протекающим фазам. Тектоническое поднятие деформирует исходную поверхность. При этом возникают области с повышенной трещиноватостью пород (где чаще всего закладываются речные долины) и междолинные пространства, внутри которых образуются участки, где величина наклона земной поверх-

ности минимальна. Они обуславливают положение первично-тектонических вершинных поверхностей междуречий.

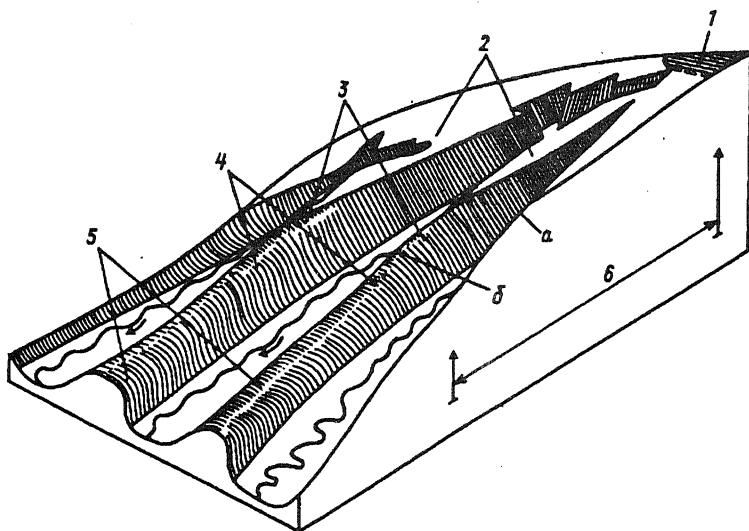


Рис. 38. Схема эволюции вершинных поверхностей междуречий: 1 - первично-тектоническая вершинная поверхность; 2 - первично-тектонический склон; 3 - вторичная вершинная поверхность; 4 - вторичный округловершинный гребень; 5 - вторичная плосковершинная поверхность; 6 - векторы поднятия; а, б - ступени в продольном профиле вершинной поверхности

Расчленение склона поднятия речными долинами приводит со временем к появлению вторичных вершинных поверхностей (рис. 38). При этом исходная поверхность может быть преобразована в островершинные гребни, которые могут как отражать уровень первично-тектонического склона, так и находиться на более низких абсолютных отметках. Значение тектонических движений в формировании рельефа вершинных поверхностей междуречий заключается прежде всего в первичном появлении водоразделов, а следовательно, и склонов. Когда говорят о склонах крупных хребтов (например, Уральского), имеют в виду не собственно поверхность склона, а систему горных отрогов, речных долин, денудационных и аккумулятивных форм рельефа, расположенных по одну сторону от главного водораздела хребта, и тянущихся до его подножия. От первично-тектонического склона в этом смысле уже не осталось никаких следов. Необходимо длительное выравнивание резко расчлененного рельефа (при постоянном положении главного водораздела), чтобы образовалось лишь некоторое подобие первично-тектонического склона.

Оценка роли тектонических процессов в развитии рельефа междуречий не так проста, как, возможно, кажется на первый



взгляд. Предположим, что в силу разных причин контуры и высота междуречья в основном определились. Тогда, согласно одной из моделей, зная, что высота гор тесно связана с их массой, при критических значениях "веса" хребтов давление в основании последних может оказаться настолько большим, что вещество основания может достичь состояния, близкого к пластичному, и начнет "выдавливаться" по разные стороны хребта. Следовательно, высота гор в общем случае будет зависеть от состояния горных пород в земных недрах. И это не единственная причина. Прямые наблюдения за состоянием напряженности горных пород в основании, на склонах и в привершинной части междуречий (например, в Хибинах) показали, что последняя зависит от площади основания междуречий (рис. 39), иначе говоря, от длины междуречья и его ширины (Марков, 1977). Последние же находятся в связи с формой и интенсивностью экзогенных процессов, преобразующих дно долины и склоны междуречья.

Участки измерений напряженности горных пород в Хибинах располагались на Расвумчоррском и Юкспорском рудниках. Параметры междуречий составляли здесь: длина – около 6 км, ширина по основанию – около 2-3 км, высота относительно дна долин – около 600 м. Г.А. Марковым (1977) было установлено, что средний модуль градиента напряжений  $\Delta T$  колеблется в основании горных массивов от 0 до 1 кгс/см<sup>2</sup> на 1 м изменения глубины. Под дном Расвумчоррской долины наибольшие гравитационные напряжения имеют величину 100-120 кгс/см<sup>2</sup>. Проведя наблюдения в реальных условиях и расчеты на моделях, он пришел к выводу, что изменение величины горизонтальных напряжений  $T$  с учетом влияния рельефа может выразиться формулой

$$T = T_0 + \int_0^{h_r} \Delta T dy,$$

где  $h_r$  – высота горного массива, а  $T_0$  – величина вектора горизонтальных напряжений вблизи поверхности, зависящая от конфигурации горного массива. Горизонтальные напряжения максимальны в основании междуречий и минимальны в привершинной части последних. При этом в зависимости от ширины днищ долин, обрамляющих междуречья, величина градиента горизонтальных напряжений может изменяться (см. рис. 39), но влияние рельефа на изменения величины тектонических напряжений прослеживается не ниже 0,7  $h_r$  под дном долины.

При указанном размахе рельефа в Хибинах (600 м) очевидно, что тектонические напряжения зависят от высоты и ширины междуречий. Иначе говоря, эти параметры достаточны для поддержания формы междуречий. Увеличение горизонтальных тектонических напряжений в основании последних приводит, в частности,

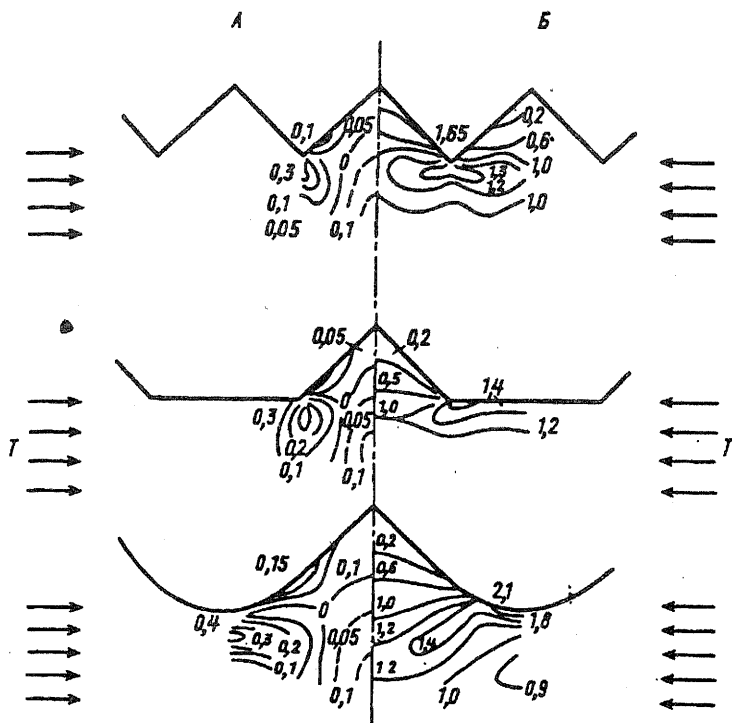


Рис. 39. Градиентные поля напряжений  $T$  в разрезах междуречий и долин разных морфологических типов (по Г.А. Маркову, 1977). Направления главных напряжений:  $y$  – вертикальное,  $z$  – горизонтальное;  $\sigma_y$  равно вектору наибольшего сжатия от сил гравитации; А – напряжение  $\frac{\sigma_y}{T}$  вдоль оси  $y$ ; Б – направления  $\frac{\sigma_z}{T}$  вдоль оси  $z$ . Напряжения даны в относительных величинах

к раздробленности коренного субстрата в днищах речных долин (в зоне не более  $0,7 h_r$ ), а это в свою очередь влияет на интенсивность эрозии на дне долины. Таким образом, с возникновением междуречий последние приобретают тем большую устойчивость, чем больше их ширина и меньше относительная высота. Пределы этой устойчивости пока остаются слабо исследованными.

На высоту междуречий, степень их устойчивости во времени, морфологию оказывает также влияние релаксация напряжений горных пород, представляющая собой процесс, заключающийся в падении напряжений в горных породах при постоянной их деформации. Релаксация – следствие постепенного перехода упругой деформации в пластическую деформацию. При этом даже самые твердые породы приобретают способность "растекаться". Время релаксации у разных пород раз-

лично. У гранитов и базальтов, например, оно составляет не менее 20-30 тыс. лет. Но время релаксации зависит еще и от величины объемов горных пород, т.е. в данном случае от объема междуречий. При их значительных размерах оно может достигать миллионов лет.

С явлением релаксации связаны, например, известные деформации апикальных частей гранитных массивов Верхнеколымского нагорья (Серебряков, 1966), северных склонов хр. Петра Первого в Средней Азии (Благоволин, Пшенин, 1985) и др.

Реакция горных пород на разгрузку вследствие экзогенных преобразований рельефа междуречий приводит к образованию трещин вблизи дневной поверхности. При этом отмечаются следующие особенности. Вблизи вершинной поверхности горизонтальные напряжения оказываются минимальными, а в случае, если последняя выражена в виде гребня, могут полностью отсутствовать (Марков, Савченко, 1984). В средних и нижних частях междуречий горизонтальные напряжения постепенно возрастают и могут соотноситься с верхними как 20:1.

Значительная разгрузка потенциальной энергии напряжений в привершинной части горного хребта приводит к сильному разуплотнению массива и появлению соответствующих зон трещин, ослабляющих устойчивость рельефа вершинных поверхностей.

Таким образом, механические изменения в толщах пород, слагающих междуречья (изменения объемов, релаксация, дилатация), неизбежно приводят к деформациям их рельефа.

Еще одной причиной увеличения высоты горных стран (и соответственно междуречий) является возрастание толщины сиалической оболочки континентов и мощности "корней" гор. Связь между средней высотой современных горных систем и мощностью земной коры давно известна. Факт ее важен по следующим причинам. Если корни гор уравнивают горную систему (т.е. она находится в состоянии изостазии), то любое снижение процессами денудации междуречий и углубление долин заставит горы "всплыть" для сохранения равновесия.

Изостатическое уравнивание гор "антигорами" в земной коре получило интересное объяснение. Ю.А. Зориным (1971) при исследованиях земной коры в Забайкалье было выдвинуто предположение, что интенсивность горообразования тем выше, чем сильнее разогреты земные недра, и что эпохи выравнивания рельефа в прошлом были обусловлены заметным охлаждением земной коры. Охлаждение последней, по расчетам Ю.А. Зорина, связано с динамической вязкостью коры, "перетекание" вещества которой возможно в астеносферном слое. При этом скорость "перетекания" в эпоху охлаждения резко уменьшается, происходит как бы "кристаллизация" вещества и практически исчезновение астеносферы. Кора как бы "вмерзает" в верхнюю мантию, составляя с ней единое целое. В подобных условиях изостатическое

## Устойчивость к денудации поверхностной рельефа, сложенных породами разного литологического и петрографического состава (Аманьев, 1975)

Ландшафтные зоны	Ряд пород по возрастающей степени устойчивости к процессам денудации	Название региона, автор исследования, год издания работы
	I. Н а т у р н ы е н а б л ю д е н и я	
Арктическая пустыня	песчаники → габбро	Канадский арктический архипелаг, St.-Onge, 1969
Тундра	кристаллические сланцы → граниты → габбро грейзенированные граниты → биотитовые граниты → пятнистые сланцы → гранодиориты → контактные роговики	Антарктида, Sekura, 1969 хр. Полоуный, Северо-Восток СССР, Н.Г. Патык-Кара (устное сообщение)
Тайга, смешанные леса	амфиболиты → ультраосновные породы мезозойские граниты → палеозойские и протерозойские граниты; метаморфические сланцы → осадочно-вулканогенные и вулканогенные породы осадочные породы → палеозойские граниты, метаморфические породы → мезозойские дациты осадочные породы → туфопесчаники, туфы → долериты, диабазы, лавы песчано-глинистые сланцы → песчаники → липариты → туфогенные песчаники и туфогенные сланцы → биотитовые порфировидные граниты, гранодиориты → базальты, андезиты сланцы → граниты порфировидные граниты → среднезернистые граниты → тонкозернистые граниты	Южная Гренландия, Misar, 1968 Забайкалье, Симонов, 1968 Забайкалье, по данным автора Среднесибирское плоскогорье, Гришина, 1973 Верхнеколымское нагорье, по данным автора Шоллей, 1959 Судеты, Dumanowski, 1968

Сухие степи	сланцы, песчаники, аргиллиты → эффузивно-осадочные породы, пироксениты, серпентиниты → крупно- и среднезернистые граниты → известняки	Зауральский пенеплен, по данным автора
Пустыни и полупустыни	эффузивы, граниты, крупно- и среднезернистые песчаники → известняки, конгломераты, доломиты	Прикаспий, Устурт, Западный Казахстан, Аристархова, 1971
Влажные субтропические леса	граниты → эффузивы → глинистые сланцы → карбонатные породы (по густоте расчленения) граниты сланцы	южный склон Западного Кавказа, Литвин, 1970 Шоллей, 1959
Влажные тропические леса	гиперстеновые граниты → щелочные граниты → гранитоиднейсы → слюдястые сланцы гранодиориты → базальты, андезиты гранодиориты → известняки	Западная Африка, Селиверстов, 1967 Ямайка, Bigot, 1966
	граниты → осадочные породы граниты → вулканические породы гнейсы → граниты	Новая Гвинея, Guitcher, 1965 Матвеев, 1968
	II. Э к с п е р и м е н т а л ь н ы е д а н н ы е	
Мерзлотные условия	некристаллические сланцы → песчаники и кристаллические сланцы → базальты, дациты	Coutard, 1971
Умеренные, прохладные условия	песчаники → конгломераты → граниты	Rognon, 1967
Влажные теплые условия	песчаники → мраморы → сланцы → граниты доломиты → известняки	Rahn, 1971 Durand, Ditié, 1971

уравновешивание гор теоретически может исчезнуть, и любое их разрушение не вызовет поднятия территории. Охлаждение земных недр, по мнению Ю.А. Зорина, происходит в тектонические паузы. Такая пауза в Восточной Сибири существовала в поздне-меловое-палеогеновое время и длилась около 60-70 млн лет.

Существует еще одна форма влияния тектонических процессов на развитие междуречий. Известно, что основная часть междуречий обрамлена разрывными нарушениями, чаще всего малоамплитудными либо безамплитудными. Роль безамплитудных разломов в формировании эрозионно-денудационных и денудационных форм рельефа (водораздельных седловин, ложбин, водосборных воронок и др.) более или менее изучена. Однако в последние годы выявилась еще одна черта их развития, связанная с открытием так называемого г и д р о г е о д е ф о р м а ц и о н н о г о п о д я З е м л и (ГГД-поле), определившего разнотипный пульсационный режим верхних (а может быть, и не только верхних?) горизонтов земной коры. В зонах разломов частота колебаний может достигать 10-30 кГц, тогда как вне разломов она на порядок или несколько порядков ниже. Повышенная вибрация поддерживает высокую степень раздробленности пород в зонах разломов и их переменную обводненность. Поэтому ГГД-поле способствует саморазвитию зон безамплитудных или малоамплитудных разломов и рельефа в их зонах.

Определенную роль в формировании облика междуречий играют и катастрофические тектонические процессы, и среди них землетрясения. Известно, например, что при Гоби-Алтайском землетрясении в 1957 г. горный массив площадью 275×30 км и высотой до 4 км приподнялся и сдвинулся к востоку почти на 10 м (Солоненко, 1973). Довольно часто при землетрясениях происходит "срывы горных вершин". Они зафиксированы в Гобийском Алтае, в Северном Забайкалье, на Дальнем Востоке, Тянь-Шане. Такие смещения горных пород приводят иногда к образованию островершинных гребней хребтов.

Таким образом, роль эндогенных процессов в формировании междуречий не ограничивается только горизонтальными или вертикальными тектоническими движениями. Не менее велико значение совокупной деятельности процессов релаксации и дилатации в горных массивах, их вибрации, землетрясениях, неодинаковой напряженности земных недр в целом и в пределах каждого междуречья.

**Роль структурно-литологических условий.** Литологические комплексы пород во всех ландшафтных зонах оказывают существенное влияние на развитие рельефа междуречий. Их свойства, заключающиеся в характере отдельностей, напластования, зернистости, плотности и связности, являются важными условиями быстрого или, наоборот, медленного разрушения пород. Иногда характер отдельностей определяет морфологию равнин,

плоскогорий, горных массивов.

Процесс избирательной денудации включает в себя, во-первых, подготовку материала к перемещению, а во-вторых, движение материала по направлению преобладающего уклона. Подготовка материала (выветривание и элювиообразование, гл. 4) протекает на разных породах и в разных климатических условиях неодинаково. Изменения в породах проявляются тем резче, чем сильнее отличаются первичные условия формирования изверженной породы от современных условий гипергенеза. Например, если сравнить выраженность в современном рельефе Зауральяского пенеplена (в одинаковой морфоструктурной обстановке) наиболее глубоких ультраосновных (серпентинитов) и кислых (гранитов) пород, то окажется, что даже в континентальных условиях Зауралья первые выражены в рельефе останцово-ложбинными формами, тогда как гранитные массивы в основном сохраняют массивно-купольные формы.

По данным табл. 14 можно представить устойчивость: 1) поверхностей рельефа, сложенных гранитоидами, возрастает от условий влажных тропиков к условиям арктических пустынь; 2) поверхностей рельефа, сложенных осадочными некарбонатными породами, возрастает от условий умеренного гумидного пояса к условиям влажных тропиков; 3) рельефа, сложенного вулканогенными породами, достаточно высока как в субполярных условиях, так и в условиях влажных тропиков, и здесь определенной тенденции установить не удастся; 4) рельефа на карбонатных породах (известняках и доломитах) возрастает от условий зоны тайги и смешанных лесов к условиям зоны влажных тропических лесов, где она максимальна.

В аридных районах устойчивость скальных пород разного состава к процессам денудации существенно сближается. При инсоляционном и солевом выветривании в жарком и сухом климате на поверхности изверженных пород образуются, как правило, более крупные обломки, нежели при выветривании слоистых пород. К таким же результатам приводит разрушение массивных известняков. В областях развития скалистых денудационных равнин физические и физико-химические процессы выветривания не успевают подготавливать для транспортировки ветром обломочный материал, и ветровой поток остается постоянно недонасыщенным. В этих условиях коррозия скал частичками мелкозема незначительна. Таким образом, в аридных денудационных областях наблюдается несоответствие между транспортирующей способностью ветра и объемом подготовленного выветриванием и элювиообразованием рыхлого материала. Это приводит к тому, что многие породы обладают примерно равной денудационной устойчивостью.

Для оценки трансформации междуречий данные о противоде- нудационной устойчивости горных пород имеют важное значение.

Например, расчеты темпа денудации за четвертичное время для территории Верхнеколымского нагорья, по данным стока взвешенных наносов и ионного стока рек, с учетом дефляции, позволили определить мощность среднего слоя денудации за 700 000 лет примерно в 15-20 м (или 0,030 мм/год). А величина, на которую могли быть снижены в четвертичном периоде вершинные поверхности хребтов, ограничена 10-20 м. Следовательно, те огромные (до 1200 м) превышения вершин гранитных массивов над ярусом рельефа, где преобладают хребты, сложенные песчано-глинистыми сланцами, не являются созданными в четвертичное время и даже в плейстоцене. Тем самым подразумевается возможность "препарировки" гранитных массивов в более ранний период, когда климатические условия были близки к субтропическим и когда устойчивость гранитов к денудации по сравнению с осадочными породами была значительно ниже, чем в настоящее время. Но и в тех условиях также не могло произойти обособления массивов лишь избирательной денудацией.

**Влияние климатических условий и растительного покрова.** Если тектонические процессы в общем определяют среднюю высоту горных систем, то гидротермические условия ставят этот уровень в зависимость от общей климатической обстановки. Высотное положение вершинных поверхностей ниже критического уровня определяется не только тектоническими движениями, но и всей историей их развития, в том числе сменой и особенно длительностью климатических эпох. Закономерные изменения рельефа гор и экзогенных процессов в зависимости от климатических поясов названы И.С. Шукиным *морфологической поясностью*. Последняя коренным образом отличается от ярусности рельефа, которая может быть связана с геологическим строением территории и другими неклиматическими причинами. Морфологическая поясность рельефа междуречий обуславливается как региональными, так и локальными климатическими причинами. И те и другие влияют прежде всего на гидротермические условия развития рельефа междуречий.

Наиболее ярко зависимость между климатом и характером изменения рельефа междуречий проявляется в горах, где на небольшом отрезке поперечного профиля можно пересечь несколько ландшафтно-климатических зон. На границе альпийской зоны, где количество осадков увеличивается при достаточно высокой еще континентальности и положительных среднегодовых температурах, отмечается выполаживание вершинных поверхностей и общее снижение контрастности рельефа. Нарастание годовой суммы осадков с высотой происходит неравномерно. Замедление его фиксируется верхней границей леса. То же самое можно сказать и о колебаниях температуры на междуречьях и верхней границы леса в перигляциальных условиях (например, Хибинах), где они выше, чем на дне долин.



Границы природных зон являются теми участками, где с наибольшей степенью интенсивности протекают процессы денудации и аккумуляции. Вблизи таких границ наблюдается максимальное несоответствие между формами рельефа, созданными в условиях одной природной зоны и характерными для этих условий, и рельефом, характерным для другой зоны. Чем резче природные границы, тем сильнее несоответствие между их рельефом и тем интенсивнее протекают вблизи таких границ геоморфологические процессы. Пограничные участки, где интенсивность последних (в совокупности) максимальна, мы назвали рубежами активизации геоморфологических процессов.

Иногда предполагают, что роль ландшафтных границ, в частности верхней границы леса, незначительна, поскольку эта граница обладает высокой динамичностью. Эти представления находятся в противоречии с палеогеографическими реконструкциями древних ландшафтных зон и нуждаются в уточнении для каждого региона. На Верхнеколымском нагорье, например, в четвертичном периоде верхняя граница леса испытывала колебания в основном в пределах 600 м. В позднем плейстоцене она опускалась временами на 300-400 м. При этом максимум ее снижения приходился на конец ледниковой эпохи. Наивысшие колебания верхней границы в позднем плейстоцене по времени занимали около одной трети ледниковой эпохи, т.е. примерно 10-12 тыс. лет в зырянскую эпоху оледенения и 6-7 тыс. лет в сарганскую эпоху. Таким образом, в течение почти 80 тыс. лет граница леса испытывала небольшие ( $\pm 100-200$  м) колебания и лишь на протяжении 16-20 тыс. лет мигрировала по вертикали значительно (более 600 м). Даже в оптimum голоцена верхняя граница леса располагалась всего на 100-200 м выше современной. Это дает основание предполагать, что активизация процессов денудации вблизи границы леса продолжалась в позднем плейстоцене достаточно длительный срок, что не могло не сказаться на разрушении рельефа вершинных поверхностей и склонов междуречий.

Таким образом, вблизи рубежа активизации геоморфологических процессов, которым является верхняя граница леса на Верхнеколымском нагорье, наблюдаются сейчас и существовали в прошлом активные процессы денудации. Если средний темп поднятия нагорья (исключая площади, занятые гранитными массивами) составляет около 0,030 мм/год за неоген-четвертичное время, то темп денудации за четвертичное время также приближается к 0,030 мм/год. Поэтому вершинные поверхности большинства округловершинных хребтов, достигнув верхней границы леса, не могут "перешагнуть" ее и вынуждены находиться на данном уровне либо чуть выше или ниже его ( $\pm 100-200$  м). Именно в этом, на наш взгляд, состоит одна из причин ступенчатости рельефа нагорья. Ранее на связь между активными процессами денудации, действующими вблизи верхней границы леса, и абсо-

лютной высотой вершинных поверхностей в Забайкалье обратил внимание Ю.Г. Симонов (1968). Близкая ситуация была отмечена Л.Н. Ивановским (1970) на Алтае. Выровненные вершинные поверхности междуречий, наблюдающиеся в интервале абсолютных высот 1800-3000 м, были сформированы в то время, когда они поднялись выше границы леса. Несмотря на тектоническое поднятие, процессы денудации в значительной степени скомпенсировали его своей интенсивностью. Выравнивание вершинных поверхностей вблизи уровня верхней границы леса часто приводит к конвергенции их рельефа с рельефом реликтовых поверхностей древней денудации.

Другой рубеж активизации геоморфологических процессов – нижняя граница хиносферы – испытывал в истории ландшафтов Северо-Востока СССР значительные колебания. В отдельные эпохи амплитуда последних достигала 1300 м. При таких колебаниях рельефообразующая роль границы хиносферы вряд ли могла быть существенной. Однако заслуживает внимания то обстоятельство, что в эпоху максимального оледенения она опускалась до высоты в 1100-1200 м.

Совпадение в разное время по высоте двух рубежей активизации геоморфологических процессов привело в этом регионе к существенному денудационному срезу вершинных поверхностей.

**Длительность развития междуречий (фактор времени).** Продолжительность деятельности той или иной группы рельефообразующих процессов – фактор, во многом объясняющий облик междуречий. Инертность в развитии рельефа междуречий приводит к тому, что часто наблюдается на вершинных поверхностях рельеф, не соответствующий ни современной стадии развития речных долин, ни существующим сейчас климатическим условиям и геоморфологическим процессам. Выравнивание междуречий, значительно удаленных от базисов эрозии, часто продолжается и тогда, когда последний резко снизился. От продолжительности развития рельефа междуречий во многом зависит сохранность рельефа поверхностей выравнивания. Длительность формирования поверхностей одной и той же группой рельефообразующих процессов определяется двумя факторами: скоростью и направленностью тектонических движений и длительностью действия этой группы процессов (в одном и том же наборе). Иначе говоря, речь идет о длительности существования зон однотипного выветривания и денудации, которые в основном укладываются в зональность ландшафтов на поверхности Земли. При этом особое внимание необходимо уделить устойчивости во времени рубежей активизации процессов денудации вершинных поверхностей, какими являются верхняя (северная – на равнинах) граница степей, верхняя граница леса (северная – на равнинах) и снеговая граница, о чем уже говорилось выше. На равнинах эти зоны весьма устойчивы, ибо зависят от глобальных климатических факторов.

В сравнительно короткие эпохи оледенений (20-70 тыс. лет) зоны смещались довольно быстро. В течение остальной (дочетвертичной) части кайнозоя положение зон было более стабильным.

В горах ландшафтные пояса отличались большей динамичностью. Этому способствовало влияние на них не только общеклиматических факторов, но и региональных климатических особенностей, а также тектонических движений.

На равнинах роль фактора времени в деятельности процессов эрозии и денудации подчеркнута зональностью форм ледникового рельефа. Наиболее молодой (валдайский) ледниковый рельеф Русской равнины имеет, как известно, свежие, слабо преобразованные денудацией формы междуречий. При движении к юго-востоку и к югу резкость ледниковых форм постепенно стирается, исчезают озерные котловины, в речных долинах появляются последние ледниковые террасы. Наконец, на южной периферии Среднерусской возвышенности склоны междуречий уже полностью освоены эрозией, а следы деятельности ледника обнаруживаются лишь в разрезах рыхлых отложений. Таким образом, для существенного преобразования денудацией ледникового рельефа, сформированного в рыхлых отложениях морены, озерных и флювиогляциальных равнин потребовалось более 180 тыс. лет. И наоборот, срок в 17-19 тыс. лет (едровская и бологовская стадии валдайского оледенения) оказался недостаточным, чтобы формы рельефа междуречий, сложенных рыхлыми породами, были заметно преобразованы эрозией и денудацией.

## МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕЖДУРЕЧИЙ

В областях, характеризующихся близкими амплитудами неоген-четвертичных тектонических движений, морфология междуречий и особенно их вершинных поверхностей определяется положением в ландшафтном поясе.

Рассмотрим в качестве примеров рельеф междуречий некоторых горных и равнинных регионов. Среднегорный денудационный рельеф Юго-Восточного Забайкалья сменяется с севера на юг низкогорным денудационным рельефом (рис. 40). Здесь выделяются определенные морфологические типы хребтов, получившие название тех местностей, где они наиболее широко распространены: 1) шахтаминский; 2) шилкинский; 3) кукульбейский; 4) газимурский; 5) туровский и 6) аргунский (Воскресенский и др., 1965).

Шахтаминский рельеф (абс. в. 850-1480 м) характерен как для среднегорий, так и для низкогорий Юго-Восточного Забайкалья. Он свойствен участкам хребтов, находящимся в непосредственном контакте с реликтами древних поверхностей выравнивания. На междуречьях этого типа наблюдаются интенсивные процес-

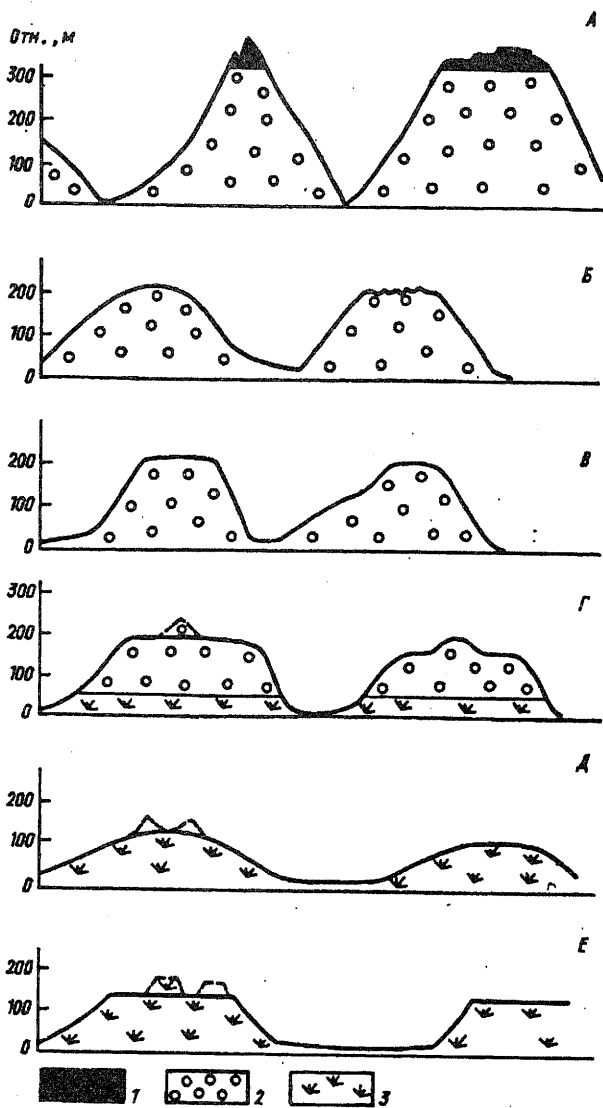


Рис. 40. Морфология вершинных поверхностей междуречий в среднегорной области Забайкалья. Ландшафтные пояса: 1 - гольцовый; 2 - лесной; 3 - степной. Типы среднегорного рельефа: А - шахтаминский, Б - шилкинский, В - кукульбейский, Г - газимурский, Д - туровский, Е - аргунский

сы солифлюкции, курумообразования, обвалов и осыпей. Вершинные поверхности располагаются в пределах гольцового пояса, для которого характерны мерзотно-нивальные процессы, формирующие солифлюкционные и нагорные террасы.

Шилкинский рельеф (абс. в. 450-1290 м) описан для хр. Борщовочного. Вершинные поверхности имеют здесь округлую, а иногда и уплощенную форму. На них кое-где сохранилась древняя глинистая кора выветривания, возраст и площадное распространение которой остаются неясными. В некоторых случаях на уплощенных поверхностях наблюдаются отпрепарированные дайки гранитов и кварцевые жилы длиной несколько сотен метров. Местами на самых высоких отметках можно встретить курумы.

Кукульбейский рельеф (абс. в. 800-1050 м). При той же глубине вреза долины его вершинные поверхности расширяются и местами наблюдаются значительные плоские участки. Газимурский тип рельефа охватывает интервал высот 750-1370 м. Характерной особенностью его вершинных поверхностей является наличие куполообразных останцовых гор, возвышающихся над плосковершинными либо округловершинными хребтами. Туровский и аргунский типы рельефа наблюдаются на юге Забайкалья. Междуречьям обоих типов свойственны крупные уплощенные массивы, похожие на пьедесталы, над которыми поднимаются сопки-останцы. Особенно они характерны для аргунского типа рельефа, где хребты состоят из разобщенных массивов.

На протяжении 450-500 км с северо-запада на юго-восток (от хр. Борщовочного к хр. Аргунскому) облик междуречий таким образом изменяется. Однако эти изменения обусловлены не интенсивностью или формой неоген-четвертичных тектонических движений (абсолютные отметки вершин, глубина речных долин примерно одни и те же), а экзогенными рельефообразующими процессами, действующими в каждом ландшафтно-климатическом поясе. Крупные останцы денудации появляются только в зоне с семиаридным климатом, и, наоборот, гольцовый пояс наблюдается у наиболее приподнятых северных хребтов. Некоторые из указанных типов междуречий можно проследить на одном профиле.

В условиях нагорий и плоскогорий Северо-Востока СССР наблюдаются иные соотношения в рельефе вершинных поверхностей и склонов междуречий.

Плоские и выпукло-уплощенные вершинные поверхности междуречий, сложенных осадочными породами, характеризуются (рис. 41): 1) спокойным мягкоконтурным рельефом, образованным волнами плавных повышений и понижений. Размах относительных высот между ними составляет в среднем 40-50, реже — до 100-150 м. Местами встречаются сопки-останцы высотой в среднем 30-40, но иногда достигающие 200 м; 2) ступенчатостью, происхождение которой связано как с тектоническими (в меньшей степени), так в основном и с нетектоническими и нелитологическими причинами; 3) разнообразными формами препаировки разностойчивых пород и мерзлотными формами микрорельефа; 4) медленным, но непрерывно продолжающимся их разрушением и снижением. Наиболее древние щебнисто-суглинистые отложения































Типы	Форма в поперечном сечении	Подтипы	Форма в поперечном сечении	Виды	Форма в поперечном сечении
Плоско- вершинные поверхности		Плоские		Ровные, плоские	
		Выпукло-уплощенные		Ровно-выпуклые	
				Останцовые	
				Останцово-террасовые	
		Вогнуто-уплощенные		Ровно-вогнутые	
				Вогнуто-западинные	
		Пологоволнистые		Волнисто-грядовые	
				Холмисто-западинные	
Округло- вершинные гребни		Куполо- видные		Ровно-куполовидные	
				Останцово-куполовидные	
		Грядовые		Линейно-грядовые	
				Останцово-грядовые	
Острове- ршинные гребни		Кони- ческие		Ровно-кони- ческие	
				Останцо- во-кони- ческие	
		Зубчатые		Ровно- зубчатые	
				Иссеченные	
		Монокли- нальные		Оди- нарные	
Сдво- енные					

Рис. 41. Морфологическая классификация вершинных поверхностей междуречий

датированы концом позднего плейстоцена.

Гранитные массивы в этом же регионе имеют различную абсолютную высоту, колеблющуюся от 1000 до 2300 м. На вершинных поверхностях многих из них сохранились остатки кровли песчано-глинистых сланцев. Это указывает на весьма незначительный денудационный срез апикальных частей самих интрузий. Основными формами расчленения рельефа кровли интрузива являются: а) нагорные террасы; б) денудационные ложбины по ослабленным зонам; в) уступы различного происхождения; г) денудационные останцы.

Округловершинные гребни – наиболее распространенный морфологический тип вершинных поверхностей между речий. Среди них редко встречаются ровные и протяженные гребни. Чаще они состоят из цепочки конусовидных сопок, разделенных участками однородных округловершинных гребней или пологими седловинами (см. рис. 41). На гребнях часто обнажаются коренные породы, что указывает на непрерывно обновляющийся слой обломочного материала. Если воспользоваться средними скоростями движения обломков при солифлюкционном смещении их и данными стационарных наблюдений, то окажется, что обломок может пройти путь (по нормали к горизонталям), равный половине ширины вершинной поверхности (т.е. около 14 м, при уклоне в 6-8° и скорости около 2 см/год) всего за 700 лет. Если же учесть влияние дефляции на слабозадернованную и незалесенную поверхность, то скорость денудации окажется больше. Экстраполяция подобных темпов денудации на четвертичную эпоху позволяет определить величину относительного снижения в 28-30 м.

Острове́ршинные гребни (см. рис. 41) обычны для областей, испытавших в четвертичном периоде (либо несущих в настоящее время) оледенение. Повсеместным распространением они пользуются в горах Альпийско-Гималайского горного пояса, где в подавляющем большинстве являются аструктурными образованиями. Острове́ршинные гребни могут быть весьма узкими, иногда до нескольких сантиметров шириной. Подобные "зазубренные ножи" хорошо известны на Кавказе, Памире, в Гималаях. В их продольном профиле встречаются выступы скалистых денудационных останцов, свидетельствующие о интенсивном разрушении гребней. По обе стороны последних обычно наблюдаются чрезвычайно крутые (до 80°) обвально-осыпные и лавинные склоны длиной во многие сотни и даже тысячи метров.

Острове́ршинные гребни хребтов в горах Северо-Востока страны обязаны своим происхождением: а) ледниковой деятельности; б) выходам на поверхность прочных туфогенных сланцев и песчаников, роговиков; в) увеличению густоты и глубины расчленения рельефа между речий по периферии местных базисов эрозии. Названные условия отражают влияние разных факторов,

приводящих тем не менее к одному результату. Правда, морфология островершинных гребней, сложенных разными породами, так же как и плосковершинных поверхностей, различна. Гребни междуречий, сложенных осадочными породами, имеют обычно в сечении коническую, а изверженными породами (гранитами) – зубчатую форму. Первые в свою очередь подразделяются на ровноконические и останцово-конические; вторые – на иссеченные и ровнозубчатые.

В гумидном поясе островершинные гребни хребтов встречаются, кроме того, на участках активных тектонических поднятий, где близко соседствуют глубоковрезанные речные долины. Эрозионный врез последних создает необходимые предпосылки для усиления склоновых процессов, деятельность которых в основном формирует резкий рельеф таких гребней.

В отличие от горных областей на равнинах, как правило, преобладают плосковершинные междуречья. На Восточно-Европейской равнине они обычно имеют вид почти незалесенных "водораздельных плато", обладающих углами наклона поверхности от 0 до 0,45°. Вершинные поверхности занимают центральные части междуречий и имеют ширину 1200-2000 м. Их границами служат переходные зоны на склонах, где наблюдается увеличение углов наклона поверхности до 1-2°. Водораздельные плато часто сложены моренными или лёссовидными суглинками, не представляющими особого препятствия для просачивания осадков. Уплотненность вершинных поверхностей приводит к тому, что среднегодовой коэффициент поверхностного стока составляет всего 6-7% в отличие от стока на склонах, где он достигает 12-30%. На плоских вершинах междуречий в микропонижениях отмечается кратковременный застой талых и снеговых вод, а русловой сток полностью отсутствует. Во время дождей мелкие частички грунта могут перемещаться на расстояние в несколько сантиметров от ударов дождевых капель. Следовательно, в развитии уплотненных вершинных поверхностей междуречий на равнинах активную роль играют: растворение химически активных веществ, уплотнение покровных отложений, дефляционное разрушение пород.

Для плосковершинных поверхностей междуречий, таким образом, наиболее характерны: а) уплотненность и низкая контрастность рельефа, б) резкие границы, в) сочленение с нижележащими склонами преимущественно под тупыми углами. Моделировка таких поверхностей действующими экзогенными процессами создает на них неровности рельефа, осложняющие очертания поперечного сечения, но не меняющие контур. Для островершинных гребней характерны: а) резкая контрастность рельефа, б) нечеткие границы с нижележащими склонами, из-за чего гребни считают результатом пересечения противоположных склонов, в) прямой или острый угол сочленения противоположных скло-






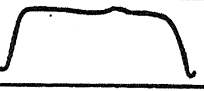







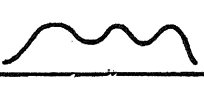

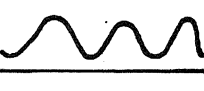

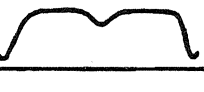

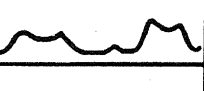
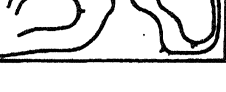
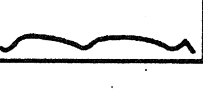
<i>Морфологические типы междуречий</i>	<i>Положения в плане</i>	<i>Характерный продольный профиль</i>
<b>I. МАССИВНЫЕ</b> <i>массивно-сопочный</i>		
<i>массивно-равнинный</i>		
<i>массивно-равнинно-сопочный</i>		
<i>массивно-купальный</i>		
<b>II. ГРЯДОВЫЕ</b> <i>грядово-островершинный</i>		
<i>грядово-сопочный</i>		
<i>грядово-останцовый</i>		
<i>грядово-плосковершинный</i>		
<b>III. ОСТАНЦОВЫЕ</b> <i>останцово-сопочный</i>		
<i>останцово-халмистый</i>		

Рис. 42. Морфологические типы междуречий

нов. В большинстве случаев такие гребни имеют ширину от 1-2 до 5-8 м. Округловершинные гребни по своей морфологии занимают промежуточное положение между плосковершинными поверхностями и островершинными гребнями. Их главными морфологическими особенностями являются: а) куполовидная форма сечения при низкоконтрастном рельефе; б) отсутствие уплощенных участков; в) плавное уменьшение крутизны склонов от периферии к оси гребня; г) постоянно сохраняющийся тупой угол

между пересечением касательных линий, проведенных к точкам в верхних частях противоположных склонов ( $110-160^\circ$ ); д) более четкие границы, чем у островеишинных гребней, фиксирующиеся по заметному уменьшению (на  $8-15^\circ$ ) среднего угла наклона нижележащих склонов.

Вышесказанное позволяет считать форму вершинных поверхностей одним из важных признаков морфологической классификации междуречий.

Другим, не менее важным признаком является форма их очертаний в плане. Очертания междуречий, как уже говорилось, обязаны своим происхождением в основном новейшим тектоническим движениям. Быстрые или длительно и унаследованно развивающиеся движения формируют резкие, близкие к прямолинейным границы междуречий. Медленные или малоамплитудные тектонические движения обычно приводят к образованию изометричных в плане междуречий, границы которых далеко не всегда могут иметь тектоническую природу.

По особенностям очертаний в плане междуречья можно разделить на: массивные, грядовые и останцовые (рис. 42).

**М а с с и в н ы е** междуречья будут иметь очертания, близкие к изометричным, характеризоваться резкими, но изгибающимися границами. Как правило, смежные междуречья располагаются рядом или недалеко друг от друга.

**Г р я д о в ы е** междуречья имеют вытянутые, близкие к линейным или овальные очертания, характеризуются резкими и протяженными границами. Грядовые междуречья могут быть расположены как по соседству друг с другом, так и отстоять на значительном расстоянии.

**О с т а н ц о в ы е** междуречья характеризуются мозаичным распределением и неправильными очертаниями.

Сочетания обоих морфологических признаков лежат в основе морфологической классификации междуречий.

## **МОРФОДИНАМИКА МЕЖДУРЕЧИЙ**

Интегрирующая роль разнообразных геоморфологических процессов, сменявшихся во времени, действующих многие десятки и сотни тысяч лет, находит отражение в современном облике междуречий. В вершинном поясе он определяется морфологией гребней, водораздельными седловинами, следами расседания, ступенчатостью и ярусами вершинных поверхностей; на склонах — морфологией их поперечного профиля, типом и скоростями склоновых процессов.

**Ф о р м и р о в а н и е** ступенчатости в продольном и поперечном профиле междуречий. Смена одного морфологического типа вершинных поверхностей другим

в однородных литологических и климатических условиях обычно происходит достаточно резко. Особенно четко это прослеживается на длинных горных отрогах хребтов. Ступенчатость продольных профилей водораздельных гребней объясняется по-разному. Наиболее простая причина ступенчатости – различная литогенная основа междуречья, хотя гребневые ступени наблюдаются и на одинаковых породах. Например, в горах Средней Азии Г.Н. Пшениным (1963) описана регрессивная миграция водосборных воронок и обусловленная этим ступенчатость гребневых линий хребтов второго порядка. Появление ступеней здесь он связывает с последовательным отступанием к осевой зоне хребта водосборных воронок в результате эрозионной деятельности русел рек, а также эрозионно-денудационного расчленения склонов.

Чаще всего вершинные поверхности изменяют морфологию по направлению от центра горного массива к его периферии одновременно со снижением абсолютной высоты. При этом плосковершинные поверхности на более низких уровнях превращаются сначала в округловершинные, а ближе к речным долинам – в островершинные гребни. На участках интенсивных тектонических поднятий абсолютным преобладанием пользуются островершинные гребни, если даже этот участок не подвергался четвертичному оледенению. Ближе к долинам морфологический тип гребней становится округловершинным, кое-где и плосковершинным. При этом разница между наивысшими и наименьшими отметками на разных концах продольного профиля вершинной поверхности хребта может достигать 350 м.

Наши наблюдения позволили составить несколько вариантов последовательной смены морфологических типов вершинных поверхностей (при анализе было исключено влияние разной литологии пород, пликативной и блоковой тектоники): а) плосковершинный – островершинный – округловершинный, б) плосковершинный – округловершинный, в) островершинный – округловершинный. Во всех случаях ближе к базису эрозии (т.е. к речной долине) оказывались хребты с округловершинными гребнями. Смена морфологических типов вершинных поверхностей сопровождалась ступенью снижения, величина которой изменялась в зависимости от вида эволюционного ряда (рис. 43) и колебалась от 45 до 84 м.

Хотя подобные ряды изменения продольного профиля вершинных поверхностей могут быть многовариантными и достаточно длинными, у них есть две общие черты: 1) вначале постепенное, а затем скачкообразное снижение абсолютных отметок и 2) изменение мощности вершинного "пласта денудации". Увеличение последнего обычно связано с расчленением и в связи с этим с неустойчивостью рельефа вершинной поверхности междуречья.

Образование ступенчатости вершинных поверхностей в горных странах – неотъемлемое свойство развития их рельефа. Каж-

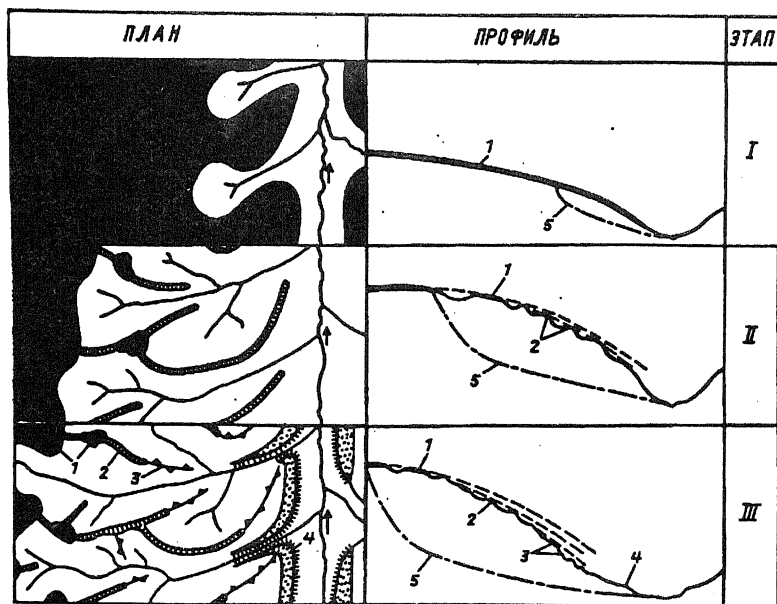


Рис. 43. Эволюция вершинных поверхностей в условиях средне- и низкоргорий умеренного пояса.

1 – региональная поверхность выравнивания (денудационная равнина); 2 – округловершинные гребни хребтов; 3 – острровершинные гребни; 4 – речные террасы; 5 – продольные профили долин. Пунктиром на профилях показаны уровни вершинных поверхностей, образованные в результате смены их морфологических типов. На III этапе развития вдоль магистральной долины прослеживается придолинный пояс сниженных междуречий.

Условия развития: I этап – выровненная денудационная поверхность, слабо расчлененная эрозией; II этап – углубление речных долин; появляются два уровня вершинных поверхностей; образование округловершинных гребней; выровненная денудационная поверхность сохраняется лишь в центре крупных междуречных пространств; III этап – дальнейшее усиление эрозии; остатки выровненных поверхностей на хребтах; преобразование округловершинных гребней в острровершинные; появление третьего уровня вершинных поверхностей

дый из морфологических типов поверхностей при прочих разных условиях (т.е. одинаковых литологии, климате, воздействии эоловых процессов и т.п.) обладает определенной степенью устойчивости к процессам денудации. Наиболее устойчивы в этом отношении плосковершинные поверхности междуречий. Фронт выветривания здесь располагается параллельно дневной поверхности и, следовательно, почти горизонтально (рис. 44). Интенсивность склоновых процессов незначительна из-за малых уклонов. Кроме того, ограничивающие бровки вершинной поверхности служат препятствием для развития линейной эрозии и денудации. Менее устойчивы к денудации округловершинные греб-

ни. Причина этого заключается в отсутствии ограничивающих бровок и усилении интенсивности склоновых процессов в связи с увеличением уклонов. Наименее устойчивыми к денудации являются островершинные гребни. Пересечение смежных фронтов выветривания и значительные углы наклона прилегающих склонов обуславливают интенсивный снос обломочного материала.

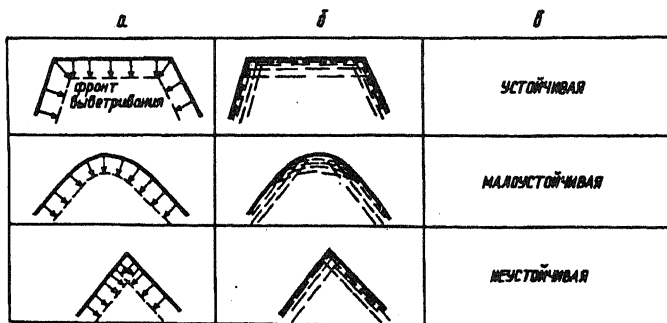


Рис. 44. Устойчивость вершинной поверхности междуречья в зависимости от ее морфологического типа: а – направление выветривания; б – основная ориентировка трещин разуплотнения; в – устойчивость формы вершинных поверхностей

Чем шире вершинная поверхность, тем больше вероятность преобладания трещин отслаивания. Уменьшение ее ширины приводит к пересечению смежных зон трещин бортового отпора, ослабляющих устойчивость вершинной поверхности. Отсюда очевидно, что при прочих равных условиях наименьшей устойчивостью будут обладать наиболее узкие вершинные поверхности, которыми обычно являются островершинные гребни хребтов. К изменению устойчивости поверхности, а следовательно, и скорости снижения приводит смена одного морфологического типа поверхности другим. Если в течение достаточно продолжительного времени различные формы вершин будут снижаться денудацией, то в конце концов из-за неравной устойчивости их рельефа продольный профиль хребта окажется ступенчатым. Профиль, как видно из рис. 43, на первых порах сохранит свою выпуклую форму, но постепенно он может приобрести и вогнутые очертания. Высота таких ступеней при приближении к основной долине увеличивается, в связи с чем вдоль нее со временем появится придолинный пояс сниженных междуречий.

Особенности его строения состоят в следующем. Вблизи долин часто наблюдается постепенное либо ступенчатое снижение вершинных поверхностей междуречий. В асимметричных долинах оно лучше выражено вдоль пологого склона; в долинах с симметричным поперечником – более или менее равномерно по

обеим сторонам. При приближении к долине вершинные поверхности приобретают вид цепочки округлых сопок или длинного и ровного округловершинного гребня. Иногда уплощенные и наклоненные в сторону долины денудационные площадки снижаются на несколько десятков метров. Ширина пояса, в пределах которого наблюдаются минимальные отметки вершин, колеблется от 0,5 до 4 км и несколько больше. В некоторых случаях возникает рельеф "придолинного мелкосопочника". Он встречается как в условиях горных областей, так и плоскогорий.

Т а б л и ц а 1 5

*Распределение сопок-останцов на вершинных поверхностях вулканического Уракского плато (%)*

Положение на вершинной поверхности	Порядок междуречий				
	I	II	III	IV	V
В центре горного массива	70	14	6	3	2
В средней части междуречий	52	30	8	8	2
У внешней периферии междуречий	61	28	2	9	-

Анализ положения сопок-останцов (табл. 15) в сравнительно однородных морфоструктурных условиях Уракского вулканического плато (Северо-Восток страны) показал, что, во-первых, сопки-останцы являются формой разрушения преимущественно междуречий I и II порядков, во-вторых, центральные части таких междуречий разрушаются медленнее, чем окраинные или пограничные их части.

Придолинный пояс сниженных вершинных поверхностей наблюдается на междуречьях, сложенных как осадочными, так и изверженными породами. Однако проследить его на территориях, сложенных гранитами, труднее из-за того, что снижение вершинной поверхности часто совпадает с погружением кровли интрузии.

Таким образом, сравнительная характеристика ступенчатости в продольном и поперечном профилях междуречий показывает, что различия между ступенями могут быть достаточно велики, но при этом не связаны с тектоническими деформациями междуречий; тектонические деформации могут быть соизмеримы или меньшими, чем деформации профилей денудационными процессами (табл. 16).

Следовательно, необходимо различать понятия "ярусность" и "ступенчатость" междуречий. Они имеют разную природу. Если ярусность междуречий обязана своим происхождением циклам денудации, свойственным горной или равнинной стране в целом, то ступенчатость междуречий обусловлена структурно-денудаци-

Таблица 16

*Размах рельефа между смежными ступенями вершинных поверхностей междуречий различного происхождения (для условий среднегорий)*

Причины образования ступени	Средняя высота уступа, м	Максимальная высота уступа, м
Придолинный пояс сниженных междуречий	130	220
Превышение вершинных поверхностей междуречий над наиболее высокими террасами, сохранившими чехол аллювия (эрозионный врез)	170	420
Однократная смена морфологического типа вершинной поверхности	50	85
Формирование нагорных террас	20	55
Денудационные процессы на уплощенных междуречьях	12-18	90
Тектонические движения	20	80

онными условиями развития междуречий. Поэтому ряды ступеней (например, придолинный пояс сниженных междуречий) даже в смежных бассейнах будут различаться.

Важную роль в оценках ярусности и ступенчатости междуречий играет определение их денудационного среза.

Определение величины денудационного среза вершинных поверхностей междуречий описывается формулой Ф. Анерта (1972):

$$d_s = 0,0002H/1000\text{лет},$$

где  $d_s$  – величина снижения вершин;  $H$  – относительное превышение вершинной поверхности над дном долины.

Расчеты по этой формуле показали, что в условиях низкогорья или среднегорья величина среза вершинных поверхностей междуречий за плейстоцен оказывается равной 23-29 м. Те же расчеты, проведенные независимо по суммарному стоку малых рек, показали 20 м.

Эмпирические данные, полученные для горных территорий Сибири, указывают на имеющуюся связь между глубиной долины

(которая является интегральной величиной) и величиной снижения междуречий (Ананьев, 1973):

$$d_s = \frac{H_v}{K_r},$$

где  $d_s$  – величина снижения вершин;  $H_v$  – глубина речной долины (считая от тылового шва самой высокой террасы);  $K_r$  – эмпирический коэффициент, равный 6,5.

Поскольку точность определения отметок высоких террас обычно не превышает 10-20%, то и определение слоя денудации вершин будет находиться в пределах 10-20%.

**Формирование водораздельных седловин.** Расчленение процессами денудации вершинных поверхностей междуречий в горных областях происходит в основном путем образования седловин, разделяющих останцовые склоны, сопки и гряды. Седловины обычно закладываются вдоль зон повышенной тектонической трещиноватости и формируются процессами выветривания и элювиообразования, склоновыми и эоловыми процессами. Например, в Забайкалье при движении вверх по долине реки часто видно, как русло постепенно превращается в цепочку водороев или бочагов, а затем исчезают среди огромной (в несколько сотен метров поперечником) мари, располагающейся в обрамлении сопок. Местами водный поток пропадает, уходя под курум. В верхних звеньях эрозионной сети мари и курумы обычно приурочены к зонам повышенной тектонической трещиноватости, и процессы денудации постепенно как бы "перебирают" все ослабленные участки, прежде чем начать углубление наиболее неустойчивого из них. Кроме того, среди многообразия форм водосборных воронок в Забайкалье особое место занимают морозно-мерзлотные цирки с каменными глетчерами на их днище. Развитие перечисленных форм приводит к снижению вершинных поверхностей и появлению седловин.

Другой формой образования седловин при расчленении слабоволнистых вершинных поверхностей является сближение противоположных склонов отседания. Проникновение глубоких долин к оси междуречья приводит к неустойчивому положению бровок вершинных поверхностей. Вблизи них интенсивное развитие получают трещины отседания, по которым происходит обрушение прибровочных участков. Разрушение пород протекает более активно там, где плотность трещин выше. Подобная "избирательность" процессов денудации формирует фестончатый фронт бровок вершинной поверхности. С течением времени происходит слияние противоположных бровок и образование на их месте островершинного гребня. Он снижается значительно быстрее уплощенных участков, что приводит к появлению между ними водораздельной седловины (рис. 45).



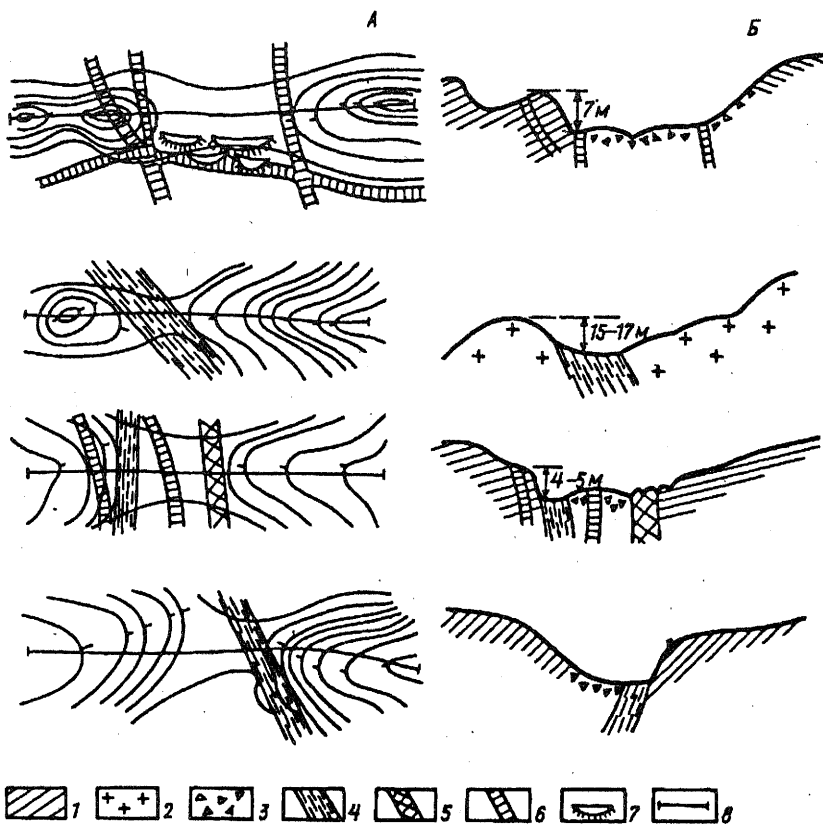


Рис. 45. Типы водораздельных седловин на округлом гребне горного хребта: А - строение седловин в плане; Б - строение седловин в разрезе; 1 - залегание пластов песчано-глинистых сланцев; 2 - граниты; 3 - щебнистые суглинки; 4 - зоны дробления; 5 - дайки; 6 - кварцевые жилы; 7 - ступени отседания; 8 - линия профиля. Горизонтальный масштаб: в 1 см 50 м

В горных странах редко приходится наблюдать начальные фазы образования седловин. Обычно вдоль гребня хребта тянется цепочка сопок-останцов, разделенных седловинами глубиной до 80-200 м. Но в их распределении намечается определенная закономерность. Расстояние между смежными (вдоль гребня) седловинами в условиях среднегорий в 50% случаев колеблется от 250 до 600 м и в 35% случаев составляет 700-1100 м. Причины подобной расчлененности следующие: а) первичная форма вершинной поверхности, на месте которой образовалась седловина; б) состав коренных пород; в) тектоническая раздробленность и обводненность пород; г) глубина долин, расчленивших междуречье, и связанная с этим крутизна склонов; д) процессы деструкции и

аккумуляции, действующие на вершинных поверхностях.

Развитие водораздельных седловин еще исследовано слабо. Некоторые исследователи иногда без особых причин видят в них остатки "перехваченных" древних речных долин и на этом основании реконструируют речную сеть прошлых этапов развития. Здесь надо иметь в виду следующее.

Способ "вершинного перехвата" является наиболее дискуссионным. Темп и особенности флювиальной деятельности русла реки в ее среднем и нижнем течении иногда автоматически переносят в самые верхние звенья эрозионной сети. Аналогом "агрессивности верхних звеньев речной сети" (аналогом распространения регрессивной эрозии рек вплоть до линии водораздела) почему-то считают врезание вершин оврагов. Действительно, если истоки реки находятся в зоне широкого развития достаточно мощных рыхлых образований, возможно некоторое развитие регрессивной эрозии в самом верхнем звене реки. Это является причиной локальных перехватов небольших долин и балок.

К.И. Геренчук (1960) приводит аргументы в пользу "оползневой прорыва" водораздельных пространств. При существовании в долинах регрессивной эрозии ее успеху "способствуют выходы подземных вод, которые приводят к образованию оползней, очень быстро разрушающих водоразделы, не считаясь с поясом отсутствия эрозии".

Однако эти перехваты не имеют никакого отношения к большинству крупных междолинных перестроек речной сети. Если исключить из анализа "агрессивности" фактор литологических различий в строении смежных речных бассейнов, то прежде всего надо учесть следующие обстоятельства. Во-первых, наибольшей интенсивности процессы регрессивной эрозии достигают в средней и нижней частях долины, резко снижаясь к истокам. Во-вторых, междуречье представляет собой единый морфоструктурный элемент, тектонические движения которого одинаково сказываются на эрозионном развитии рек по обе стороны от водораздела. Положение междуречий определяется размещением активных тектонических структур. Только перестройка этих структур может вызвать появление благоприятных условий для перестройки вершинных частей междуречий. В-третьих, мощность рыхлых отложений в русле реки по направлению к истокам уменьшается, что препятствует глубинному врезанию русла. В-четвертых, концентрированный объем стока падает в этом же направлении, что приводит к аналогичному эффекту. Кроме того, надо иметь в виду, что так называемые допустимые неразмывающие скорости горных пород резко различаются: для суглинков, песков, лёссов они равны 0,30-2,0 м/с; для сланцев, мергелей, известняков, песчаников - 2-6; для мраморов, гранитов, базальтов, андезитов, кварцитов - 16-25 м/с. Такие скорости (2-25 м/с) водного потока в верховьях ручьев или рек практически не наблюдаются,

за редким исключением (если вблизи водораздельной седловины имеется фонтанирующий водный источник).

Поскольку линейная эрозия поверхности может происходить только в том случае, если существует поток, а для образования последнего необходима некоторая минимальная площадь водосбора, в истоках горной реки всегда будет существовать (и в действительности существует) пояс отсутствия линейной эрозии. В Карпатах его ширина колеблется от 150 до 500 м, в Альпах — 90-210, а на Верхнеколымском нагорье — от 200 до 700 м. Развитие рельефа в пределах такого пояса происходит под действием элювиальных, склоновых, эоловых и биогенных процессов. Их деятельность может привести к выравниванию рельефа на водораздельной седловине, но не к перехвату долины в соседнем речном бассейне.

Минимальные скорости отступления скалистых стен в результате камнепадов (Иверонова, 1969) в различных ландшафтных зонах гор колеблются от 1,5 до 5 мм/год. Следовательно, снижение поверхности водосборной воронки, выше которой обычно располагается водораздельная седловина, будет протекать заметно медленнее (порядка 0,3 мм/год). При таких скоростях для смещения линии водораздела на расстояние в 1 км потребуются время не менее чем в 1-2 млн лет. В действительности же в истоках долин наблюдаются сравнительно молодые перехваты, что заставляет предполагать деятельность каких-либо иных факторов.

В Забайкалье, на Среднесибирском плоскогорье, Верхнеколымском нагорье, на Урале и в других регионах неоднократно приходилось отмечать участки концентрации обломочного материала, которые обычно располагались по обе стороны достаточно глубоких (50-100 м) и широких водораздельных седловин, примыкая непосредственно к их краю. Мощность чехла обломочного суглинисто-щебнистого материала составляла 8-15 м. Причина накопления рыхлых отложений кроется в соотношении баланса между поступлением материала со склонов и водностью ручьев в эрозионных ложбинах. Если при усилении аккумуляции в среднем и нижнем течении реки образуются шлейфы у подножия склонов, оттесняющие русло к тому борту долины, с которого материал поступает менее интенсивно, то на водораздельных седловинах дно последних оказывается буквально заваленным обломочным материалом. Для таких участков характерно резкое заболачивание поверхности и беспорядочное направление стока в периоды дождей или снеготаяния. В этой ситуации достаточно появления небольшой эрозионной рывтины по морозобойной трещине или иному разрыву дернины, чтобы по ней начался сток в направлении уклона дна рывтины с последующим развитием перехвата нижней части ближайшего бокового притока. К аналогичному эффекту приводят крупные сплывы на склонах в истоках реки и образование конусов выноса в нижних частях боковых

притоков. Поэтому часто встречающиеся локальные перехваты боковых притоков в самом верхнем звене эрозионной сети нельзя связывать с регрессивным врезанием русла. Им обязательно предшествует кратковременная, но достаточно мощная аккумуляция рыхлых отложений. В этих условиях устойчивость вершинных частей междуречий будет весьма относительной.

Из сказанного следует, что общим и непосредственным условием речных перехватов является сокращение ширины междуречного пространства, происшедшее или в результате общего выравнивания территории при активном участии аккумуляции, или в результате аккумуляции, не связанной с эпохой денудационного выравнивания (например, при изменении климатических условий). Процесс аккумуляции может включать в себя: а) заполнение верховьев речных долин и части междуречий рыхлыми осадками морского, речного, озерного, склонового, ледникового, эолового и вулканического происхождения; б) накопление льда в отрицательных формах рельефа; в) разрастание олиготрофных болот и повышение в связи с этим абсолютных отметок междуречий. Причинами аккумуляции не обязательно являются тектонические движения. В связи с тем что процесс аккумуляции в речных бассейнах редко затрагивает всю площадь водосбора, наиболее часты случаи перестроек, вызванные местными особенностями накопления осадков. Поэтому междолинные перестройки речной сети в горных странах чаще всего начинаются с заполнения рыхлыми осадками понижений (котловин, седловин и пр.), расположенных вблизи линии главного водораздела.

Следовательно, наиболее общей причиной неустойчивого положения междуречий является процесс аккумуляции обломочного материала и повышения в связи с этим общего или местного базиса денудации. В зависимости от вида перестройки речной сети и ее причин она может наблюдаться на разных стадиях развития рельефа междуречий, а не только в конце геоморфологического цикла (в трактовке В. Дэвиса (1962) и Я.С. Эдельштейна (1947)). Высказанное заставляет с осторожностью относиться к реконструкциям древних долин лишь по цепочкам водораздельных седловин.

**Расседание междуречий.** Различия в плотности подстилающих и перекрывающих коренных пород, дилатация и связанная с ней система субгоризонтальных трещин и трещин бортового отпора приводит к расседанию междуречий (Воскресенский, 1971). Например, на Среднесибирском плоскогорье массивные диабазовые тела, располагаясь на менее плотных алеволитах и песчаниках, испытывают расседание, которое ярче всего выражено на склонах трапových массивов и несколько хуже – на вершинах. Такое расседание приводит к появлению на склонах и вершинных поверхностях зияющих трещин – рвов протяженностью в десятки и сотни метров и шириной от 3-5 до 30-50 м. Причина расседа-

ния заключается в неустойчивом положении трапсового массива при подрезании его основания речными долинами, врезавшимися в "мягкие" породы, подстилающие траптовый массив (рис. 46).

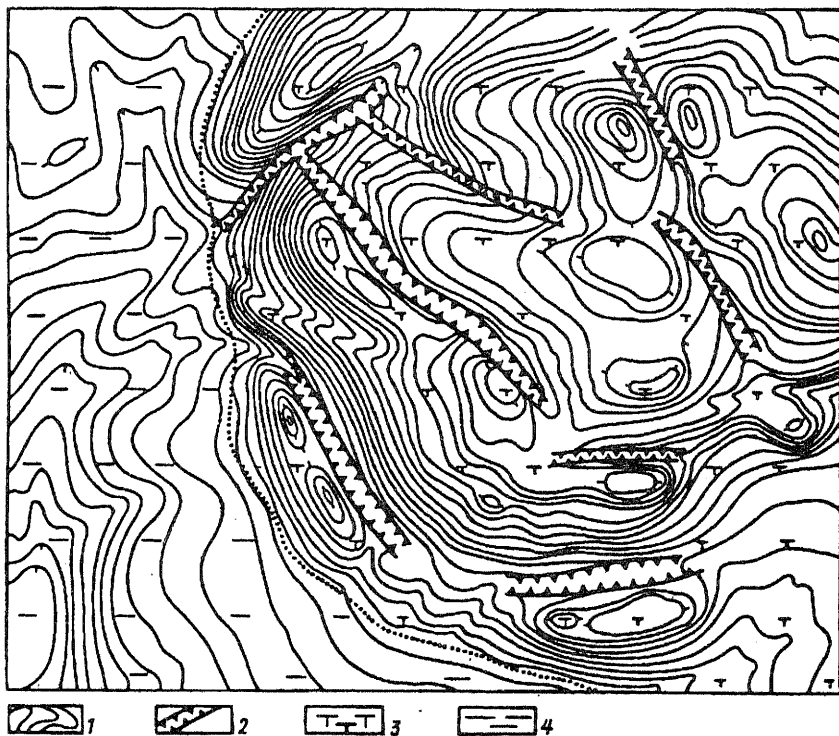


Рис. 46. Расседание трапсового массива Силяхта на Среднесибирском плоскогорье (по Трзцинскому, 1969, с дополнениями):

1 - условные горизонталы; 2 - рвы расседания; 3 - диабазы; 4 - осадочные породы

В условиях вулканогенного пояса в северо-западном Приохотье встречаются два варианта расседания междуречий: симметричное и асимметричное. В первом чешуи и блоки обрамляют междуречье по обоим склонам. При этом возможно обнаружение одновременно и тех и других. Симметричное расседание междуречий распространено незначительно. Гораздо шире встречаются случаи асимметричного расседания, в которое вовлекаются либо верхние части междуречий, либо их средние и нижние части. Случаи расседания междуречий от вершинной поверхности до подножия склона крайне редки. Определенной связи между геолого-литологическим строением междуречий и формой их расседания не обнаруживается. Вместе с тем довольно часто наблю-

даются склоны отседания в краевых частях базальтовых плато, выраженные в виде линейных рвов, сползших и наклоненных блоков. Следы обнаружения последних отчетливо видны в разрезах на склонах долин по наклону поверхностей обрушившихся блоков. Слоистое строение субстрата, вертикальная трещиноватость его и сейсмическая активность усиливают процесс расседания, но не являются единственными необходимыми условиями.

Среди положительных форм рельефа, характеризующих явления расседания, наблюдаются гряды, наклонные ступени и останцовые сопки. Отрицательные формы представлены рвами, западинами и линейными ложбинами. Каждая из этих форм приурочена к определенной зоне междуречий. В привершинной части наиболее часто встречаются наклонные ступени, гряды и рвы. Их целостность указывает на замедленность процессов расседания. Останцовые сопки, западины и ложбины более свойственны средним и нижним частям междуречий. Отседающие блоки и чешуи в процессе движения дробятся и разрушаются, образуя сопочно-западинный рельеф.

Главным условием возникновения явлений отседания склонов междуречий является существование речных долин глубиной не менее 150-200 м. В этих случаях напряжения возрастают и трещины бортового отпора получают достаточное развитие. Следовательно, процесс расседания может начаться лишь тогда, когда создана достаточно развитая долинная сеть. Поэтому возраст расседания междуречий (например, в Приохотье) можно отнести к позднему плиоцену – раннему плейстоцену. Это подтверждается тем, что в аккумулятивных телах обрушения выработаны цокольные речные террасы средне-позднечетвертичного возраста.

### **НАПРАВЛЕННОСТЬ И ДЛИТЕЛЬНОСТЬ РАЗВИТИЯ МЕЖДУРЕЧИЙ**

Результаты палеогеоморфологического и палеогеографического анализа междуречий в равнинных и горных областях показывают, что существуют четыре общих направления в тенденциях эволюционного развития горных и равнинных областей: 1) равнины (холмогорья) превращаются в горы; 2) горы с одним обликом рельефа превращаются в горы с другой морфологией; 3) горы превращаются в равнины (холмогорья); 4) равнины (холмогорья) превращаются в равнины (с изменением облика). Второе и четвертое направления могут быть объединены в перманентный ряд развития; первое – представлять прогрессивный, а третье – регрессивный ряды. Довольно часто одна тенденция продолжает другую, определяя цикличность развития рельефа. Нельзя полагать, что исходным рельефом при образовании междуречий во всех случаях может быть только аккумулятивная морская равнина.

на, осушка которой служит началом формирования эрозионно-денудационного рельефа (в том числе и междуречий).

Исходным может быть в этом отношении равнинный, плоскогорный и горный рельеф. Поэтому палеогеоморфологические реконструкции происхождения междуречий, начинающиеся с исходного "пенеплена", представляют собой лишь один из возможных вариантов эволюционного ряда.

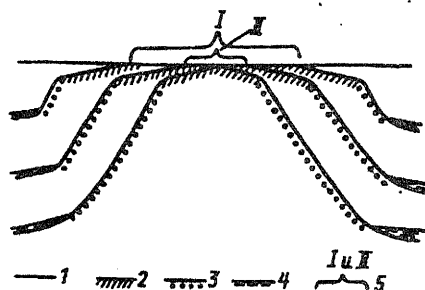


Рис. 47. Снижение исходной плоской поверхности междуречья при врезаии долины в рыхлые толщи аккумулятивной равнины (по С.С. Воскресенскому, 1973):

1 - исходная аккумулятивная поверхность; 2 - привершинная "поверхность снижения"; 3 - крутой (20-40°) склон междуречья; 4 - отлогий притеррасовый (3-7°) склон; 5 - плоский участок междуречья на I и II этапах снижения

Наиболее просто проследить направленность эволюции междуречий в условиях однородного геологического строения. На территориях Амуро-Зейской равнины или ледниковой части Русской равнины междуречья сложены песчано-глинистыми осадками. На рис. 47 отчетливо видно, что одновременно со снижением базиса эрозии и удлинением склонов междуречья происходит сокращение площади ее вершинной поверхности. Постоянно сохраняется так называемая привершинная "поверхность снижения", имеющая в данных условиях уклон продольного профиля около 0,016. Это означает, что при длине профиля "поверхности снижения" в 600 м разница между уровнем плоской вершинной поверхности и крайней точкой профиля будет составлять 7-12 м. При увеличении же длины профиля до 5-6 км разница в отметках увеличивается до 130 м. Это хорошо сопоставляется с оценкой денудационного среза окраинных частей междуречий (табл. 17).

Обособление междуречий III-IV порядков (средняя высота 40-80 м) на Амуро-Зейской озерно-аллювиальной равнине произошло после начала разрушения ее аккумулятивных поверхностей, т.е. около 200 тыс. лет назад. Близкие соотношения получаем и для холмисто-увалистой ледниковой равнины юго-западного Подмосковья. Здесь междуречья IV порядка со средней высотой 40-80 м возникли при эрозионно-денудационном расчленении

Таблица 17

Соотношение объемов междуречий  $V_m$ , слоя денудации  $V_d$  и остаточного объема  $V_o$  (по осредненным данным для Северного Приотомья)

Порядок рек, ограничивающих междуречья	Максимальная высота междуречий, м	Породы, слагающие междуречья	$V_m$	$V_d$	$V_o$	$V_d : V_m$ , %
			в условных единицах			
VI-VII	1534	песчано-глинистые сланцы с развитием в осевой зоне участков гранитов	175,2	50,2	125,0	28
VI-V	2280	граниты	84	23	61	27
V-IV	1080	песчано-глинистые сланцы	27,3	9,1	18,2	33
IV-IV	980	—	14,6	3,2	11,4	21
IV-IV	1020	—	26,0	6,5	19,5	25
IV-III	990	—	10,4	3,3	7,1	31

В среднем: 27,5%  
Интервал: 25-33%

моренных и флювиогляциальных аккумулятивных поверхностей около 200-280 тыс. лет назад.

Обособление и преобразование рельефа междуречий в горных областях и в условиях плоскогорий происходит более сложно. При сравнении рельефа междуречий разных размеров нетрудно заметить, что чем значительнее их площадь, тем меньшую роль в их морфологии играют экзогенные процессы. Это происходит не из-за уменьшения влияния последних, а из-за более существенного эффекта влияния структурно-тектонических условий. Создается впечатление, что деятельность эрозии и других процессов денудации может достигать максимума только на склонах междуречий низких порядков. На самом деле, начиная с появления междуречий IV-V порядков, эрозионная освоенность их стабилизируется. Расчеты соотношений объемов слоя денудации по блок-диаграммам потребовали определения объемов междуречий  $V_m$ , слоя денудации  $V_d$  и остаточного объема  $V_o$ . Физический смысл соотношений  $V_d$  к  $V_m$  состоит в оценке итоговой роли денудации междуречья за плиоценовое – четвертичное время, т.е. около 6 млн лет. При этом было сделано допущение, что за этот промежуток времени процессы эрозионно-денудационного освое-



ния междуречий практически завершились. Независимо от размеров междуречий и их геологического строения слой денудации оказался близким и составил 28-30% от общего объема междуречий (см. табл. 17). Это означает, что в дальнейшем при том же тектоническом режиме эволюция рельефа последних будет протекать не за счет увеличения эрозионного расчленения, а путем денудационного распада наиболее расчлененных участков на обособленные и короткие хребты, массивы, сопки и т.п. По-видимому, для каждого типа морфоструктуры существует определенный предел развития на междуречьях отрицательных эрозионно-денудационных форм. При достижении этого предела наступает эпоха относительной стабилизации развития эрозионного рельефа междуречий – своеобразная форма их равновесного и устойчивого положения.

Врезание долин на первых порах может привести к некоторой стабилизации уровня вершинной поверхности из-за относительной автономности развития последней. Однако это состояние кратковременно, и в дальнейшем скорость снижения ее возрастает, а следовательно, крутизна продольного профиля водораздела на его периферии увеличится. Скорость снижения периферийных частей междуречий будет зависеть и от смены морфологических типов вершинных поверхностей, из-за чего снижение последних будет происходить с образованием нормальной ступенчатости вершинных поверхностей (см. с. 223).

Детальные палеогеоморфологические реконструкции, проведенные для неоген-четвертичного времени на территориях Юдомо-Майского плоскогорья, Верхнеколымского нагорья и Приохотья, позволили приблизиться к решению проблемы определения эрозионных и деструкционных процессов в формировании междуречий и речных долин в последние 9-10 млн лет. По этим реконструкциям (с дополнениями) была составлена модель развития междуречий и долин в горных странах (рис. 48).

На схеме соотношения слоев денудационного среза и "эрозионного выреза" для междуречий средних и высоких порядков (см. рис. 48) видно, что ширина речных долин первых этапов заложения во многом влияет на величину слоя денудационного среза в последующие этапы ее развития. Ширина днища более молодой долины, как правило, всегда меньше ширины днища долины, из которой она образовалась. С увеличением глубины основной долины (в процессе врезания русла) неустойчивость ее бровок возрастает, и углубляющиеся с некоторым запаздыванием во времени притоки приводят к снижению приречных частей междуречий. Соотношение слоев эрозионного и денудационного срезов оказалось близким к 1:1, т.е. примерно 45-50% приходится на объем собственно "эрозионного выреза" и 50-55% – на "денудационный вырез".

При этих же палеорекострукциях выяснилось, что очертания

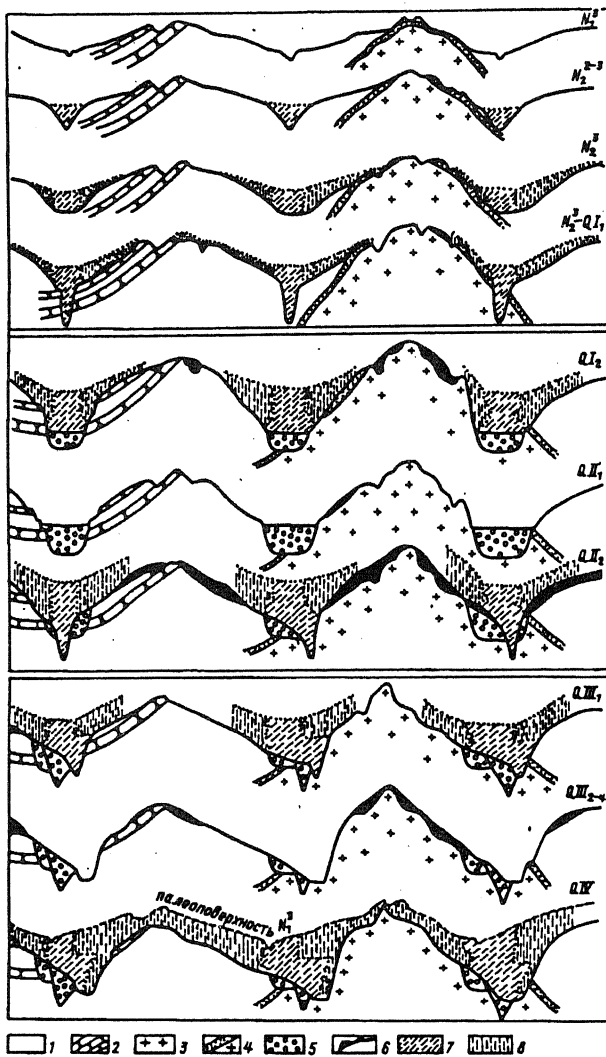


Рис. 48. Модель развития междуречий и долин в горных странах:  
 1 – осадочные породы; 2 – туфогенные породы и вулканиты; 3 – граниты; 4 – роговики; 5 – песчано-галечные рыхлые отложения; 6 – льды; 7-8 – объемы обломочного материала, удаленные в результате деятельности экзогенных процессов: 7 – флювиальных, 8 – комплекса склоновых, ледниковых, эоловых. Соотношение между объемами (8) и (7) во времени изменялось от 1,2:0,8 до 1:1

междуречий могут несколько меняться в процессе их развития. В условиях низко- и среднегорного рельефа преобладающий грядовой тип междуречий испытывает распад на цепочки обособленных коротких хребтов, по краям которых образуются обособленные

сопки-останцы. Происходит это главным образом за счет углубления и расширения водораздельных седловин процессами денудации. При этом сокращаются площади вершинных поверхностей и возрастают площади склонов. Разрастание последних приводит к появлению своеобразного морфологического ландшафта — останцово-равнинных междуречий. На этой стадии развития в случае активных тектонических воздыманий территории вновь возможны некоторое увеличение густоты эрозионной сети и появление ступеней на вершинных поверхностях междуречий.

Из этого, однако, не следует вывод о возможности "завершенности" либо "незавершенности" цикла развития междуречий, имея в виду уменьшение контрастности их рельефа и превращение горной страны в холмистую равнину. "Завершенным" в той или иной обстановке может быть и низкогорный, и среднегорный, и иной рельеф. Он же может быть и "незавершенным". Точнее, речь идет о степени соответствия или несоответствия строения речных долин и междуречий существующим природным условиям, от которых зависит устойчивость междуречий. Последняя включает в себя устойчивость: 1) очертаний в плане; 2) средней и максимальной высоты; 3) внешнего облика, определяющегося устойчивостью элементов междуречий.

Устойчивость очертаний междуречий зависит главным образом от устойчивости положения их внешних границ, которое в свою очередь связано прежде всего с формами проявления и режимом тектонических процессов. При катастрофических (сейсмогенных) процессах перестройка границ происходит в течение нескольких часов или суток, но это встречается редко. При регулярных тектонических процессах, как свидетельствуют геологические и палеогеографические исследования, устойчивость границ междуречий высоких порядков на равнинах измеряется миллионами и десятками миллионов лет. Устойчивость границ междуречий низких порядков в гораздо меньшей степени связана с режимом тектонических процессов и больше зависит от формы интенсивности экзогенных процессов (отступление склонов, изменения местных базисов денудации и др.).

Средняя и максимальная высота междуречий является функцией вертикальных тектонических движений, направленности и интенсивности экзогенных процессов. Поэтому устойчивость тех и других во времени совокупно определяет высотное положение междуречий. Многие зависят от продолжительности и режима действия тектонических и экзогенных процессов рельефообразования.

Устойчивость внешнего облика междуречий определяется прежде всего устойчивостью состояния его субстрата и элементов (вершинных поверхностей, склонов). Для обеих составляющих существуют пороговые значения, достижение которых в развитии названных элементов приводит к качественному скачку

Таблица 18

Пороговые значения устойчивости рельефа междуречий (млн лет) в горных, равнинных и плоскогорных областях

Морфоструктурная зона, в которой расположены междуречья	Порядок междуречий		
	VIII-VI	V-III	II-I
Нагорья	10-3	2-0,5	менее 0,5
Окраинно-материковые вулканогены	30-12	5-0,5	менее 0,5
Складчато-надвиговые, блоково-надвиговые, складчато-глыбовые и глыбовые горы	8-4	2-0,3	менее 0,5
Денудационные равнины, плоскогорья	35-12	2,5-0,5	менее 0,5

в изменении морфологии рельефа. Таким пороговым значением, например, может быть нарушение равновесия между приходной (тектонические поднятия, аккумуляция обломочного материала и др.) и расходной (выветривание, деструкция) частями баланса материала на склонах. На вершинных поверхностях междуречий пороговым значением устойчивости может служить начало разрушения гребня хребта, при котором изменяется его форма.

Таким образом, в разных морфоструктурных и ландшафтно-климатических условиях существуют собственный набор пороговых значений направленности и формы эволюции междуречий, которые определяют их устойчивость в пространстве и во времени. Количественно выразить это влияние удается пока достаточно приблизительно (табл. 18). Возможны два пути направленного изменения высоты вершинных поверхностей междуречий: 1) постоянное снижение их разнообразными процессами денудации и 2) повышение отметок междуречий не только тектоническими процессами, но и аккумуляцией эолового и биогенного материала. Отсюда вытекает возможность существования по меньшей мере двух эволюционных рядов – нисходящего и восходящего, сменяющих друг друга во времени и пространстве. Теоретически вероятен также и нейтральный ряд при уравнивании темпов повышения и снижения междуречий. В горных поясах участки денудационных равнин в кайнозойе сосуществовали с территориями, обладающими низко- и среднегорным рельефом. В пределах вулканогенных поясов вообще не происходило значительного денудационного выравнивания и преобладал низко- и среднегорный рельеф, послуживший впоследствии исходным рельефом для формирования нынешних междуречий.

## РЕЧНЫЕ БАСЕЙНЫ

### РЕЧНЫЕ БАСЕЙНЫ КАК ОБЪЕКТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Среди геоморфологических объектов, происхождение которых может быть объяснено совокупным проявлением эндогенных и экзогенных процессов, речные бассейны занимают особое место. Их выделение в самостоятельный целостный объект геоморфологического исследования все еще подлежит обсуждению. Известно, что их морфологической основой является система взаимосвязанных русел постоянных и временных водотоков и образованных ими речных долин, оврагов, ложбин и балок. И русла и долины этих водотоков относятся к формам флювиального происхождения. За пределами бровок долин, как правило, имеются еще пологие склоны междуречий, осложненные формами другого происхождения. И речные долины, и междуречья были уже проанализированы нами. И, естественно, встает вопрос о том, какую дополнительную информацию о рельефе земной поверхности можно получить, если вновь объединить русла, долины и прилегающие к бровкам долин склоны междуречий. На этот вопрос нет пока четкого ответа. И это видно прежде всего по учебникам по геоморфологии, где при описании речных бассейнов обычно рассматриваются: 1) типология рисунка речной сети; 2) типология водораздельных линий, их устойчивость и местоположение (Шукин, 1960; Леонтьев, Рычагов, 1990). В англоязычных странах к этому обычно добавляют еще и морфометрию речных бассейнов в связи с энергетикой флювиальных процессов (Райс, 1980; и др.). Но существуют и специальные исследования, посвященные флювиальным системам, в которых речные бассейны являются объектом всестороннего изучения (см. Schumm, 1977), в которых анализ речных бассейнов рассматривается с системных позиций, исследуется сток воды, а также сток наносов в связи с анализом современного рельефообразования. Все их изучение ведется с учетом действующих в бассейнах рельефообразующих факторов и меняющихся географических и геологических условий.

Сопоставляя этот "бассейновый подход" в изучении рельефа с тем, который был описан выше, нетрудно заметить, что анализ речных долин мог бы быть и составной частью анализа речных бассейнов. Точно так же, как анализ русловых процессов, его можно рассматривать как часть процессов долинообразования.

Что же касается анализа рельефа междуречий и процессов, их образующих, то его следует рассматривать как самостоятельный и в какой-то мере независимый от анализа речных бассейнов подход в изучении рельефа. Главная его особенность – отчетливое проявление в междуречье структурно-геоморфологического базиса изучения рельефа. Любое междуречье, разделяющее крупные долины рек, можно рассматривать как некоторую единую структурно-геоморфологическую систему. Долины рек средних размеров делят междуречья на части, подчеркивая их структурно-геоморфологическую самостоятельность.

Выделение речных бассейнов преследует совершенно другую цель, так как в ходе их анализа на первый план выдвигаются парагенетические сочетания экзогенных процессов рельефообразования и связанные с ними формы рельефа. В центре внимания оказывается: последовательная цепь явлений от выветривания к склоновым процессам; от них к русловым явлениям малых водотоков; от малых водотоков к большим и так вплоть до концевых бассейнов. Все эти взаимосвязанные звенья в едином процессе рельефообразования организованы в систему нисходящим гравитационным потоком вещества. Таким образом, при изучении речных бассейнов исследователь преследует особые цели по сравнению с анализом междуречий. В центр его внимания ставится не столько связь эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования, сколько взаимодействие экзогенных процессов.

Речные бассейны имеют право на самостоятельный анализ еще и потому, что их можно рассматривать как полузамкнутые отрицательные сложные формы рельефа, естественным ограничением которых служит линия водораздела. Это аналогично тому, как одинокий холм и горный массив ограничивает шовная линия основания их склонов.

Если речные бассейны являются формами рельефа, то и в их изучении должна сохраняться геоморфологическая традиция – вслед за описанием их строения следует рассмотреть их происхождение, при этом оценить вклад эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования, а также возраст и историю их развития.

## ЗАРОЖДЕНИЕ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИХ УСТРОЙСТВА

Морфологической основой речных бассейнов являются русла временных и постоянных водотоков. В силу этого необходимым и достаточным условием зарождения речных бассейнов является наличие участка суши с наклоненной поверхностью и определенное количество атмосферных осадков, достаточное для возникновения поверхностного стока. Очевидно, что речные бассейны по-

являются одновременно с образованием русловых форм рельефа на склоне. Естественным их ограничением являются те неровности, которые могут выполнять функции водоразделов. В рельефе эти неровности морфологически четко или слабо выражены. По отношению к генеральному направлению стока водораздельные линии могут быть параллельными, диагональными и поперечными. Последние располагаются обычно в верховьях водосборного бассейна. В средней части они, как правило, параллельны линиям тока, а в низовьях – сходятся к устью водотока, располагаясь к руслу под некоторым углом. Разные части водораздельных линий могут иметь различный возраст, наиболее древние – поперечные водоразделы верховьев.

Выход суши из-под уровня моря создает предпосылки для зарождения речных бассейнов и они разрастаются вниз по течению водотока, формируясь трансгрессивно. Препятствуют зарождению речных бассейнов все те факторы и условия, которые затрудняют формирование поверхностного стока. К ним относятся: уменьшение атмосферных осадков, малые уклоны местности, наличие на поверхности пористых пород с высоким коэффициентом фильтрации, сплошного растительного покрова, переводящего поверхностный сток во внутрпочвенный и использующего часть воды в биологических циклах и др. В силу этого речные бассейны в виде элементарных водосборов могут образовываться и при изменении этих препятствующих формированию поверхностного стока условий (увеличение влажности климата, уничтожение растительности и т.п.).

Второй способ возникновения водотоков связан с регрессивной эрозией. И если в первом случае, двигаясь вниз по течению реки, мы оказываемся как бы во все более молодых частях ее водосбора, то во втором случае молодыми оказываются его верховья. В реальных речных бассейнах эти сочетания молодых и наиболее древних частей бассейна находятся в самых различных пространственных сочетаниях. При этом в ходе развития речных бассейнов внутри них идет постоянное увеличение элементарных водосборов. А их отмирание идет значительно медленнее, так как раз возникший тальвег уничтожается в областях денудации с трудом, так как энергия вдольруслового рельефообразования намного превышает энергию склонового. Тальвеги водосборных бассейнов могут быть уничтожены лишь абразией при трансгрессии моря, ледником при процессах экзарации, при расширении и углублении днища главных долин, могут быть заполнены продуктами вулканической деятельности. В тальвеге может исчезнуть постоянный водоток, но сама форма водосбора сохраняется длительное время. Разнообразие времени возникновения разнопорядковых русел в больших бассейнах все же упорядочено. И самая древняя их часть обычно располагается в верхней трети площади всего водосбора.

Элементарный водосбор устроен довольно просто. В его пределах можно выделить тальвег (или притальвеговую полосу) временного водотока. Тальвег такого водосбора не всегда имеет морфологически выраженное русло, а поверхностный сток, особенно если водосбор залесен, может образовываться лишь после сильных ливней. Текущий по поверхности дернины поток при этом нередко не оставляет следов своей работы. И требуется достаточное количество воды и заметная скорость течения для того, чтобы следы русловой работы были заметны. Угол наклона продольного профиля тальвегов таких водосборов обычно близок к углу наклона склона, на поверхности которого заложился водоток. Азимут течения воды при этом, как правило, совпадает с азимутом падения склона.

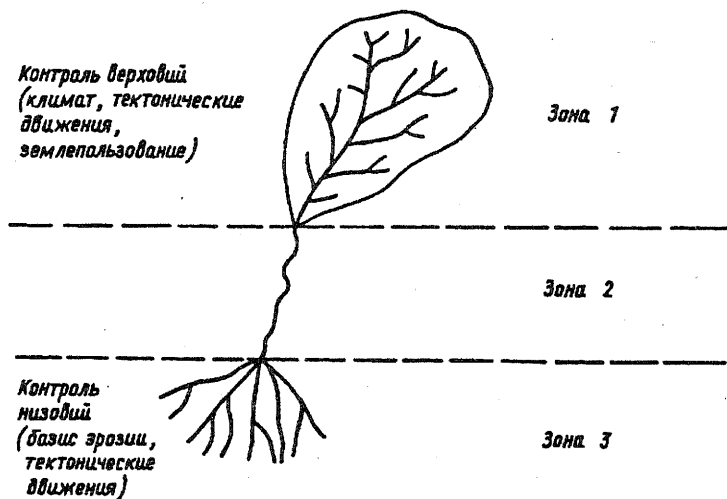


Рис. 49. Идеальная флювиальная система по С.М. Шумму (1977)

В строении таких водосборов принято выделять водосборную воронку, канал стока и конус выноса (Surell, 1841; Шукин, 1960). Однако конус выноса очень часто является элементом другой формы рельефа, связывающей водосборы с формами рельефа иного происхождения и возраста. Близкую к описанной выше схеме идеальной флювиальной системы (рис. 49) дает С.А. Шумм (1977), в которой выделяет: зону 1 (производство наносов, дренажный бассейн); зону 2 (перенос); зону 3 (отложение). Обратимся к анализу речных бассейнов, совпадающему с зоной 1, по С. Шумму.

Рассматривая особенности геоморфологического устройства дренажных бассейнов, следует выделить в их рельефе два типа



его элементов: русла и склоны. Кроме того, поскольку речь далее пойдет о взаимодействии этих элементов, важно выделить два типа сопряжений элементов рельефа: 1) склон – русло; 2) русло – русло. В первом случае контакт образует линию, чаще всего это шовная линия в основании склона, во втором – точки взаимодействия русел в узлах их слияния. Эти узлы, зоны и линии являются и наиболее активными «точками» рельефообразования речных бассейнов.

### СТРОЕНИЕ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ВОДОСБОРОВ И ФАКТОРЫ, ЕГО ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ

Элементарным будем называть в дальнейшем такой водосбор, в котором размещается одно русло постоянного или временного водотока. Наряду с руслом существует по крайней мере два на него опирающиеся склона. Элементарные водосборы отличаются друг от друга своими размерами, формой в плане, глубиной вреза русла, его продольным и поперечным профилями и углом наклона склонов. Для возникновения эрозионной борозды на склоне необходимо некоторое количество текущей с достаточной скоростью по поверхности воды, которая могла бы выполнить минимальную геоморфологическую работу. В силу этого в каждой конкретной обстановке должны существовать необходимая и достаточная площадь водосбора, в пределах которой возникнет русло. В наиболее простом случае это будет линия тока воды определенной протяженности. На плоских поверхностях склонов площадь такого водосбора равняется нулю, а сам водосбор в плане имеет вид линии. Чем круче склон, тем менее водопроницаемые породы выходят на дневную поверхность, тем меньшей может оказаться необходимая и достаточная длина тока поверхностных вод (или водосборной площади) для возникновения наиболее просто устроенного водосборного бассейна. Размеры элементарного водосбора сильно зависят от количества и интенсивности выпадения атмосферных осадков. В силу этого размеры такого бассейна служат своеобразным показателем количества выпадающих осадков в момент его зарождения. Это подтверждается наблюдениями в горах, для которых типично увеличение атмосферных осадков с высотой. В том же направлении сокращаются и размеры элементарно устроенных бассейнов.

Со временем русло постепенно врезается сначала в склоновые отложения, а затем и в коренные породы. Его продольный профиль приобретает вогнутую форму. Стрела прогиба продольного профиля у элементарных водотоков может находиться в любой его части, но наиболее часто в средней или верхней его трети. По мере дальнейшего врезания русла та его часть, которая располагается выше точки максимального врезания, становится круче,

а нижняя – положе. Таким образом, стрела прогиба делит продольный профиль на две части: верхнюю и нижнюю, имеющие различные тенденции развития. Изменение углов наклона вниз по течению постепенно придает руслу типичную для продольного профиля русел вогнутую форму. Начинается его выравнивание, чему способствует сепарация перемещаемых руслом обломков по их крупности. Для элементарных водотоков типично то, что в русле остаются лишь крупные обломки перлювиальных фаций, формирующие трудно размываемую каменную отмостку.

Постоянное углубление русла водотока приводит к тому, что и у эрозивной борозды появляются склоны. Наибольшей длины они достигают в максимально врезанной точке русла. Водосборный бассейн в плане приобретает ланцетовидную, а затем овальную, иногда и грушевидную форму.

Отсюда можно сделать вывод, что бассейны, имеющие различную форму в плане, имеют различный относительный возраст. Однако, это правило справедливо лишь в статистическом виде, т.е. проступает в виде тенденции. Связь формы бассейна в плане с его относительным возрастом затушевывается рядом факторов, среди которых самые главные – форма исходного склона в поперечном плане (вдоль его простираия) и противоэрозивные свойства пород, выходящих на склоне. Вогнутые по поперечному профилю склоны создают геометрические предпосылки для возникновения более изометричных элементарных бассейнов, т.е. делают их более "старыми". А устойчивые породы замедляют расширение бассейнов и тем самым несколько "омолаживают" его внешний облик.

Множество по-разному сопряженных элементарных водосборных бассейнов образуют более сложные речные бассейны.

## СТРОЕНИЕ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Иногда у бассейнов с постоянным водотоком русла уже имеется неширокое плоское дно, на которое опираются склоны различной длины, крутизны и экспозиции. Элементарные водосборы обычно размещаются в верховьях, ближе к водораздельным линиям, но нередко они образуются на склонах, непосредственно примыкающих к руслу с постоянным водотоком. Речные бассейны отличаются друг от друга своими размерами, водностью и режимом руслового стока воды, влекомых и взвешенных наносов, а также строением. А чем больше по площади речной бассейн, тем более сложным строением он обладает. Самые малые из дренажных бассейнов имеют площадь менее 1 км<sup>2</sup>. Самый крупный из них – бассейн р. Амазонки – охватывает площадь свыше 7 млн км<sup>2</sup>.

При всем многообразии размеров, форм в речных бассейнах

наблюдаются достаточно строгие закономерности в их строении. Одним из первых еще в начале прошлого столетия на эти закономерности обратил внимание Плайфер, отметив, что всякая река состоит из главного русла и притоков, каждый из которых имеет строго определенные размеры, а в совокупности они образуют систему сопряженных долин со скоррелированными уклонами (Асеев и др., 1988).

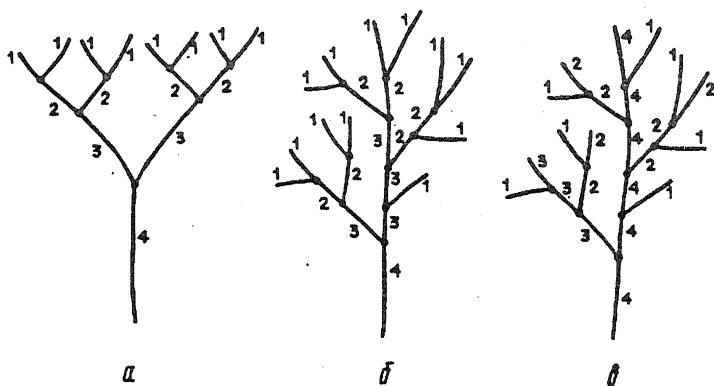


Рис. 50. Кодирование порядков водотоков (по Р. Хортону): а – дихотомическая система нарастания порядков вниз по течению; б – первый этап кодирования Хортонa по дихотомической системе с целью определения порядка главной реки; в – перекодирование и окончательное определение порядков рек в бассейне

Опираясь на представления Плайфера, строение речных бассейнов детально исследовал Р. Хортон (1948). Им были выявлены и описаны главные закономерности строения речных бассейнов, важные для анализа их происхождения, эволюции и истории развития. В основе его анализа лежит некоторое правило разделения речных водотоков на порядки, с помощью которого он смог сопоставить друг с другом даже внешне непохожие речные бассейны. К первому порядку он отнес водотоки, не имеющие притоков. Водоток второго порядка образуется от слияния двух водотоков первого порядка. Для образования водотока третьего порядка необходимо слияние двух водотоков второго порядка и так далее по дихотомической системе. Если встречаются два водотока порядка  $n$ , они, объединяясь, дают начало водотоку порядка  $n+1$ . Заметим, что слияние разнорядковых водотоков таких изменений не дают. Так, например, после впадения в реку четвертого порядка ее притоков первого, второго или третьего порядков порядок главной реки не изменяется. Таким образом, Р. Хортон определяет порядок реки в ее низовьях. После чего он выделяет главную реку и основные ее притоки, а затем, и на это

следует обратить внимание, проводит перекодирование (рис. 50). В результате главная река от своих верховьев до низовьев не изменяет свой порядок.

После проведенного ранжирования ему удалось показать, что существует определенная связь между порядком реки и размерами площади ее водосбора и в каждом конкретном речном бассейне существует связь между порядком реки и числом встречающихся в нем водотоков, их длиной, углами наклона продольного профиля и густотой речной сети. Было установлено также, что существует определенное постоянное отношение между числом разнопорядковых водотоков, соотношением длин разнопорядковых водотоков и их уклонов. Эти отношения Р. Хортон записал в виде простых отношений. В дальнейшем они многократно проверялись и получили название законов Хортона. А сам анализ этих бассейнов часто называют Хортон-анализом. Р. Хортон вводит в анализ четыре основных вида отношений, которые остаются постоянными для каждого из речных бассейнов:

1)  $r_b$  – отношение бифуркации; оно вычисляется как отношение числа потоков данного порядка к числу потоков следующего, более высокого порядка:

$$r_b = \frac{n_k}{n_{k+1}},$$

где  $n_k$  – число водотоков данного порядка, а  $n_{k+1}$  – число водотоков следующего, более высокого порядка;

2)  $r_l$  – отношение длин потоков; отношение средней длины потоков данного порядка к средней длине потоков следующего, более высокого порядка:

$$r_l = \frac{l_k}{l_{k+1}},$$

где  $l_k$  – средняя длина водотока данного порядка;  $l_{k+1}$  – средняя длина водотоков следующего, более крупного порядка;

3)  $r_p$  – отношение уклона русла реки данного порядка к уклону русла следующего, меньшего порядка:

$$r_p = \frac{i_k}{i_{k-1}},$$

где  $i_k$  – средний уклон русла данного порядка, а  $i_{k-1}$  – средний уклон русла следующего, меньшего порядка;

4)  $r_s$  – отношение продольного уклона русла к уклону склонов долины для данного потока или водосбора:

$$r_s = \frac{i_k}{\alpha_k},$$

где  $i_k$  – уклон русла данного порядка,  $\alpha_k$  – уклон средних склонов, опирающихся на русло данного порядка.

Из этих отношений получены следующие законы:

1. Закон числа русел порядка  $k$ :

$$N_k = r_b^{s-k},$$

где  $r_b$  – отношение бифуркации,  $s$  – порядок главной реки,  $k$  – порядок искомой реки.

2. Закон общего числа русел  $N$  в бассейне реки порядка  $s$ :

$$N = \frac{r_b^s - 1}{r_b - 1},$$

где  $r_b$  – отношение бифуркации;  $s$  – порядок главной реки.

3. Закон средней длины водотока  $l_k$  порядка  $k$ :

$$l_k = l_1 \cdot r_l^{k-1},$$

где  $l_1$  – средняя длина водотоков первого порядка;  $k$  – порядок водотока, для которого вычисляется средняя длина  $l_k$ .

4. Закон общей длины потоков данного порядка  $L_k$ :

$$L_k = l_1 r_b^{s-k} \cdot r_l^{k-1},$$

где  $l_1$  – средняя длина водотоков первого порядка;  $s$  – порядок главной реки;  $k$  – порядок изучаемых рек;  $r_b$  – отношение бифуркации;  $r_l$  – отношение длин.

5. Закон общей длины водотоков в бассейне порядка  $s$ :

$$\sum L = l_1 r_b^{s-1} \cdot \frac{\rho^s - 1}{\rho - 1},$$

где  $s$  – порядок главной реки;  $\rho = \frac{r_l}{r_b}$ ;  $r_b$  – отношение бифуркации;  $r_l$  – отношения длин;  $l_1$  – средняя длина водотоков первого порядка.

6. Закон густоты речной сети  $D$ :

$$D = \frac{l_1 r_b^{s-1}}{F} \cdot \frac{\rho^s - 1}{\rho - 1},$$

где  $F$  – площадь бассейна.

7. Закон средних уклонов продольного профиля водотоков порядка  $k$  ( $J_k$ ):

$$J_k = J_1 \sqrt[r_p]{r_p^{k-1}},$$

где  $J_1$  – средний уклон продольного профиля русел первого порядка;  $r_p$  – отношение уклонов.

Таким образом, Р. Хортон предложил шесть основных параметров для количественной характеристики речного бассейна: 1) площадь бассейна; 2) порядок главной реки; 3) отношение бифуркации; 4) отношение длин потоков; 5) средняя длина главной реки (или средняя длина реки первого порядка); 6) отношение уклонов.

Нетрудно увидеть, что эти параметры связаны друг с другом. Р. Хортон дает зависимость, объединяющую пять параметров друг с другом

$$s = \frac{\lg \left[ (\rho - 1) D \cdot \frac{F}{l} \right] + \lg r_b}{\lg r_b + \lg p}$$

Относительно хорошее совпадение вычисленных и измеренных характеристик бассейнов отмечается для сравнительно однородных по геологическому строению и ландшафно-климатическим условиям. Площадь таких водосборов обычно измеряется сотнями и первыми тысячами квадратных километров. Большая однородность этих условий наблюдается преимущественно для равнинных территорий, для горных же относительно часты отклонения от описанных выше законов.

Установленные Р. Хортоном законы открыли большие возможности для количественного анализа процессов рельефообразования в речных бассейнах. Поэтому они длительное время находятся в поле зрения специалистов геоморфологов и гидрологов. В связи с многочисленными проверками законов появилось достаточно много предложений по совершенствованию кодирования речной сети при выделении порядков водотоков. Эти уточнения касались разных сторон кодирования. Так, А.С. Стралер (1952) и независимо от него В.П. Философов (1959) предложили остановиться на дихотомической системе кодирования порядков водотоков, т.е. отказались от перекодирования главных водотоков, которое делает Р. Хортон. По их мнению, это может повысить объективность выделения порядков. Для целей гидрологического анализа формирования речного стока оказалась более удобной система Н.А. Ржаницына (1960). В ней предлагается учитывать и неупорядоченные водотоки. Порядки, по Н.А. Ржаницыну, следует изменять на основании гидрологических измерений. Так, например, если в реку третьего порядка впадает два неупорядоченных притока второго порядка, они могут повысить порядок главного водотока на единицу.

Несколько иначе определяет порядки Р. Шрив (Schreve, 1967). Он складывает в узле слияния порядки впадающих водотоков и получает порядок реки ниже узла слияния. В силу этого порядок реки, по Р. Шриву, равен числу водотоков первого порядка

в бассейне. Система, предложенная Р. Шривом, дает удовлетворительные результаты для гидрологических расчетов.

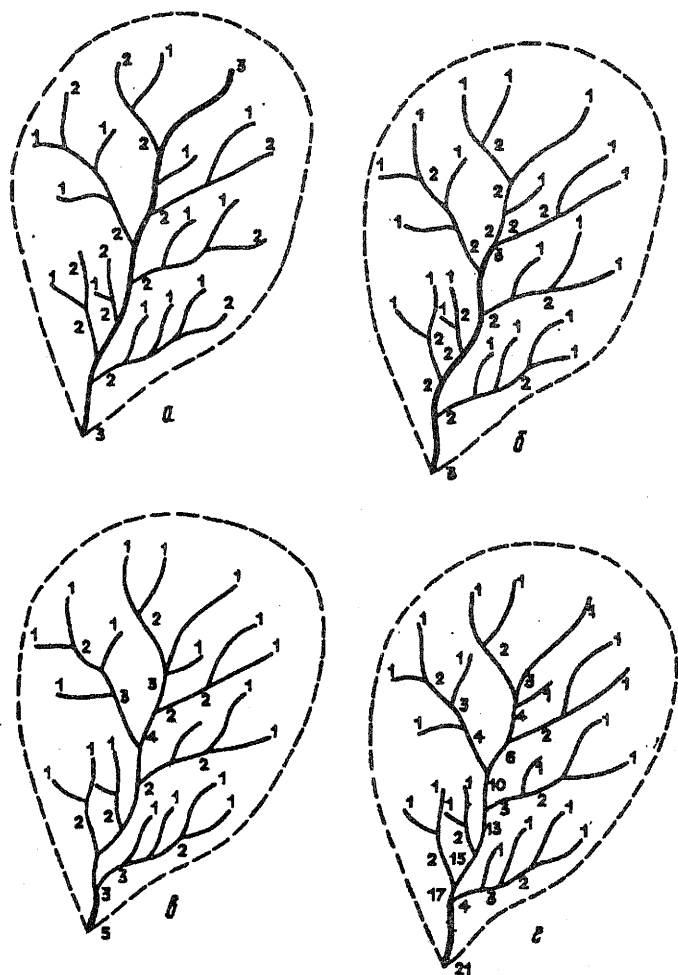


Рис. 51. Сравнительный анализ результатов кодирования одного и того же речного бассейна по схемам: Р. Хортон (а); А. Стралера (б); Н. Ржаницына (в); Р. Шрива (г)

Близкую систему для вычисления порядка дает А. Шайдеггер (1967). Если обозначить порядок реки, по Р. Шриву, индексом  $M$ , то в шкале порядков А. Шайдеггера тот же водоток будет обладать порядком  $s$ , где  $s = \frac{\lg 2M}{\lg 2}$ . У А. Шайдеггера порядок получается дробным, и это неудобно. К тому же целевое преоб-

разование порядка А. Шайдеггером не объяснено. В настоящее время существует множество предложенных способов кодирования (рис. 51).

Из рис. 51 видно, что кодирование по системе Р. Хортона и А. Стралера дает одинаковый результат в определении порядка главной реки, но при этих двух подходах не оказывается равным количество однопорядковых водотоков. В системе А. Стралера число низкопорядковых водотоков меньше, чем в схеме кодирования, предложенной Р. Хортоном. Изменяется и соотношение длин и уклонов. Системы кодирования Н. Ржаницына и Р. Шрива дают совершенно иные результаты.

В системе Р. Хортона выявлены определенные законы строения речной сети. Однако при перекодировке водотоков на втором этапе в ходе выявления главных водотоков в ней возможно субъективное толкование признаков главной реки. И два независимо проведенных исследования не дают одинаковых результатов. В силу этого нами принята была система кодирования Стралера – Философова. Были основания предполагать, что и при этом виде определения порядков могут быть обнаружены законы строения речной сети, аналогичные тем, которые были установлены Р. Хортоном. По данным исследований, оказалось, что аналогичные законы существуют. Здесь в среднем соблюдается закон соотношения площадей, длин и уклонов. При этом с увеличением порядка русел на единицу приблизительно в четыре раза увеличивается водосборная площадь, в два раза длина и уменьшается в два раза уклон продольного профиля. В этом случае важны следующие параметры: 1) площадь элементарного водосбора  $F_1$ ; 2) длина водотока первого порядка  $L_1$ ; 3) уклон продольного профиля  $i_1$  водотока первого порядка.

При исследовании строения речных бассейнов разных порядков, выделенных по схеме Стралера–Философова, в различных структурно-тектонических и ландшафтно-климатических условиях было установлено, что однопорядковые бассейны сильно отличаются друг от друга по своей структуре. Это выражается прежде всего в том, что главные реки имеют разное количество разнопорядковых притоков. При этом располагаются они в бассейне неравномерно, иногда как бы сосредоточиваются в верхних звеньях системы, в других ситуациях они концентрируются в средней или нижней части бассейна. Но наряду с этим был обнаружен модальный тип бассейна с наиболее часто встречающейся структурой. Причем модальный тип не зависит от происхождения бассейна. Его строение оказалось одинаковым и для горных, и для равнинных рек, для бассейнов тундровой, лесной и степной зон (Кичигин, 1975). Так, оказалось, что бассейны второго порядка чаще всего имеют один дополнительный приток первого порядка, хотя встречаются речные бассейны с 11-ю и более притоками (рис. 52). У модального типа бассейна третьего порядка



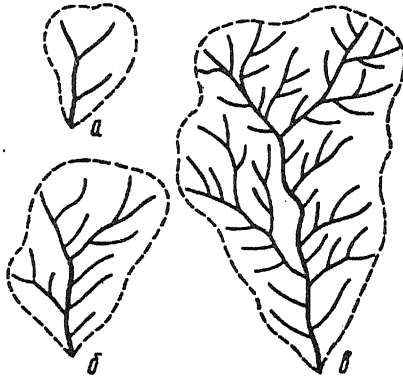


Рис. 52. Модальная структура речных бассейнов второго (а), третьего (б) и четвертого (в) порядков

всегда есть один дополнительный приток второго порядка и три притока первого порядка, впадающие в главную реку. У водотока четвертого порядка с модальной структурой всегда наблюдаются дополнительно один приток третьего, три притока второго и шесть притоков первого порядков. У водотока пятого порядка дополнительно отмечаются один приток четвертого порядка, три притока третьего, шесть притоков второго и двенадцать первого порядков. Если число водотоков первого порядка обозначить буквой  $A$ , то число водотоков у второго порядка с модальной структурой  $B$  будет равно:  $B = 3A + 1$ ; для третьего порядка —  $C = 3B + 3A + 1$ ; для четвертого порядка —  $D = 3C + 3B + 6A + 1$ ; для пятого порядка —  $E = 3D + 3C + 6B + 12A + 1$ ; для 7-го порядка —  $F = 3E + 3D + 6C + 12B + 24A + 1$  и т.д. Однако для бассейнов высоких порядков (больше седьмого) это правило не проверялось. Скорее всего, там уже действуют иные отношения.

Общее число водотоков в бассейне  $k_n$  с модальной структурой при малых порядках может быть определено по формуле

$$k_n = 3(2^{n-1} - 1) + 1,$$

где  $k$  — порядок главной реки. При больших значениях  $n$  эта формула дает заниженные результаты. Самый большой бассейн на Земле — это бассейн р. Амазонки. По предварительным подсчетам он имеет  $14 \pm 1$  порядок. Р. Хортон считает, что порядок Амазонки не выше двадцатого. Число водотоков, образующих ее бассейн, должно измеряться приблизительно в 7-8 млн. Всего же на суше находится приблизительно 500-600 млн русел постоянных и временных водотоков и соответственно то же число дренажных бассейнов.

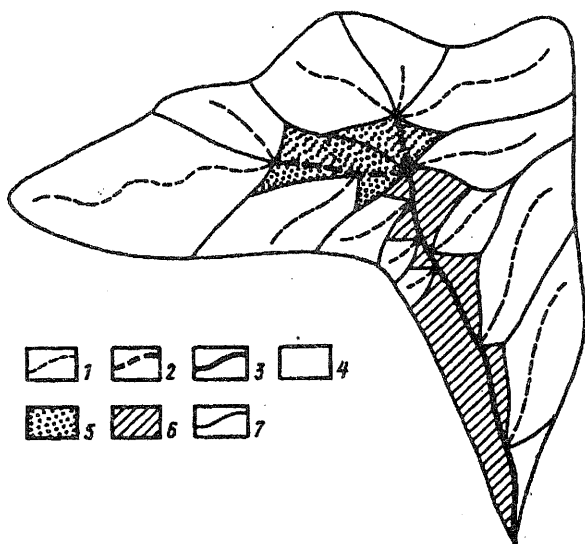


Рис. 53. Строение одного из водосборов третьего порядка:  
 1 – русло первого порядка; 2 – русло второго порядка; 3 – русло третьего порядка; 4 – склоны, опирающиеся на русла первого порядка; 5 – склоны, опирающиеся на русла второго порядка; 6 – склоны, опирающиеся на русла третьего порядка; 7 – линии водоразделов

Внутри каждого из речных бассейнов водосборная площадь распределена неравномерно. Большая часть водосборов дренируется водотоками первого порядка. Если принять площадь водосбора за 100%, то в модальном бассейне доля водосборной площади, которая дренируется разнопорядковыми бассейнами, уменьшается с ростом порядка в геометрической прогрессии:

$$D_n^n = 2^{1-n} \cdot 100\%,$$

где  $D_n^n$  – доля водосбора, выраженная в процентах, опирающаяся на русла порядка  $n$ . Так, в бассейне первого порядка все склоны опираются на русло первого порядка. В водотоках второго порядка на русла второго порядка опираются склоны 50% от площади водосбора. А в водотоках третьего порядка 50% площади падает на русла первого порядка; по 25% на русла второго и третьего порядков. В русле седьмого порядка (рис. 53) распределение водосборных площадей будет выглядеть следующим образом. Доля склонов, опирающихся на русла первого порядка  $D_1$ , равна 50%;  $D_2$  – 25;  $D_3$  – 12,5;  $D_4$  – 6,2;  $D_5$  – 3,1;  $D_6$  – 1,5;  $D_7$  – 1,5%. Или склоны, опирающиеся на главный водоток седьмого порядка, будут давать около 1% воды, поступающей на

водосбор. Здесь важно заметить, что бассейн — это не только водосбор главной реки, но и ее терригенно питающая провинция. И если предположить, что вместе с водой в русло попадает и обломочный материал, то описанная выше геометрическая прогрессия характеризует и особенности питания русла наносами, из которых в дальнейшем формируется аллювий.

Реальный водосборный бассейн отличается от модального тем, что доля склонов, опирающихся на русло  $n$ -го порядка, может быть больше или меньше описанной в геометрической прогрессии. И реальный бассейн от модального будет отличаться некоторой величиной  $k_s$ . Тогда указанное выше правило следует переписать, и оно примет вид:

$$D_s^n = (2^{1-n} \pm k_s) \cdot 100\%,$$

где  $k_s$  — показатель степени отклонения данного бассейна от модального, своего рода показатель площадной аномальности. Чтобы сравнивать речные бассейны друг с другом, достаточно сосчитать их соотношение площадей. Очень удобен для сравнения структурный индекс, позволяющий сравнивать бассейны друг с другом и вести их картографирование по структуре водосборных площадей.

Для расчета индекса необходимо измерить площади водосборов внутри изучаемого бассейна, опирающиеся на разнопорядковые водотоки. Если измерения вести с точностью до 10% и в начале индекса писать долю водосбора всех водотоков первого порядка, затем второго и т.д., то модальный бассейн третьего порядка должен иметь структурный индекс 532, при этом сумма цифр всегда должна быть равна 10. Читая этот индекс, можно видеть, что в бассейне 50% водосборной площади (т.е. половина) приходится на водотоки первого порядка, 30 — на водотоки второго порядка и 20% — на водотоки третьего порядка. Строгой геометрической прогрессии здесь не получается из-за округлений. Но если встретится бассейн с другим индексом (например, 721, 442 или 433), то нетрудно сразу увидеть их разницу. В первом случае велика доля бассейнов первого порядка (бассейн дренирован преимущественно малыми врезами), во втором примере увеличена доля склонов второго, а в третьем — третьего порядка. Естественно, что в геоморфологическом отношении во всех трех примерах будут неодинаковыми соотношения русловых и склоновых процессов. Так как водотоки первого порядка обычно временны, они лишь эпизодически сбрасывают материал в русло водотоков высоких порядков. Когда их много, в русла водотоков высоких порядков поступает много плохо сортированного и относительно крупного материала. Когда водотоков мало, имеется некоторый дефицит наносов и в днищах долин устанавливается определенное равновесие между количеством воды, скоростью

течения воды и количеством, а также гранулометрическим составом обломочного материала. В результате происходит лучшая его сортировка, и русловые формы приобретают и более зрелый "аллювиальный" облик. Меняется и весь морфологический вид долины.

Количество водотоков и соотношение водосборных площадей в речном бассейне интересно еще с одной точки зрения. Если рассматривать речной бассейн как сложную природную систему, то чем больше элементов ее образует, тем сложнее ее строение. Из теории систем известно, что чем сложнее система, тем она устойчивее по отношению к внешним воздействиям.

Для того чтобы определить сложность речного бассейна как системы, достаточно сосчитать число входящих в него водотоков и сравнить с минимально необходимым числом водотоков для данного порядка. Так, для водотока второго порядка (в схеме кодирования Стралера-Философова) необходимо 3 водотока. Из них два водотока первого порядка и один второго. Для водотоков третьего порядка необходимо четыре водотока первого, два водотока второго и один водоток третьего порядков. А для системы русел любого порядка минимально необходимое и достаточное число водотоков  $k_n$  можно определить по формуле

$$k_n = 2^n - 1,$$

где  $k_n$  - минимально необходимое число водотоков, а  $n$  - порядок главной реки.

Исследования В.И. Кружалина (1977) позволили увидеть, что сложность является важным показателем геоморфологической устойчивости бассейнов к внешним воздействиям. К числу последних относятся климатические, тектонические и антропогенные воздействия. При внешних воздействиях бассейн может "усложняться" по-разному. При изменениях климата обычно усложняются верховья рек, при изменении базиса эрозии - низовья. Чтобы различать разные типы сложности речных бассейнов, важно провести позиционный анализ их строения, который включает рассмотрение взаимного расположения водотоков по отношению друг к другу. Для этой цели полезно рассмотреть узлы слияния разнопорядковых водотоков.

Пусть  $m$  - число, означающее порядок впадающего, а  $n$  - порядок принимающего водотока, тогда ( $m \leq n$ ) узел слияния водотоков можно рассматривать как область их взаимодействия. Каждый узел можно описать сравнением вида

$$k_s = m^x \cdot n^y,$$

где  $k_s$  - показатель сложности узла, а  $x$  и  $y$  - эмпирические коэффициенты. Эмпирически было доказано, что при  $(x + y) \geq 2$

этот показатель хорошо подчеркивает усложнение звеньев в низовьях бассейна. При  $(x + y) \leq 1$  подчеркиваются усложнение верхних звеньев речной сети. В силу этого оказалось целесообразным проводить раздельно сравнения сложности бассейнов по трем показателям: 1) средней сложности (определяется по разности между измеренным числом водотоков в данном бассейне и минимально необходимым их числом для данного порядка); 2) по сложности верховой ( $k_{s,v} = m \cdot n^{-2}$ , где  $x = 1$ , а  $y = -2$ ); 3) по сложности низовой ( $k_{s,n} = m \cdot n^2$ ), где  $x = 1$ , а  $y = 2$ ).

Когда определен характер сложности каждого узла отдельно, то их сумма дает представление о сложности строения речного бассейна в целом. Чтобы сравнивать сложности разнопорядковых бассейнов, полезно ввести показатель относительной сложности. Для этого необходимо сравнить суммарную сложность узлов данного бассейна со сложностью бассейна того же порядка, но с минимально необходимым количеством водотоков. На рис. 53 приведен пример конкретного бассейна третьего порядка из бассейна р. Протвы. Он явно отличается от нормального. Его структурный индекс 712, т.е. где завышена доля водосборов первого порядка. Число образующих его водотоков: первого порядка - 11; второго порядка - 2; третьего порядка - 1. Всего их 14, а минимально необходимое число водотоков у бассейна третьего порядка равно  $2^3 - 1 = 7$ . В указанном бассейне наблюдается избыток русел 1-го порядка. Их могло бы быть 4, а наблюдается 11. Если оценивать сложность как отношение:  $k_s = \frac{k_{s, \text{ист.}}}{k_{s, \text{min}}} = 2$ , то в среднем бассейн является в два раза более сложным по сравнению с наиболее просто устроенным бассейном. Оценивая сложность верховьев приведенного на рис. 53 бассейна, заметим, что в бассейне два узла, где  $m = 1$  и  $n = 1$ ; два узла, где  $m = 1$ , а  $n = 2$ ; пять узлов, где  $m = 1$ , а  $n = 3$ . Тогда, подсчитывая сложность верховий и используя показатель

$$k_s = \sum m \cdot n^{-2},$$

получим:

$$k_s = 2 \cdot 1 \cdot 1^{-2} + 2 \cdot 1 \cdot 2^{-2} + 5 \cdot 1 \cdot 3^{-2} = 2 + 2 \cdot 0,5 + 5 \cdot 0,1 = 3,5.$$

Учитывая, что сложность речного бассейна 3-го порядка с минимальным числом водотоков равна 2,5, то относительная сложность верховий равна 1,4. Оценивая то же для сложности низовой

$$k_s = \sum m \cdot n^2 = 2 \cdot 1 \cdot 1^2 + 2 \cdot 1 \cdot 2^2 + 5 \cdot 1 \cdot 3^2 = 2 + 8 + 45 = 55.$$

Для бассейна третьего порядка с минимально необходимым числом притоков коэффициент сложности низовой равен 10. И низовья данного бассейна в 5,5 раз сложнее, чем у наиболее просто организованного бассейна. Устроенный подобным образом

речной бассейн, если он изменяет структуру, обычно стремится усложнить ее в своих верховьях. На рис. 53 показан бассейн руч. Обцарского, верховья которого в настоящее время отступают, что и следует из анализа его структуры.

Для бассейнов любого порядка, как это было установлено Р. Хортоном, сохраняется закон убывания углов наклона (уклонов продольного профиля) разнопорядковых русел с возрастанием порядка главной реки. Если принять за единицу измерения средний уклон продольного профиля русла первого порядка, то у русел второго порядка он будет в 2 раза меньше, у водотоков третьего порядка – в 4 раза меньше и т.д. Распределение уклонов можно определить по формуле

$$J_n = J_1 \cdot 2^{1-n} \pm i_n,$$

где  $J_1$  – средний уклон русел первого порядка;  $n$  – порядок данного русла, а  $i_n$  – отклонение уклона от среднего – своеобразный показатель аномальности уклона данного русла от среднего. Воспользовавшись этими расчетами, можно составить карты строения речных бассейнов по распределению в них уклонов.

Анализ распределения внутри бассейна русел с различными уклонами важен для выяснения особенностей транзита и локального накопления влекомых и взвешенных наносов, принимающих участие в русловом морфолитогенезе.

Сохраняется в данной схеме и закон распределения длин разнопорядковых водотоков. Если за единицу измерения взять длину русла водотока первого порядка  $L_1$ , то русло водотока, измеренное по прямой (по дну долины), будет в 2 раза, а у русла третьего порядка в 4 раза длиннее. Тогда длина водотока порядка  $n$  в бассейне будет равна

$$L_n = L_1 \cdot 2^{n-1} \pm l_n,$$

где  $L_1$  – длина водотока первого порядка,  $n$  – порядок измеряемой реки, а  $l_n$  – показатель отклонения от средней. Естественно, что можно картографировать речные бассейны и по распределению в них длин разнопорядковых водотоков. Так, относительно длинные или короткие русла могут сосредотачиваться в верхних, средних и нижних звеньях речной сети. Этот показатель очень важен для анализа процессов экзогенного рельефообразования в речных бассейнах, так как длина русла – это прежде всего длина пути потоков наносов – определяет скорость адаптации речных бассейнов к меняющимся условиям.

## СООТНОШЕНИЕ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЗНОПОРЯДКОВЫХ РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ И ИХ СОСТОЯНИЕ КАК СЛОЖНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ

В каждом речном бассейне комплекс процессов экзогенного рельефообразования парагенетически взаимосвязан и координируется нисходящим потоком вещества. Исходным процессом является выветривание, которое протекает на всей поверхности водосбора, но на склонах оно маскируется склоновыми, а на днищах долин – русловыми потоками вещества. Лишь на плакорных участках междуречий создается чехол элювия, который накапливается и не столько смещается латерально, сколько постепенно растворяется и уносится с грунтовыми водами в виде растворенного вещества. Выветривание осуществляет подготовку материала к дальнейшему его движению, что особенно хорошо заметно на склонах. И лишь на склонах аккумулятивных равнин, там, где реки проложили свои долины в уже рыхлых отложениях, созданных ледниковыми, флювиогляциальными, пролювиальными, аллювиальными, озерными или морскими видами осадконакопления, рыхлого материала достаточно. И выветривание в этих обстановках не играет лимитирующей роли. На денудационных равнинах и в горах выветривание лимитирует поток рыхлого вещества и тем самым контролирует весь ход экзогенного рельефообразования.

На склонах в этом случае все определяется балансом вещества. И можно говорить о трех основных видах его соотношения в балансе: 1) выветривание опережает склоновый снос, и тогда склоны покрыты чехлом рыхлых материалов; 2) выветривание примерно равно склоновому сносу, и тогда на склонах наступает равновесие и количество вещества во времени не изменяется; 3) выветривание протекает менее интенсивно по сравнению со склоновой денудацией, тогда на поверхность выходят скальные породы. Второе состояние склонов может достигаться на разных уровнях интенсивности процесса. На крутых склонах, там, где еще недавно склоновые процессы были интенсивны и происходило осыпание и обваливание вещества при уменьшении крутизны склона до углов естественного откоса, возможно первое состояние равновесия с высоким энергетическим уровнем склоновых процессов. Но если на этих склонах появился чехол рыхлых отложений, то это, как правило, свидетельство преобладания процессов выветривания над склоновым сносом.

Указанные три состояния можно формально записать в виде неравенств, где индексом обозначается определенный процесс: 1)  $B > C$ ; 2)  $B = C$ ; 3)  $B < C$ .

Иногда о соотношении процессов склоновой денудации и процессов выветривания можно судить по строению склонового чехла

и его мощности. При всем разнообразии конкретных склоновых разрезов в них удается выделить три основных горизонта.

1. Верхний, покровный, гумусированный, пронизанный корнями растений, с отсутствием следов движения. В вулканических районах он может быть представлен отложениями пепла. В остальных природных обстановках он чаще всего представлен покровным суглинком или супесью. Его происхождение обычно связано с почвообразованием, минерализацией растительного опада и выпадением аэрозолей. Поэтому дальше будем называть его покровным. Покровный материал может размываться временными потоками талых и дождевых вод и в основании склонов формировать делювиальные и пролювиальные шлейфы. Его наличие в склоновых разрезах говорит об отсутствии интенсивного размыва или по крайней мере равновесии между его накоплением и смывом.

2. Средний горизонт со следами явного смещения склонового материала. Эти следы позволяют определять тип движения материала, и поэтому далее будем называть его морфогенетическим.

3. Базальный горизонт. Часто это разборная скала со следами незначительных смещений. В нем обычно хорошо устанавливается петрографическая связь обломков склонового чехла с породами его основания.

Полный разрез склоновых отложений – безусловное свидетельство зрелого состояния склонового чехла и его равновесия с процессами выветривания. Если каждый из горизонтов обозначить цифрой и заметить, что любой из горизонтов может отсутствовать, то всего возможно восемь состояний склонового чехла (табл. 19).

Т а б л и ц а 19

*Возможные состояния склонового чехла*

Номер горизонта	Номер состояния							
	0	1	2	3	4	5	6	7
1	0	1	0	1	0	1	0	1
2	0	0	1	1	0	0	1	1
3	0	0	0	0	1	1	1	1

Примечание: 0 – горизонт отсутствует; 1 – горизонт присутствует. Вертикальный столбец – сочетание горизонтов в разрезе.

Отсутствие покровного горизонта – свидетельство преобладания склоновой денудации над почвообразованием и аэрозольным накоплением. Его наличие еще не говорит о слабости склоновых



процессов, так как покровные породы горизонта принимают участие в склоновом перемещении типа медленных смещений склонового чехла. Одновременное отсутствие и покровного и морфогенетического горизонтов – свидетельство высокой интенсивности склоновых процессов по сравнению с процессами выветривания.

При одинаковом типе строения склонового чехла, но при разной его мощности можно говорить, что равновесие (или его отсутствие) процессов склонового перемещения достигается на разном уровне интенсивности морфогенеза. Для окончательного суждения об интенсивности процессов выветривания и склоновой денудации можно судить по результатам стационарных наблюдений. Однако они могут характеризовать лишь самый малый отрезок времени, в то время как для формирования склонового чехла полного профиля необходимы тысячелетия. Осредненный за более продолжительный отрезок времени баланс процессов выветривания и склоновых процессов может дать морфогенетический анализ сопредельных с изучаемой территорией. Так, наличие шлейфов в подножьях склонов при отсутствии чехла рыхлых отложений в их верхней и средней части есть свидетельство преобладания склоновых процессов над выветриванием.

Следующим звеном в цепи взаимосвязанных процессов экзогенного рельефообразования являются русловые процессы. И существует взаимодействие между склоновыми процессами  $C$  и русловыми  $P$ . И здесь по балансу вещества возможны три состояния: 1)  $C > P$ ; 2)  $C = P$ ; 3)  $C < P$ .

Их соотношение хорошо читается как в рельефе, так и в разрезах долинных отложений. В последних можно выделить три горизонта: 1) покровный – нефлювиального происхождения или осадки, не связанные с деятельностью главного водотока; 2) флювиальный комплекс с русловыми и пойменными фашиями; 3) горизонт подрусового элювия. И в этом случае также можно видеть, что если преобладает один тип процессов (например,  $C > P$ ), то и разрез долинных отложений будет строго определенным. В данном примере склоновые отложения могут преобладать над флювиальными. Это, например, типично для балочного аллювия. В покровный горизонт могут входить образования не только склонового происхождения, но и конусы выноса временных водотоков.

В стадии равновесия формируется нормальный разрез аллювиальных отложений, а при преобладании русловых процессов на дне долины будут выходить коренные породы. Есть и геоморфологические признаки, позволяющие отличить нормальный аллювиальный долиноформирующий процесс, в котором можно увидеть определенное соотношение между количеством воды, скоростью ее течения, а также количеством и качеством осадков, поступающих в русло. Встречаются другие типы отношений между склоновыми и русловыми процессами. И тогда нарушается и нормальный тип разрезов отложений, и морфологический об-

лик речных долин. К ним относятся долины-мари Забайкалья и Дальнего Востока.

В системе парагенетических геоморфологических отношений в днище долин есть еще один вид, который важно отметить при анализе рельефообразования в речных бассейнах. Это взаимоотношения между руслами низких  $R_h$  и руслами высоких  $R_b$  порядков. И можно выделить три вида балансов потоков вещества: 1)  $R_h > R_b$ ; 2)  $R_h = R_b$ ; 3)  $R_h < R_b$ . В первом случае из верхних звеньев в нижние выносятся больше материала, чем нижние могут вынести за пределы бассейна. И высокопорядковое русло не справляется со всем объемом принесенного сверху материала. При таком балансе наносов можно говорить о трансгрессивной аккумуляции и о констративной фазе развития аллювия. При  $R_b = R_h$  - типична перстративная фаза. При  $R_b < R_h$  - инстративная динамическая фаза, которая обычно сопровождается регрессивной эрозией.

Процессы выветривания могут оказывать большое влияние на весь ход рельефообразования в речных бассейнах. Так, резкое преобладание процессов химического выветривания оказывает большое влияние сначала на склоновые процессы и склоны, а затем на формирование рельефа в днищах долин, так как в русло не будет поступать руслоформирующий материал или будет поступать, но в незначительном количестве. Наличие в элювиальном чехле большого количества песка также неминуемо скажется в конечном счете и на интенсивности русловых деформаций. Преобладание физического выветривания сделает в конце концов относительно устойчивым и русло.

В руслах самых крупных рек, если они начинаются в горах, в верховьях преобладают галечники. Вниз по течению с выходом на равнину галечники сменяются песками. Расстояние в тысячу километров позволяет увидеть постепенную смену обломочного материала, формирующего русловые геоморфологические ландшафты. Его характер изменяется к тому же и на конкретных участках в зависимости от строения речных бассейнов. Существуют места, где сливаются вместе водотоки одного порядка и где крупные реки принимают более мелкие притоки, имеющие значительно меньшие площади водосбора и большие продольные склоны.

Любая речная система обладает удивительной сопряженностью склонов разнопорядковых русел. Эта сопряженность не случайна. Она является результатом функционирования речных бассейнов. Для того чтобы сопряженность речных звеньев стала возможной, необходимо, чтобы в своем развитии речной бассейн прошел множество динамических фаз - состояний. Когда на отдельных участках речного бассейна возникает некоторое несоответствие, оно неизбежно переходит в другое состояние, более равновесное по отношению ко всей системе в целом. Это достига-

ется тем, что водоток как бы сам регулирует свою эрозионно-аккумулятивную деятельность. Взаимное сопряжение по уклонам и избирательность русла к формированию наносов приводит в речных бассейнах к неравномерному накоплению наносов и их транзиту. С этой точки зрения для любого речного бассейна важно выделить характерные точки или зоны, где и происходит взаимное регулирование и русел рек разных порядков, и процессов, протекающих на опирающихся на них склонах. Одним из видов этого регулирования является высокая упорядоченность морфометрических характеристик флювиальных морфолитосистем. Исследование этого свойства речных систем показало, что центральными точками, где происходит взаимодействие речных русел, являются узлы слияния русел и полос взаимодействия между склонами и днищами долин. Для каждого из этих основных видов мест взаимодействия можно выделить наиболее характерные признаки.

Для точек слияния водотоков рассмотрим два случая: 1) узлы слияния водотоков одинакового порядка (порядкообразующих водотоков); 2) узлы слияния, где крупная река принимает относительно небольшие притоки.

В узлах слияния порядкообразующих водотоков скачкообразно увеличивается расход воды, чаще всего примерно вдвое. Поэтому такие узлы слияния являются критическими с точки зрения геоморфологической работы систем и всего морфолитогенеза. В таких узлах слияния возникают особые условия для образования зон накопления наносов или внутренних дельт. Чаще всего они имеют стреловидную форму. Причина их возникновения — резкое уменьшение уклона дна водотока ниже узла слияния. В точке слияния возникают вогнутый перегиб продольного профиля и аккумулятивное стреловидное тело, которое здесь образуется и обеспечивает плавность сопряжения, о которой говорил Плейфер. Эта внутренняя дельта или своеобразный конус выноса представляет большой интерес, так как в ее пределах возможно сочетание трех типов процессов. Во-первых, вещество здесь может накапливаться, и это всегда свидетельствует о том, что по верхним звеньям к точке слияния движется достаточно большое количество наносов. Их гидравлическая крупность не соответствует свойствам потока, который возникает после слияния двух звеньев, что и является причиной аккумуляции. В других случаях, когда интенсивность поступления материала из верхних звеньев к узлу слияния ослабевает, внутренняя дельта подвергается размыву. Именно отсюда русло может забирать достаточно большие объемы рыхлого материала, который по происхождению представляет собой, по существу, склоновый материал, но уже прошедший гидравлическую сортировку в верхних звеньях гидросети. Наконец, здесь возможна равновесная ситуация.

В тех узлах слияния, где принимает относительно небольшие

притоки крупная река, процессы взаимодействия русел протекают несколько иначе. Здесь же сказывается разница в уклонах русел притока и главной реки. В таких узлах нередко образуются конусы выноса. Их серия очень часто приобретает форму приустьевых террас. Судьба этих конусов выноса различна. В некоторых случаях они становятся сравнительно легкой добычей паводков, проходящих по главному руслу, и тогда они являются периодически действующим источником материала, который поступает в русловой транзит ниже по течению и участвует в формировании аллювия главной реки. Такие узлы слияния довольно часто встречаются в любом речном бассейне. Материал из них поступает в главную реку импульсами, формируя при этом нисходящие волны движения вещества вниз по главной долине. Именно из этого материала образуются русловые формы рельефа, а его сортировка приводит к созданию благоприятных условий для формирования пойменного аллювия и рельефа пойм.

В разные эпохи к узлам слияния и в основание склонов поступает неодинаковое количество материала разного качества и поэтому интенсивность его поступления в русловой транзит неодинакова.

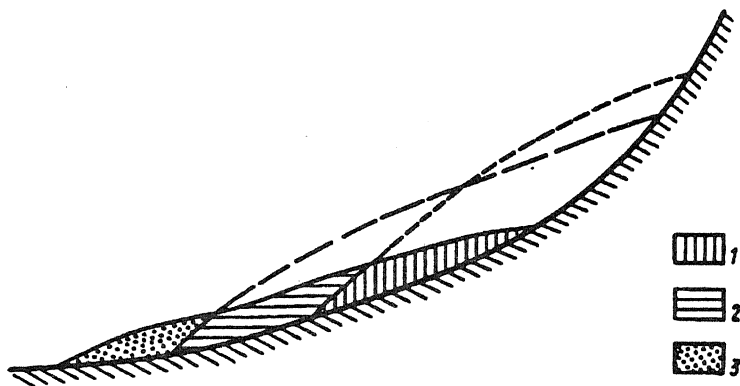


Рис. 54. Перемещение трансгрессивной волны аккумуляции: 1 - первая фаза, 2 - вторая фаза, 3 - третья фаза

Вниз по течению любой реки можно наблюдать волны трансгрессивной аккумуляции, которые связаны с переносом вниз порций материала, поступившего в транзит в разное время. Эти волны напоминают паводковые и прослеживаются на некоторое расстояние от мест зарождения (рис. 54), а затем распластываются и морфологически не обнаруживаются. Волны больших размеров могут образовывать перегибы продольного профиля. С волнами трансгрессивной аккумуляции, движущимися вниз по течению, можно связывать смены режимов размыва и аккумуляции

в руслах рек. На своем пути эти волны вызывают множество преобразований в системе русел притоков. Так, подходя к устью притока, они, как некоторые побочни, могут формировать временные плотины и служить причиной регрессивной аккумуляции в долине притока из-за подпора в его приустьевой части. Наблюдаются даже случаи, когда в устье притока встречается чуждый ему материал, принесенный главной рекой и перемещенный как бы вверх по течению притока.

Зоны взаимодействия склоновых и русловых процессов обладают целым рядом специфических черт, главная из которых — крайне редко встречающиеся долины крупных рек, где на прямой отрезке русло прямо подмывает склоновый шлейф на большом протяжении. Чем больше порядок реки, тем чаще встречается меандрирующее и фуркирующее русло, занимающее центральное положение на пойме. Продолжительность времени сопряжения главного русла со склоновым шлейфом оказывается неодинаковой на разных участках долины. Взаимодействие склоновых и русловых процессов может происходить только там, где русло подмывает склоновый шлейф. Оно осуществляется, как правило, в одном из двух видов. Первый — это подмывы шлейфов достаточно далеко от основания склонов, когда вследствие боковой эрозии подмывается, обрушивается в русло и переходит в дальнейший русловой транзит лишь часть материала склонового шлейфа. Большая же часть склоновых шлейфов опирается на тыловой шов поймы или даже террасы. Нередко аллювиальный материал включается в склоновый транзит, и поэтому он имеет не только склоновую, но и аллювиальную составляющую. Другое соотношение возникает тогда, когда русло подмывает сам склон, только тогда склоновое вещество переходит в русловой транзит в полном своем разнообразии склоновых отложений. На водотоках разных порядков питание русла склоновым материалом происходит по-разному. Неодинакова и продолжительность взаимодействия склоновых и русловых процессов. У русел высоких порядков это время, как правило, меньше.

Начиная с определенных размеров в речных долинах отчетливо прослеживаются комплексы террас. По отношению к современным динамическим процессам они выполняют роль склонов, по существу являясь их элементами, опирающихся на пойму и русла речных долин. От коренных склонов они отличаются тем, что на более ранних этапах развития речной долины они уже функционировали во флювиальном режиме. Слагающий их аллювиальный материал на новом этапе функционирования может вновь поступать сначала в склоновый, а затем в русловой транзит. Потоки этого вещества будут характеризоваться тем, что они могли быть созданы другими процессами выветривания, другими склоновыми процессами и могли пройти русловой транзит иного типа. Поэтому в современные потоки они входят как особая, более

древняя популяция аллювия, накладывающаяся на современный процесс морфолитогенеза, усложняя его картину. Здесь возможны различные соотношения. Древний аллювий мог быть насыщен тонким материалом, а современный испытывать его дефицит. Тогда поступление мелкозема из древних террас будет способствовать более раннему развитию типично русловых форм движения рыхлого материала. Может быть и другое соотношение, когда грубый материал более древних террас поступает в современное русло, и там, где уже должен быть русловой транзит, происходит консервация современного аллювия с образованием отмостки. Этот способ функционирования речных бассейнов как сложных геоморфологических объектов позволяет видеть еще одну чрезвычайно важную особенность. Каждая частица, принимающая участие в общем движении, возникает как самостоятельная единица в строго определенных пространственно-временных координатах, т.е. в определенном месте и на определенное время поступает в движение или сразу же, или с некоторым опозданием. На ее пути случаются остановки, она может как бы снова омолаживаться, поступая в транзит. На замыкающем створе крупной реки из множества обломков, образующих русловую или пойменный аллювий, каждый прожил свою собственную жизнь. Его свойства, форма могут существенно не совпадать с современными условиями, если они образовались в иной обстановке и представляют собой один из видов памяти о функционировании этой системы в прошлом. Поэтому необходимо различать понятия "современная толща" и "современный обломок". Они относятся к разным категориям, и при анализе вещества для целей изучения динамики или истории развития рельефа их следует изучать отдельно, так как функционирование — это один из способов интегрирования событий по пространству и времени.

### **ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ**

Геоморфологическая судьба речных бассейнов разных порядков различна. Как правило, чем больше река, тем устойчивее положение ее русла. А это создает определенные предпосылки устойчивости положения всего бассейна. Многие из современных речных бассейнов длительное время существуют на одном и том же месте. И в ходе геологической истории они могут возникать почти на тех же самых местах даже после мощных трансгрессий моря. Объяснение этому еще в 50-х годах дал в серии своих работ К.И. Геренчук. Речные долины, как правило, тяготеют к мощным, дизъюнктивным зонам — зонам основной делимости земной коры, которые корнями своими уходят в верхнюю мантию.

При разных тектонических режимах они ведут себя по-разному: то оказываются в зоне сжатия, то в зоне растяжения с элементами сдвига. У этих зон есть достаточные по ширине зоны влияния, в пределах которых прочность коренных пород ослаблена, и поэтому зоны влияния тектонической напряженности горных пород легко выявляются селективной денудацией. Местоположение русел бассейнов меньших размеров также тектонически предопределено. Но они часто связаны с тектоническими нарушениями, проникающими лишь в верхние горизонты земной коры. Поэтому по мере увеличения слоя денудационного среза эти структуры частично или полностью могут быть уничтожены. В этом случае возможна существенная перестройка местоположения речных бассейнов и рисунка его русел. Малые бассейны – водосборы русел малых порядков, возникающие на склонах речных долин, могут уничтожаться даже в ходе развития главной долины вследствие ее расширения при преобладании боковой эрозии или при углублении. Время их существования может измеряться десятками тысяч лет, в то время как бассейны средних размеров могут существовать миллионы лет, а крупные – многие сотни миллионов лет, нередко со столь же продолжительными перерывами.

Водораздельные линии бассейнов крайне неустойчивы лишь в период активного роста русел вследствие регрессивной эрозии или трансгрессивного выдвигания русла после отступления моря. В зрелой стадии водоразделы достаточны устойчивы. Этому способствует прежде всего наличие пояса нулевой эрозии, на который обратил внимание еще Р. Хортон. Однако частичные перестройки водоразделов возможны, они имеют разные причины и могут быть внутриводораздельными, внутри- и межбассейновыми (Венцкевич, 1974). Водораздельные линии очень часто не бывают приурочены к каким-либо определенным геоморфологическим элементам и по их простиранию можно выделить участки, которые приурочены к местам активных новейших тектонических движений. Часто водораздельные линии минуют их, оставляя зоны максимальных высот внутри одного из бассейнов. В частности, почти всегда так происходит в горных странах, где главные водоразделы часто не совпадают с линиями максимальных высот. Таков, например, чрезвычайно гетерогенный и, по-видимому, разновозрастный главный водораздел материков (Тимофеев, 1967).

Влияние климатических и тектонических факторов на развитие речных бассейнов сложно. И можно говорить о разном их отношении. Если говорить о бассейнах средних и малых размеров, то можно видеть, что они по-разному располагаются по отношению к тектоническим структурам: 1) бассейн намного меньше поднимающейся структуры – блока земной коры. Судьба такого бассейна тесно связана со структурно-геоморфологическими особенностями данного блока. Эпохи поднятия обычно определяют эпохи врезания русел, и все события в бассейне идут по схе-

ме регрессивной эрозии; 2) бассейн лишь частично расположен на поднимающемся блоке, так как русло приходится на блокораздел. В этом случае развитие различных частей речного бассейна может быть разнонаправленно и асинхронно.

Крупные речные бассейны (Волги, Оби, Енисея, Лены и Амурса) дренируют тектонически весьма разнородную территорию, и поэтому тектонические разнонаправленные движения могут как бы взаимно компенсировать влияние друг друга. И главное русло бассейна – его интегральное звено – может даже не испытывать влияния особенностей тектонических движений внутри бассейна. На эту особенность речных бассейнов крупных рек впервые обратил внимание А. Шоллей (1950).

Говоря о климатическом факторе и его влиянии на смену геоморфологических процессов, протекающих в речных бассейнах, следует обратить внимание на то, что бассейны различных размеров (а с размерами, как это было показано выше, связан их порядок), по-разному относятся к ландшафтно-климатическим зонам. Есть "внутризональные", пограничные бассейны и такие, которые, имея субмеридиональное направление течения, пересекают множество природных зон. Влияние климатических изменений в бассейнах разных размеров будет сказываться по-разному. Малые бассейны на них реагируют резко. Здесь полезно вспомнить, что около половины площади водосбора принадлежит руслам первого порядка; а если прибавить к ним еще и русла второго порядка, то вместе с первыми они дренируют около трех четвертей (75%) площади водосбора любого речного бассейна. Поэтому влияние климата на ход морфолитогенеза достаточно велико. Но в бассейнах самых крупных рек оно нивелируется и оказывается практически неулавливаемым. На это также впервые обратил внимание А. Шоллей (1950), и специальными исследованиями это подтверждено на примере р. Амур М. Левинтовым (1975).

Тектонические поднятия в бассейнах средних и высоких порядков изменяют структуру ландшафтно-климатических зон. Увеличивается доля более увлажненных и залесенных территорий. Это нарушает соотношение процессов выветривания, склоновых и русловых процессов. Возникает дефицит склонового материала и при усиливающейся тенденции к врезанию рек в верховьях возникает волна трансгрессивной аккумуляции, которая постепенно спускается к подножиям гор. Фазе активизации, тектонических движений соответствует фаза накопления мощных толщ контрастного аллювия. На склонах гор, закрепленных лесной растительностью, накапливается чехол рыхлых отложений. В фазу иссушения климата или при снижении высот гор они будут сброшены в днища долин русел малых порядков и перейдут в активное движение в следующую фазу тектонической активизации.

Такова принципиальная схема развития речных бассейнов.



## НИВАЛЬНЫЕ И ЛАВИННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Группу нивальных и лавинных процессов объединяет та среда (снег), преобразования в которой (вблизи которой) приводят к изменению поверхности скальных или рыхлых пород. Свойства снега, условия его образования, особенности распространения исследовали F. Matthes, И.П. Толмачев, Г.Д. Рихтер, Г.К. Тушинский, С. Embleton, С. King, Н.А. Солнцев, А.М. Шульгин, В.Ф. Перов, М.Н. Степанов, О.И. Бабкина и др.

На рельефообразовании прежде всего сказываются свойства снега – осадочной породы атмосферного происхождения в виде рыхлых и пористых агрегатов, ледяных кристаллов или их обломков. Снежный покров характеризуется значительной пористостью, часто – наличием воздушных полостей, по которым происходит миграция водяного пара. Все это способствует метаморфизму снега. Состояние снежной толщи зависит от температуры воздуха. Низкая температура препятствует смерзанию снежинок, в результате чего образуется рыхлая несвязная толща; высокая температура способствует смерзанию снежинок и уплотнению последней. Ветер усиливает процесс уплотнения снега.

Снег – хороший “теплоизолятор”, причиной чего является существование температурного градиента внутри снежной толщи. Это приводит к миграции водяного пара и в конечном итоге – к разрыхлению и перекристаллизации снега, образованию внутри его толщи субгоризонтальных границ, разделяющих горизонты с разной плотностью. Это – одно из условий нарушения равновесия в снежной толще и схода снежных лавин.

В динамической геоморфологии снег рассматривается прежде всего как фактор и агент нивального и лавинного рельефообразования (И.С. Шукин, Г.К. Тушинский, С.Г. Боч, П.Ф. Швецов, М.М. Корейша и др.).

### НИВАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Существо понятия “нивация” складывалось на протяжении нескольких десятилетий (Э. Мартонн, Ф. Матсис, И.С. Шукин и др.) и включало различные толкования, главными среди которых было – разрушение горной породы и изменение рельефа в осно-

вании или у края снежника при переходе температуры грунта через 0°, а также при деятельности талых вод (в том числе в толще грунта). На основе этих условий (динамика снежника, колебания температур у края снежника, деятельность талых вод) сформировалась гипотеза (С.Г. Боч и И.И. Краснов) о весьма интенсивном разрушении пород, на которых залегают снежники, включая сюда морозное выветривание и солифлюкцию. По этой гипотезе нивацией стали объяснять образование как небольших "нивационных ниш" на склонах, сложенных рыхлыми отложениями (Любимов, 1967), так и нагорных террас или каров, "врезанных" в твердые породы (Леонтьев, Рычагов, 1988). Геоморфологическая роль снежников заключалась в том, что "в процессе нивации снежники постепенно внедряются в поверхность склонов, отчего под снежниками образуются нивационные ниши" (Уошборн, 1988, с. 235).

Т а б л и ц а 2 0

*Характер нивации в разных климатических условиях  
(Гляциологический справочник, 1984)*

Климатический пояс	Ведущие процессы денудации в зоне воздействия снежника	Характерные формы нивального рельефа
Арктический (лето короткое и холодное, многолетняя мерзлота)	морозное выветривание, солифлюкция	снежниковые ниши, уступы, трогеобразные овраги и долины в скальных породах
Субарктический (лето прохладное, многолетняя или длительная сезонная мерзлота)	течение грунта вдоль нижнего края снежника, морозное выветривание	снежниковые ниши, асимметричные гряды, крионивальные террасы, нивальные склоны, "каменные мостовые"
Умеренный (лето теплое, сезонная мерзлота неустойчива)	суффозия, коррозия, эрозия, оплывание грунта	снежниковые ниши, асимметричные овраги и балки, суффозионно-нивальные воронки, коррозийно-нивальные полости, конусы выноса

Исследования свойств снега, форм его метаморфизма (Войтковский, 1989), рельефообразующей деятельности снежников (В.Ф. Перов, Л.Н. Чигир, П.Ф. Швецов, М.М. Корейша, В.Л. Суходровский, Ю.Г. Симонов, Г.С. Ананьев и др.) в конечном счете позволили более четко сформулировать понятие "нивация".

В настоящее время под нивацией понимается комплекс процессов денудации, связанных с воздействием снежников на подстилающие горные породы и приводящих к образованию соответствующих форм и отложений (табл. 20). Процессы нивации включают: выветривание, солифлюкцию, плоскостной смыв, суффозию и растворение пород, сползание или срыв снега. Снежник в данном случае выступает как источник холода и влаги.

Изучение термического режима снежного покрова и пограничной полосы на контакте "снег-грунт" показано следующее.

Термический режим снежного покрова определяется преимущественно теплообменом на поверхности и в меньшей степени между грунтом и снегом (Войтковский, 1989). Снег слабо пропускает солнечную радиацию, из-за чего его верхний слой поглощает около 90% радиации. Это приводит к тому, что даже при отрицательных температурах воздуха на поверхности снега появляется тонкая ледяная корка, под которой происходит частичное оплавление кристаллов. Суточные изменения температуры не проникают в снежник глубже чем на 0,5 м.

Таблица 21

*Колебания температуры грунта в вершинном поясе  
гр. Свидовец с 24/VI по 30/VI*

Местонахождение датчика термографа в ареале снежника	Температура, °С		Амплитуда суточных температур, °С
	максимальная	минимальная	
2 м от края снежника	16	4	10-12
У края снежника, на контакте "снег-грунт"	11	4	3-5
Под снежником. Мощность снега 0,45 м. Датчик прислонен к поверхности грунта	0,5	0,3	0-0,2

Если на открытых солнечных склонах гор (например, в Восточных Карпатах) зимой наблюдается до 20 переходов через 0° температуры поверхности скал в течение 10 дней, то под снегом резкие колебания температуры практически отсутствуют (табл. 21).

Наблюдения за колебаниями температуры грунта у края снежника и под снегом ранее проводились в Хибинах (В.Ф. Перов), в Арктике (Л.Н. Чигир), в Забайкалье (Г.С. Ананьев) и привели к выводам, что поверхность пород (покрытых снежной толщей мощностью более 0,5 м) находится в состоянии термомеханического равновесия (Швецов и др., 1981). При таянии край снежника отступает с высокой скоростью (более 1 см/ч) и не в состоянии обеспечить неравновесные термомеханические условия, которые могли бы привести к усилению морозного выветривания.

Поэтому гипотеза о "вгрызании" снежников в склоны, сложенные твердыми (скальными) породами за счет усиления выветривания при резких перепадах температур грунта на контакте "грунт - снег", требует существенных уточнений.

В этом отношении большой интерес представляет гипотеза П.Ф. Швецова и М.М. Корейши (1981). Если принять положение о том, что амплитуда суточных температур грунта под снегом (мощностью более 0,5 м) весной и летом близка к нулю, а окружающая снежник поверхность свободна от снега и имеет иной режим нагревания и остывания, то можно представить себе модель термомеханического развития, описывающую две части поверхности.

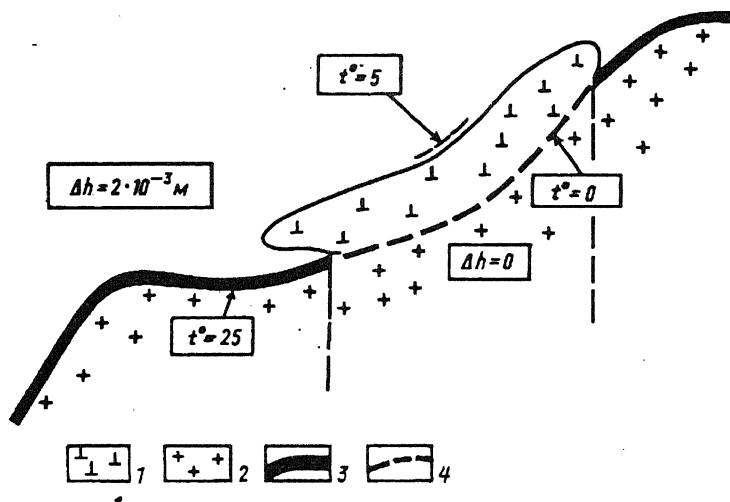


Рис. 55. Положение снежника у задней стенки кара и его влияние на нивационные процессы (по П.Ф. Шцевову и М.М. Корейше, 1981, с дополнениями): 1 - снег, 2 - граниты, 3 - подвижная часть поверхности (согласно модели), 4 - неподвижная или слабо подвижная часть поверхности,  $t^{\circ}$  - амплитуда температуры воздуха,  $\Delta h$  - деформация поверхности

Первая часть - ложе под снежником равновесно и малопод-

видно; вторая – окружающая снежник поверхность нагревается в течение суток на 20-30° выше средней суточной температуры, и вследствие этого обладает значительно большей подвижностью, измеряемой миллиметрами (рис. 55). Соединение обеих частей – подвижной и неподвижной – проходит по узкой полосе, пограничной между снежником и оголенным ложем ниши или кара, где горизонтальный температурный градиент достигает 12-15° на 1 м (Швецов и др., 1981). Термомеханические напряжения здесь пропорциональны коэффициенту теплового расширения и градиенту температуры породы. Эти напряжения одновременно включают изгиб, растяжение и сдвиг. По мнению П.Ф. Швецова и М.М. Корейши, они настолько велики (см. рис. 55), что породы испытывают сильное дробление, т.е. происходит предварительная подготовка мелкозема к его выносу тальными водами снежника.

Изучение в лажностного режима снежников при их таянии, грунтов под снегом и у края снежника так же выявило свои особенности.

Таяние снега начинается в приповерхностном слое за счет проникающей солнечной радиации или на поверхности – за счет турбулентного обмена при температуре воздуха выше 0°. Образующаяся при этом талая вода может, во-первых, стекать по поверхности снежника; во-вторых, просачиваться сквозь снег до его основания (т.е. концентрироваться на ложе снежника); в-третьих, замерзать внутри толщи снега, образуя ледяные линзы (Войтковский, 1989). В общем случае фильтрация воды сквозь снег снижает его прочность и является одной из причин образования лавин из мокрого снега и водоснежных потоков.

По данным К.Ф. Войтковского, вода обволакивает зерна снега пленками, которые могут перемещаться под действием молекулярных и менисковых сил в капиллярах между зернами. При низкой температуре снега пленочная вода замерзает на зернах, повышая их температуру, из-за чего при насыщении снега водой его температура становится близкой к 0°. У наиболее распространенных видов снега коэффициент фильтрации воды колеблется от 0,02 до 5 м/с. Миграция талых вод сквозь снег приводит к формированию: 1) горизонта инфильтрационного льда, залегающего на сезонном мерзлом грунте ложа снежника; 2) подснежного стока, в результате чего образуются каналы стока. В обоих случаях это способствует тому, что на завершающем этапе существования снежника его нижняя поверхность опирается как на целые участки скального грунта, так и на отдельные наиболее крупные обломки. Это, безусловно, способствует развитию снежниковой "эрозии" и подснежниковой "суффозии".

Одним из видов такой "эрозии" является деятельность водоснежных потоков. А.Л. Уошборн определил водоснежный поток как "линейный поток водонасыщенного снега" (1988), который чаще, хотя и не всегда, протекает на поверхности снега и спо-

## Классификация водоснежных потоков (по В.Н. Сапунову, 1985)

Типы водоснежных потоков	Разновидность водоснежных потоков			по механизму образования
	по месту образования (геоморфология очага, средний угол наклона в зоне зарождения)	по составу (каменный материал, % от общей массы)	по водонасыщенности (вода, % от общей массы)	
Малые подольные	денудационные воронки (10-20 °), эрозионные "врезы" (15-20 °)	снего-водо-каменные (менее 12)	от 0 до 20	гравитационный, суффозионный, фильтрационный, гидронапорный
Средне-подольные	крупные денудационные воронки (10-15 °), короткие долины (до 10-15 °); кары с прорезанной ступенью (более 15 °)	снего-водо-каменные (около 12)	от 20 до 50	прорывной, фильтрационный, гидронапорный
Подольные водным потокам	долины с обширным водосбором и выработанным руслом (до 10 °); участки русел крупных рек (менее 5 °)	снего-водные	50 и более	прорывной, фильтрационный

собен переносить обломочный материал. Многие исследователи считают водоснежные потоки промежуточным звеном между мокрыми лавинами и селями (Г.К. Тушинский, В.П. Благовещенский, В.Ф. Перов, А.Л. Уошборн). Они возникают как на крутых, так и на пологих склонах (до 5°) при быстром снеготаянии. Водоснежные потоки образуются при различных ситуациях. Ими бывают: ливни в тот период, когда сохраняется снежный покров; обрушение снежника и запруды из обрушившегося снега; прорыв вод из "снежницы" и др. По механизму образования, характеру движения, степени насыщенности грядекаменным материалом выделяются разные типы потоков (табл. 22).

Подснежниковые тоннели достигают в диаметре 5-30 см. По наблюдениям в Хибинах они имеют вид крутопадающих жерл-трубок со следами выноса илистых частиц вокруг. Они служат и путями переноса мелкозема под нижней поверхностью снежника.

У краев снежника (как у нижнего, так и у верхнего), а в летний период и под снегом формируются полосы грунта, перенасыщенного водой. Ширина их обычно колеблется в зависимости от объема талой воды от 10-15 см до нескольких метров. Глубина перенасыщения водой зависит от ограничения снизу мерзлыми породами и изменяется от 0,15 до 0,8-1,2 м. В этих зонах ведущими процессами служат солифлюкция и сплывы.

Снег служит хорошим аккумулятором волювого мелкозема. При фильтрации через снег вода захватывает наиболее мелкие частички и переносит их в основание снежника. Поэтому некоторая часть отложений, формирующихся под снегом и у края снежника, не имеет отношения к осадкам, образующимся при разрушении коренного ложа снежника.

Таким образом, разные виды нивальных процессов действуют во многих случаях одновременно. Они направлены как на деструкцию, так и на аккумуляцию обломочного материала. Интенсивность процессов тесно связана как с литологическими комплексами пород, так и с ландшафтно-климатическими особенностями территории.

## ЛАВИННЫЕ ПРОЦЕССЫ

В генетической классификации склоновых процессов, предложенной А.И. Спиридоновым (1963, 1967), лавинные процессы рассматриваются как один из компонентов гравитационных явлений. Однако снежные обвалы возникают при перекристаллизации снежной толщи, а не только в результате выветривания и смещения обломочного материала на склонах, т.е. в совершенно иной среде. Если перемещение склонового чехла обязательно приводит к изменению рельефа земной поверхности, то сход снежной лавины далеко не всегда приводит к подобным изменениям, пос-

колку он может происходить по поверхности снежной толщи, а не исключительно по поверхности грунта. Поэтому более целесообразно выделять лавинные процессы в качестве самостоятельного генетического типа экзогенных геоморфологических процессов.

Полагают, что лавины чаще возникают при углах наклона поверхности от 20 до 45°, но иногда образуются и на пологих (10°) склонах. Обычно лавины сходят по желобам и не меняют своих путей. Вместе с тем отмечено довольно много случаев обвалов снежных козырьков, при которых снег движется вне желобов. В горных областях преобладают три вида лавин (по характеру движения): осовы, пластовые и лотковые. Наиболее выражены в рельефе следы схода лотковых лавин. Они пространственно совпадают с обвально-осыпными денудационными воронками и лотками, из-за чего один и тот же канал транзита обломочного материала в течение года используется дважды: летом – обвалами, осыпями и иногда селями; зимой и весной – лавинами. Следы лотковых лавин обнаруживаются в виде денудационных борозд как на обнаженных склонах крутизной 25–80°, так и на склонах, покрытых травянистой растительностью крутизной 20–35°. Пространственно совпадают и участки аккумуляции снежного покрова и обвально-осыпных процессов. Поэтому обвально-осыпные шлейфы и конусы имеют примесь обломков, принесенных лавинами.

В зоне транзита лавинные борозды имеют вид параллельных гряд, разделенных понижениями (лотками), глубиной от 3–4 до 15–20 м. Сход мокрых лавин приводит к появлению так называемых "котловин выбивания" в основании склонов.

Расположение лавинных борозд, лотков и желобов связано чаще всего с зонами повышенной трещиноватости. Желоба начинаются обычно с водораздельных седловин или из водосборных воронок. Ширина их на всем протяжении почти не изменяется.

Иногда лавины останавливаются в средней части склонов, натолкнувшись на уступы в виде структурных поверхностей, "плечей" трогов и т.п. Но чаще, пересекая такой уступ, лавины превращаются в "прыгающие" и увеличивают свою денудационную роль.

Захват и перемещение лавиной обломочного материала подчиняется определенным закономерностям. Наибольший объем такого материала скапливается на плечах трогов и в основании склонов. Размеры обломков в лавинных конусах выноса весьма различаются. В цирке Равни чал (Рила, Болгария), вблизи оз. Окоото (Пирин) нами наблюдались глыбы до 2 м в поперечнике, округленностью I–II класса. Сортировка обломков в лавинных конусах сравнительно небольшая.

Ударная сила лавины значительна. Мощные лавины иногда с такой силой ударяют в противоположный склон, что разрушают его. Обломки заваливают при этом дно долины.

Масса лавины, кроме массы снега, зависит еще и от содер-



жания в нем обломочного материала. Обычно объем последнего в наиболее крупных лавинах колеблется от 0,2 до 3% (Мягков и др., 1979). На поверхности конусов выноса слой аккумуляции обломочного материала, вынесенного снежной лавиной, иногда измеряется первыми сантиметрами.

Если принять среднюю интенсивность лавинной денудации на площади лавинного лотка в 0,20 мм/год (поскольку максимальная интенсивность, по данным Б.П. Агафонова и С.А. Макарова (1981), равна 0,31 мм/год), то, зная суммарную площадь лавинных лотков выше границы леса, можно в первом приближении определить долю лавинной денудации на всей исследуемой территории. Для хр. Терской-Алатау в Тянь-Шане лавинный снос из денудационных воронок оценивается в 0,02 мм/год, из деформированных каров – 0,24 мм/год (Мягков и др., 1979). Такой же анализ был проведен Р.М. Кендеровой (1988) для бассейна р. Мусаленска Бистрица (Болгария). Здесь на общей площади в 46,2 км<sup>2</sup> площадь лавинных лотков, включая лавинные конусы выноса, составила 10,1 км<sup>2</sup>, т.е. 21 % от общей площади. Следовательно, средняя величина интенсивности лавинной денудации на всей площади бассейна, очевидно, будет равна одной пятой, т.е. 0,04 мм/год.

В ряде случаев лавины спускаются непосредственно на дно цирка, в том числе и на акваторию озера. Из наблюдений известно, что при этом масса снега падает на поверхность льда озера, создавая мощный гидравлический удар (по А.А. Лукашову). В результате последнего происходит разрушение ледяного покрова. Глыбы льда и ударная волна выплывают дно карового озера и выплескивают воду с обломочным материалом на расстояние до 50-100 мм от озера. Это приводит к углублению озерных ванн и препятствует их постоянному зарастанию водной растительностью и заполнению рыхлыми осадками.

Лавины приводят в вершинном поясе гор к интенсивной аккумуляции снега (мощность лавинных конусов достигает десятков метров), сохраняющегося иногда весь год. Это обуславливает повышенную увлажненность грунта и развитие по периферии многолетних снежников солифлюкционных, курумово-солифлюкционных и оплывных процессов.

## ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И МОРФОЛИТОГЕНЕЗ

### ЛЕДНИКИ, ИХ ТИПЫ, ДИНАМИКА

Формирование ледников происходит в условиях нивального климата хионосферы. Ее нижняя граница при пересечении с земной поверхностью образует снеговую линию, на уровне которой приходо-расходный баланс твердых осадков имеет нулевое, а выше ее положительное значение. По мере накопления снег под давлением вышележащей снежной толщи, попеременного сезонного таяния и замерзания превращается в фирн, а еще ниже в лед — мономинеральную горную породу (твердую фазу воды) со средней плотностью 0,90. Масса льда, испытывающего под воздействием силы тяжести вязкопластическое течение, образует тело ледника, который в зависимости от условий и степени развития оледенения приобретает различные размеры и форму.

Выделяют две основные категории оледенения: горное и покровное. Горное оледенение включает следующие морфологические типы ледников: ледники плоских и конических вершин: каровые и карово-долинные, залегающие в нишах, депрессиях (карах) на вершинах горных склонов, нередко стекающие вниз по горной долине; долинные, располагающиеся в верхних и средних отрезках горных долин; ледники подножий, образующиеся в результате истечения льда из долин, слияния и распластывания его на предгорной равнине. Названный ряд горных ледников отражает последовательное нарастание горного оледенения, которое приводит к сетчатому оледенению — переходному от горного к покровному оледенению горных стран. Оно характеризуется сетью сквозных долинных ледников, ледниковых куполов, разделенных высокими крутосклонными вершинами и гребнями.

Покровное оледенение развивается там, где снеговая линия спускается до уровня низменностей и даже до уровня моря. Оно не зависит от рельефа земной поверхности и может полностью погребать под собой даже крупные горные сооружения. Его морфология определяется распределением областей питания и расхода льда. К морфологическим типам покровного оледенения относятся: ледниковые купола — изометричные вышуклые ледниковые тела толщиной до 1000 м и площадью до 50 000 км<sup>2</sup>; ледниковые щиты — плосковыпуклые ледниковые толщи мощностью более 1000 м и площадью более 50 000 км<sup>2</sup>. Ледни-

ковые щиты могут располагаться полностью или частично как на суше (наземное оледенение), так и на континентальном шельфе ("морское оледенение").

Среди физико-механических свойств льда особый интерес представляет его способность к вязкопластической, упругой и хрупкой деформациям. Вязкость льда сильно зависит от его температуры. Холодный сухой лед отличается большой прочностью. С повышением температуры способность льда к вязкопластической деформации возрастает и достигает максимума при температуре таяния. Подобная зависимость физико-механических свойств льда от его температуры придает большое значение термической (климатической) классификации ледников (Авсюк, 1955). Различают несколько их типов, но основными являются два: теплые и холодные ледники. Теплые (изотермические) ледники имеют температуру, близкую к температуре таяния, подвержены воздействию внутри- и подледниковых талых вод, легко подвижны. Холодные ледники ниже активного горизонта, температура которого испытывает сезонные колебания, характеризуются господствующей отрицательной температурой. При тех же нагрузках они сухие, малоподвижные, нередко примерзшие к своему ложу.

Различие температурных характеристик ледников определяется прежде всего климатическими условиями. Большое значение имеет также тепло, идущее к подножию ледников. Его источниками являются: геотермический поток, поступающий из недр Земли, выделение тепла при трении ледника о ложе и при деформациях внутри самой ледниковой толщи. Поэтому ледники, образующиеся в очень суровых климатических условиях, не обязательно характеризуются только отрицательной температурой. Их основание может быть прогрето до температуры таяния, которая на глубине под давлением мощной ледниковой толщи снижается до  $-2$  -  $-2,5^{\circ}$ . В центральных частях наиболее крупных ледниковых покровов, например в Антарктиде, существуют подледниковые озера. Сравнительно маломощные холодные ледники примерзают к своему ложу и становятся неподвижными.

Движение ледников начинается тогда, когда в нем под давлением вышележащей толщи льда возникает напряжение сдвига, превышающее предел упругости и вызывающее вязкопластическую деформацию. Сдвиговое усилие величиной  $1 \text{ кг/см}^2$  достаточно для того, чтобы преодолеть предел упругости льда при температуре  $0^{\circ}$  и вызвать в нем значительную деформацию и способность к осязательному движению. Движение горных ледников вызывается главным образом силой стока, обусловленной уклоном ложа, а движение покровных ледников – силой растекания, обусловленной наклоном поверхности ледника по отношению к его ложу. Движение льда может совершаться на горизонтальной плоскости и даже при обратном уклоне ложа, так как напряжение

сдвига пропорционально синусу угла наклона поверхности ледника. Это позволяет ледникам выпахивать глубокие впадины и преодолевать высокие барьеры, что составляет весьма существенную особенность их рельефообразующей деятельности.

Сдвиговое усилие закономерно возрастает сверху вниз и достигает максимума у основания ледника, вызывая столь же закономерное распределение скоростей скольжения отдельных слоев (пластин) льда друг по другу. При послойном вязкопластическом движении льда может не происходить его скольжение по ложу. Оно начинается только при условии способности напряжения сдвига преодолеть силу трения льда о ложе, а у холодных ледников и силу их смерзания с ложем. Скольжение облегчается, когда лед в придонной части имеет температуру таяния и движется по водной пленке, играющей роль смазки. Таким образом, движение ледников представляет собой результат двух процессов: дифференцированной вязкопластической деформации внутри самой ледниковой толщи и ее глыбового скольжения по ложу. Их относительная роль в движении конкретных ледников может быть весьма различной в зависимости от свойств как самих ледников, так и их ложа. Движение теплых (изотермических) ледников на 80% и более осуществляется скольжением по ложу.

Суммарные скорости движения льда колеблются от нескольких на малых горных ледниках до 50-200 м/год на крупных ледниках. В ледниковых покровах они не превышают десятков, возрастая у малых выводных ледников до сотен метров в год и у больших ледников километров в год. У горных и покровных ледников временами может происходить резкое возрастание скорости движения на 1-2 порядка и более по сравнению с нормальной скоростью. Природа таких подвижек (сёрджей) у периодически пульсирующих ледников автоколебательная, т.е. представляет собой результат неустойчивых динамических условий, возникающих в самих ледниках. Единичные подвижки ледников могут происходить вследствие резкого изменения внешних условий (накопления воды, обвала, землетрясения и других причин).

В процессе движения в ледниках развиваются гляциодинамические структуры. В вертикальном разрезе это сравнительно маломощный (первые десятки метров) приповерхностный лед, пассивно движущийся вместе с основной массой вязкопластичного льда, в котором при неравномерном послойном движении образуются волнистые текстуры течения, складчатые и разрывные деформации. Выполаживание ложа, уменьшение мощности ледника, особенно свойственное его периферической зоне в области абляции, способствует торможению льда, возникновению в нем напряжений сдвигания, сопровождающихся перемещением глыб по внутренним сколам, образованием чешуйчато-надвиговой структуры ледника.

Для ледников характерны также площадные структурные об-

разования. У крупных ледниковых щитов это разнопорядковые системы ледосборных бассейнов, выводных ледниковых потоков, лопастей и языков, разделяющих их разнопорядковых ледораздельных зон.

Охарактеризованные свойства ледников отвечают состоянию их динамической активности (подвижности), в условиях которой они оказывают на ложе не только гравитационное (статическое), но и динамическое давление. Во время движения ледники эродуют свое ложе, транспортируют и аккумулируют обломочный материал. Процесс морфолитогенеза совершается и в фазу деградации оледенения, сопровождающуюся возрастанием пассивности ледников и даже их стагнацией (омертвлением). На всех стадиях оледенения рельефообразующей деятельности самих ледников сопутствует деятельность талых вод, составляющая органическую часть гляциального морфолитогенеза.

### ЛЕДНИКОВАЯ ЭРОЗИЯ (ЭКЗАРАЦИЯ)

Эрозионную работу ледник совершает при движении по ложу. Ее интенсивность зависит от скорости движения и от силы трения ледника о ложе – ледник воздействует на ложе тем сильнее, чем больше его толщина и скорость движения (Шумский, 1955). Различают два механизма ледниковой эрозии: 1) истирание ложа или ледниковую абразию и 2) отрыв, выламывание обломков горных пород, или ледниковое выпаживание (плакинг – plucking).

Ледниковой абразии способствуют: а) оптимальное содержание во льду абразивного материала, при котором не снижается скорость движения мореносодержащего слоя, и в то же время его достаточно, чтобы оказывать заметное воздействие на ложе; б) обновление абразивного материала свежими угловатыми обломками, прочность которых превышает стойкость пород ложа; в) оптимальная мощность льда, которая обеспечивает его значительное давление на ложе, но не приводит к такому возрастанию силы донного трения, при котором замедляется или полностью прекращается скольжение льда.

Ледниковое выпаживание, сопровождающееся отрывом и переносом нередко очень крупных обломков горных пород, связано с большим давлением движущегося мощного ледника на ложе, особенно в тех местах, где оно осложнено резко выступающими навстречу льду элементами рельефа.

Ледниковому выпаживанию способствуют: а) ослабленность внутренних связей в горных породах вследствие их тектонической трещиноватости, а также подледного морозного выветривания, которому способствуют частые колебания давления ледника при движении по неровному ложу, сопровождающиеся при температуре льда, близкой к 0°, его попеременными таянием и за-

мерзанием; б) локальное примерзание льда к ложу, когда сила примерзания обломков горных пород превышает их сцепление со своим коренным основанием. Возможность отрыва особенно крупных блоков горных пород (отторженцев) возрастает в тех местах, где ложе ледника слагают осадочные породы, обладающие низкими значениями внутренних связей.

Соотношение интенсивности ледниковой абразии и ледникового выпаживания зависит от типа ледника, его температуры, динамики, геолого-геоморфологических особенностей ложа и ряда других причин. В суммарной оценке эрозионной деятельности ледника перевес оказывается у ледникового выпаживания, посредством которого при одном и том же количестве потраченной энергии ледник в состоянии удалить больший объем горных пород, чем посредством истирания. Оба эти процесса наиболее интенсивно совершаются теплыми ледниками.

Степень эрозионного воздействия ледника на свое ложе может быть весьма различной. Так, в центральной части ледниковых щитов, откуда происходит их медленное вязкопластическое растекание, а также там, где они примерзают к своему ложу, их эрозионная деятельность ослаблена. С увеличением скорости скольжения льда его эрозионная способность возрастает, достигая значительных размеров у выводных ледниковых потоков, у горно-долинных ледников. По оценкам Р.Д. Райса (1980), Л.Р. Серебряного и А.В. Орлова (1982), М.Г. Гросвальда и А.Ф. Глазовского (1983) и др., средняя интенсивность ледниковой эрозии варьирует от 1 до 6 мм/год, т.е. она может значительно превышать среднюю скорость эрозии суши, связанную с остальными агентами экзогенного рельефообразования.

Типичный ледниково-эрозионный рельеф обычно почти нацело лишен покрова ледниковых отложений и выработан в плотных коренных породах, включая скальные породы древних кристаллических щитов. В его формировании участвуют оба охарактеризованных выше механизма, но относительная роль их и интенсивность, как отмечалось, сильно варьирует в зависимости от местных гляциодинамических и геолого-геоморфологических условий. Важнейшие среди них – тип оледенения и ареальный или линейный характер взаимодействия активных ледников со своим ложем. В зависимости от этого ледниково-эрозионный рельеф разделяют прежде всего на: 1) образующийся в условиях покровного оледенения с преимущественно ареальным воздействием льда на ложе и 2) образующийся в условиях горного и местами покровного оледенения с линейным воздействием льда, текущего по долинам.

Ареальное течение льда, содержащего однородный и тонкий абразивный материал, сопровождается стачиванием и полировкой ложа. Включения обломков кварца, кремня, кварцита и других относительно стойких пород оставляют на ложе штрихи и

следы более интенсивной абразивной деятельности в виде борозд глубиной 1-2 м и длиной до 50-100 м.

Кроме штрихов и борозд на поверхности твердых горных пород наблюдаются серповидные знаки, которые образуются в результате сколов под давлением выступающих из-под льда крупных обломков стойких горных пород. Они ориентированы поперек направления движения льда и при длине от нескольких сантиметров до 2 м их глубина обычно не превышает 10-25 мм. С удалением от центра истечения покровного ледника, увеличением наклона его поверхности и скорости скольжения по ложу возрастает и интенсивность ледниковой эрозии, приводящей к образованию более крупных форм рельефа: ложбин и котловин.

**Л о ж б и н ы** морфологически и генетически сходны с бороздами, но отличаются от них более крупными размерами, достигающими 12 км длины, 100 м ширины и 30 м глубины. Они вырабатываются абразивной и выпахивающей деятельностью ледника, обогащенного вмерзшими в его основание крупными обломками стойких горных пород. Их образованию способствуют зоны тектонически ослабленных, трещиноватых горных пород или возникшие в этих местах в доледниковое время линейно вытянутые эрозионно-денудационные понижения.

**К о т л о в и н ы** образуются главным образом в результате ледникового выпахивания. Их размеры колеблются от нескольких десятков и сотен метров до десятков и даже сотен километров в длину. В областях древнего покровного оледенения котловины обычно заняты озерами, вытянутыми в направлении течения льда. Отмечается тесная связь заложения и морфологии озерных котловин со структурами и породами коренного основания, приуроченность их к зонам, ослабленным разломами и трещиноватостью, к выходам менее стойких пород, вытянутым в направлении общего движения льда. Например, в южной Карелии и Финляндии цепочки озерных котловин и линейно ориентированные широкие понижения протяженностью до нескольких сотен километров приурочены к тектонически ослабленным зонам общего юго-юго-западного простирания, совпадающего с направлением движения позднеплейстоценового ледникового покрова.

Образование густой сети отрицательных ледниково-эрозионных форм приводит к обособлению обработанных ледниками остаточных положительных форм рельефа. Таковы прежде всего широко распространенные продольные скалистые гряды, морфологический облик и размеры которых варьируют в широких пределах. В связи с этим различают их местные разновидности, известные под названием китовых спин, сельг и др.

Среди положительных форм особое внимание привлекают **б а р а н ь и л ы** — слабо вытянутые по направлению движения льда холмы высотой от нескольких до нескольких десятков метров, сложенные чаще всего сильно трещиноватыми гранитами

и другими кристаллическими породами: Бараньи лбы отличаются резко выраженной асимметрией продольного профиля, связанной с воздействием качественно различных процессов ледниковой эрозии на проксимальный и дистальный склоны изолированных форм подледного рельефа. Их проксимальный (напорный) склон выложен ледниковой абразией, покрыт штрихами, бороздами и серповидными шрамами. Дистальный склон – крутой, угловатый с признаками ледникового отщепления и выламывания блоков горных пород, ограниченных поверхностями трещиноватости. Таким образом, важным условием образования бараньих лбов является разница в величине динамического давления, которое оказывает ледник на проксимальный и дистальный склоны выступов подледного рельефа.

Необходимые для образования бараньих лбов соотношения между давлением льда и внутренними силами сцепления в породах ложа могут быть различны. Этим в значительной степени объясняется большое разнообразие размеров бараньих лбов. Другая важная причина – столь же большое разнообразие размеров исходных (доледниковых) неровностей коренного ложа, подвергавшихся экзарационному воздействию во время оледенения. Наиболее крупные из них известны под названием несимметричных скал – в Канаде, флигбергов – в Швеции.

При движении по сравнительно легко поддающимся разрушению горным породам (например, коренным породам платформенного чехла Русской плиты) интенсивная ледниковая эрозия совершается даже в зоне ледниковой аккумуляции. При этом ледниково-эрозионные формы рельефа частично или полностью погребаются под ледниковыми отложениями. В условиях ареального истечения ледникового покрова их образование совершается под воздействием выводных ледников. С эрозионной деятельностью наиболее крупных ледников (лопастей, языков) связано образование обширных гляциодепрессий – низменностей, озерных котловин. Таковы, например, Среднелатвийская, Псковско-Чудская, Ловатско-Ильменская низменности с котловинами Рижского залива, озер Псковского, Чудского, Ильменя, сформировавшиеся под воздействием Рижской, Чудской, Онежской лопастей позднелепистоценового ледникового покрова Русской равнины.

Отдельные особенно активные ледниковые потоки, устремляющиеся по понижениям ложа, могут выпахивать ложбино- и котловинообразные формы глубиной до 100-200 м, шириной до 10-20 км и протяженностью до нескольких десятков и первых сотен километров. В их образовании важную роль играет динамическое выдавливание пластичных пород коренного ложа, сопровождающееся формированием у дистального конца ложбин гляциотектонических структур типа гляциодиапиров, гляциокуполов, складчато-чешуйчатых дислокаций. Подобные ледниково-эрозионные линейные переуглубления ложа четвертичных отложений, неред-



ко унаследованные современной долиной сетью, широко распространены на подвергавшейся оледенению северной части Русской равнины.

Наиболее характерными формами рельефа, возникающими в тех местах, где происходит мощное линейное течение льда, являются тр о г и . Различают три основных типа трогов: 1) альпийский – трог начинается из цирков и образуется в условиях горно-долинного оледенения; 2) исландский – трог образуется вследствие эрозии, совершаемой выводными ледниками в условиях покровного оледенения; 3) трансфлюантный – трог образуется отдельными горными и выводными покровными ледниками при пересечении ими ледоразделов и в отличие от первых двух открыты с обоих концов.

Троги всех трех типов отличаются характерными морфологическими признаками. Их поперечный профиль корытообразный, форма его близка к параболической кривой, которая описывается формулой  $y = ax^b$ , где  $y$  – вертикальное расстояние (высота),  $x$  – горизонтальное расстояние от оси долины,  $a$  – коэффициент,  $b$  – показатель степени (экспонента), близкий к 2. Такую форму трог приобретает вследствие того, что ледник эродирует не только дно долины, но также всю поверхность его соприкосновения с бортами долины. При этом трог расширяется и приобретает корытообразный облик, способствующий тому, чтобы вместить наибольшую массу льда и оказать его движению наименьшее сопротивление. Одновременно за счет усиленного срезания бортовых выступов он приобретает все более прямолинейные очертания в плане. Важным фактором, способствующим формированию трогов, являются трещины бортового отпора, облегчающие вынос обломочного материала со всей площади соприкосновения льда с коренными бортами.

Крутые борта трогов в верхней части бывают срезаны обработанными льдом пологими площадками – плечами трогов. Некоторые троговые долины имеют не одну, а две или даже три пары плеч, так что их поперечные профили представляют собой комбинации нескольких сопряженных парабол. Это дает основание рассматривать такие сложные долины, как вложенные трог, т.е. системы разновозрастных простых трогов, из которых более молодые меньших размеров врезаны в более древние. Некоторые авторы (Симонов, 1962; Васькина, 1967) считают, что образованию одноярусных плечей трогов способствует интенсивное разрушение бортов горной долины морозным выветриванием и самим ледником вдоль черно-белой линии, т.е. по контакту ледника со склонами долины.

Для продольного профиля трога характерна резко выраженная ступенчатость – чередование переуглубленных отрезков (бассейнов выпаживания) и приподнятых скалистых уступов, или ригелей. В областях древнего оледенения бассейны обычно заняты

озерами или заполнены озерно-аллювиальными и водноледниковыми отложениями, а ригели почти всегда обнажены. Они имеют оглаженные и исстрихованные проксимальные поверхности и очень неровные обрывистые дистальные склоны. Подобная ступенчатость продольного профиля трога объясняется интенсивным и в то же время очень неравномерным эрозионным воздействием долинного ледника на свое ложе.

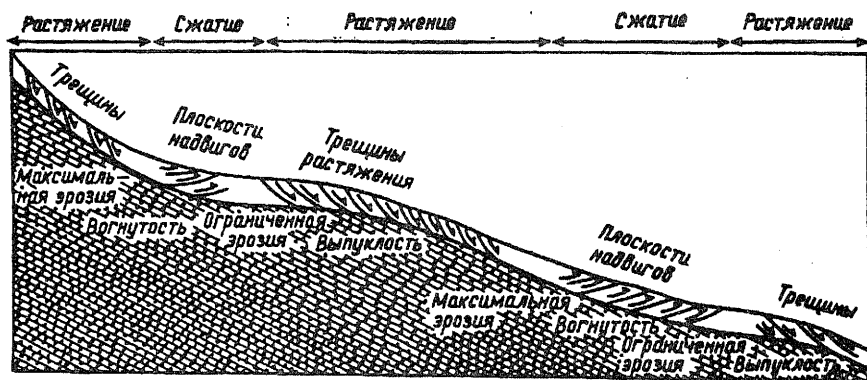


Рис. 56. Растягивающее и сжимающее течение льда в его соотношении с выпуклыми и вогнутыми отрезками продольного профиля ложа (Nye, 1952)

Чередование в продольном профиле первоначальной долины отрезков разного уклона вызывает в движущемся леднике напряжения растяжения и сжатия (Nye, 1952). Растягивающее движение происходит на отрезках более крутого падения (рис. 56). Оно сопровождается увеличением скорости течения льда, образованием трещин растяжения и скалывания, наклоненных по движению льда. Напряжение сдавливания возникает при переходе от крутого продольного падения долины к более пологому. При этом во льду развиваются сдвиговые деформации и смещения льда снизу вверх, которые сопровождаются усилением выпахивающей деятельности ледника, вбиранием обломочного материала по плоскостям скольжения льда и выносом его вниз по долине. Вследствие этого ранее существовавшие небольшие перепады продольного профиля долины становятся все более резкими – происходит их самогенерация.

Продольный профиль трогов бывает также осложнен конглоэнтными, дифлюэнтными и устьевыми ступенями. Первые возникают при слиянии (конглоэнции) ледников, когда резко возрастают их масса, расход и эрозионная способность; вторые – в местах ветвления (дифлюэнции) ледника, сопровождающиеся столь же резким сокращением массы, расхода и эрозионной способности льда. Соответственно конглоэнтные уступы обращены

по направлению движения льда, а дифлюэнтные – против. Вследствие разной интенсивности эрозии, совершаемой более крупным долинным ледником и впадающим в него притоком, у последнего образуется устьевая ступень относительной высотой до 150-200 м и больше.

Так же, как и поперечный, продольный профиль трогов формируется под существенным воздействием ряда других, в особенности геолого-геоморфологических факторов: геологических структур, прочностных свойств горных пород, их трещиноватости, разломной тектоники и др. Считается, что большинство троговых долин образовалось в результате ледниковой переработки речных долин. Существуют и чисто экзарационные трогои. К ним прежде всего относятся очень глубокие трансфлюэнтные трогои (долины ледникового прорыва), которые пересекают водоразделы горных стран, переживших интенсивное оледенение (Фенноскандия, Шотландия, Кордильеры Сев. Америки и др.).

Размеры трогов варьируют в широких пределах. Длина наиболее крупных из них достигает нескольких десятков, иногда сотен километров, глубина – нескольких сотен и даже первых тысяч метров. Особенно значительны трогои, формирующиеся выводными ледниками в областях покровного оледенения.

Наряду с трогоми к наиболее характерным ледниково-эрозионным формам рельефа среднегорий и высокогорий альпийского типа принадлежат кары. Они имеют сложное происхождение, обусловленное не только ледниковой эрозией, но также дилатацией, мерзлотными и гравитационными склоновыми процессами.

Типичный кар имеет форму кресловидной впадины, которая открывается в сторону долины, чаще всего троговой. Для него характерны следующие морфологические элементы: 1) крутые (до 60°) скалистые задняя и боковые стенки, образующие амфитеатр; 2) скальное днище со следами оглаживания и полировки; 3) устьевой скальный порог (ригель) с пологим и оглаженным проксимальным и неровным обрывистым дистальным склонами. Продольный профиль кара, включающий заднюю стенку и дно, хорошо описывается логарифмической кривой типа  $y = a(1-x)e^{-x}$ , где коэффициент  $a$  может принимать значения от 0,5 до 2,0. При  $a = 2$  кривая характеризует хорошо развитый каровый бассейн с углубленным днищем и крутой задней стенкой.

Образованию кара предшествует стадия формирования нивальной ниши на месте водосборной воронки горной долины, в которой скапливается масса снега (снежник), трансформирующийся затем в каровый ледник. Эрозионная работа карового ледника совершается в процессе его ротационного движения по ложу. Это было доказано наблюдениями в туннелях на одном из норвежских ледников. Сезонная слоистость льда у входа в кар круто падает в сторону его задней стенки, затем с приближением к стенке приобретает наклон в противоположном направлении (рис. 57).

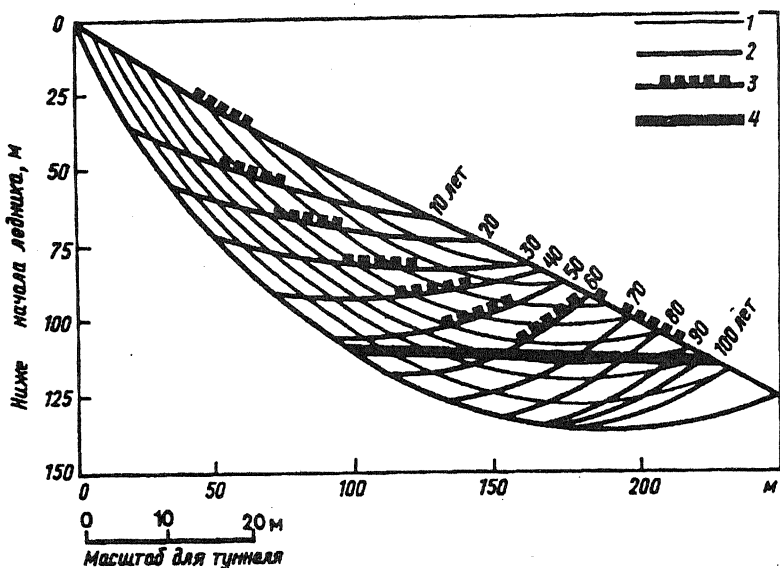


Рис. 57. Разрез ледника Весл-Скотбreen (Норвегия). Показаны линии тока и положение поверхностей абляции, рассчитанных для 10-летних интервалов (McCall, 1960): 1 - линии тока; 2 - поверхности абляции, рассчитанные для 10-летних интервалов; 3 - расположение групп обломков через 10-летние интервалы; 4 - туннель

Подобное залегание слоев объясняется вращением тела ледника вокруг горизонтальной оси, расположенной над границей его питания. Вращение возникает в результате постоянного нарушения равновесия вследствие повышенной аккумуляции снега у задней стенки и интенсивной абляции в конце карового ледника. Скользя по ложу, абрадируя и выпаживая его, ледник формирует ванну и скалистый ригель на ее переднем крае. Интенсивное морозное выветривание, совершающееся вдоль границы ледника, способствует подкапыванию и отступанию стенок кара, который при достаточно продолжительном оледенении приобретает типичный морфологический облик и внушительные размеры.

Скорость углубления каров в зависимости от активности ледника и стойкости горных пород колеблется от 25-100 до 1000-2000 мм за тысячу лет. Хорошо развитые кары формируются на уровне снеговой линии, где существуют оптимальные условия для зарождения и питания ледников. Эта закономерность позволяет судить о положении не только современной, но и древней снеговой линии. Изменения высоты снеговой линии в разные эпохи и стадии оледенения могут находить выражение в образовании группировок разновысотных ступенчатых каров, очень характерных для многих горных стран. Так, в горно-ледниковых

районах Сибири и Дальнего Востока нашей страны насчитывается обычно 3-4 каровых уровня в интервале высот 300-400 м (Ивановский, 1981).

## ЛЕДНИКОВАЯ АККУМУЛЯЦИЯ

Формирование ледниково-аккумулятивного рельефа происходит за счет того обломочного материала, который захватывается и переносится ледником из области его эрозионной деятельности. Этот обломочный материал принято называть мореной. Различают морену влекомую, т.е. транспортируемую ледником, и отложенную (тилл).

Влекомая морена транспортируется на поверхности, внутри и в нижней (придонной) части ледника. Соответственно различают три основных вида влекомой морены: поверхностную, внутреннюю и придонную (рис. 58). Все виды хорошо развиты только у горно-долинных ледников, тогда как ледниковые покровы влекут главным образом придонную морену, сосредоточенную в толще так называемого мореносодержащего льда.

Образование мореносодержащего льда совершается в процессе ледниковой эрозии, сопровождающейся обогащением придонных горизонтов движущегося льда обломками горных пород ложа. Со временем такие горизонты все более теряют способность к пластическим деформациям, становятся менее подвижными по сравнению с чистым льдом (Шумский, 1955). Наиболее ослабленными к деформациям становятся поверхности соприкосновения горизонтов чистого и загрязненного льда, по которым вследствие накапливающихся в леднике напряжений периодически происходят сдвиги. Начинаясь у самого ложа, поверхности скольжения затем по мере захвата обломочного материала внедряются в нижнюю толщу льда, способствуя обогащению его мореной. Так как ледники движутся обычно по очень неровному ложу, преодолевая многочисленные выступы, в них возникают сколы и внедрения обломочного материала в более высокие горизонты льда, приводя к увеличению мощности мореносодержащего слоя.

В процессе послойного вязкопластического движения мореносодержащий лед приобретает хорошо выраженную полосчатость. Выделяются следующие типы прослоек льда: 1) нормальный белый лед, характерный для всей вышележащей толщи ледника; 2) голубой ("хрустальный") лед, лишенный воздушных и моренных включений, который по простиранию нередко переходит в ленты "грязного" (серого, желто-бурого, мутно-зеленого) льда, засоренного глинисто-алевритовыми частичками; 3) молочно-белый лед, насыщенный воздушными пузырьками; 4) собственно мореносодержащий лед — моренные ленты.

Ленты голубого (хрустального) и молочно-белого льда воз-

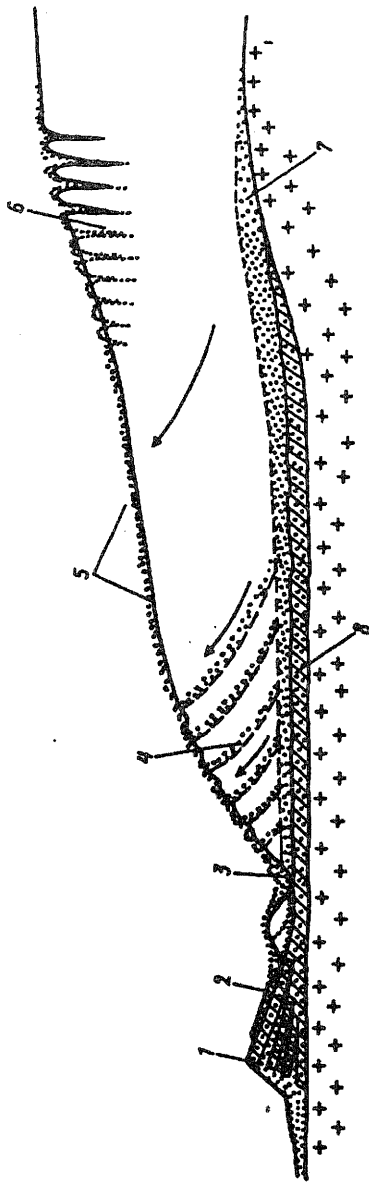


Рис. 58. Влекомые и отложенные морены, связанные с наземными ледниками: 1 – конечная морена; 2 – абляционная морена; 3 – поверхностная морена (флю-тилл); 4 – внутренняя морена (производная от придонной); 5 – поверхностная морена вытаивания; 6 – внутренняя морена (производная от поверхностной); 7 – придонная морена; 8 – основная морена

никают по локальным плоскостям скольжения нормального белого льда по моренным лентам. Движение происходит под большим давлением не постепенно, а рывками, сопровождающимися выделением теплоты трения, таянием белого льда и удалением содержащихся в нем воздушных включений. При последующем замерзании водной пленки возникает лента голубого льда, а воздух, выделившийся при таянии, скапливается выше в прослойках и линзах молочно-белого льда.

Прослойки льда всех типов не выдержаны по простиранию и часто представлены длинными плоскими линзами. Они выклиниваются, ветвятся и объединяются, часто пересекают друг друга под очень острыми углами. С приближением к ложу мощность прослоек и относительная роль нормального белого льда снижается, а количество и толщина голубых, молочно-белых и моренных прослоек возрастает. Увеличивается также содержание морены и размер обломков, которые иногда бывают представлены иштрихованными валунами размером до 1-1,5 м в поперечнике.

Общая мощность мореносодержащего льда и его насыщенность обломочным материалом сильно варьирует в зависимости от динамики ледника, рельефа и геологического строения ложа и колеблется от долей до 100 м и более. В Восточной Антарктиде она составляет в среднем 40-50 м, достигая местами, главным образом в понижениях ложа, 100 м и более. Количество обломочного материала в ледниках Антарктиды в среднем равно 1,5-2,0% по объему, возрастая местами в основании толщи до 10% (Евтеев, 1964). У современных ледников Шпицбергена мощность мореносодержащего льда на стойких породах докембрия составляет всего 1-1,5 м, а на относительно более податливых разрушено песчаниках и алевролитах возрастает до 15 м и больше. Насыщенность мореносодержащего льда обломочным материалом на рыхлых породах здесь нередко достигает 80% (Лаврушин, 1976). Такие же особенности строения мореносодержащего льда отмечены в современных ледниках Гренландии.

Чем длиннее путь, пройденный ледником, и чем податливее породы ложа, тем больше обломочного материала включается в нижнюю часть ледниковой толщи и тем мощнее оказывается обогащенная им придонная морена. При движении ледника большую роль в ассимиляции им обломочного материала играет совместное деформирование льда и ложа – образование горизонтов смещения, гляциодиапиров, сложных гляциодинамических структур в виде различных складок, чешуйчатых надвигов. В периферической части ледника, особенно подверженной значительным чешуйчато-надвиговым деформациям, это приводит к внедрению придонной морены внутрь толщи льда, т.е. к образованию внутренней морены, за счет которой в области абляции формируется поверхностная морена вытаивания (см. рис. 58).

Большое количество обломочного материала транспортирует-

ся на поверхности горно-долинными ледниками в виде боковой и срединной морены. Материал для них поставляется в результате интенсивного физического выветривания и падения обломков с крутых горных склонов. Выше снеговой линии (в пределах фирнового бассейна) эти обломки падают в бергшрудн или же погребаются под толщами снега. Следовательно, в области питания обломочный материал непосредственно на поверхности ледников отсутствует. Он появляется лишь ниже снеговой линии, т.е. в области абляции, где формирует транспортируемые боковые и срединные морены. К особым разновидностям внутренней морены горно-долинных ледников относится обломочный материал придонных (прибортовых) частей слившихся ледников, прослеживающийся вглубь под их поверхностной срединной мореной, а также материал, свалившийся с поверхности льда в трещины и другие поверхностные полости.

Отложенная морена образуется в результате аккумуляции влекомой морены. Этот процесс совершается уже в стадию надвигания ледника, но завершается только при общей деградации оледенения, когда формируются различные типы отложенной морены и ледниково-аккумулятивного рельефа. Различают три основных типа отложенной морены: основную (донную), абляционную и конечную (см. рис. 58).

*Основная морена* образуется под ледниками в процессе постепенного накопления обломочного материала, приносимого в составе придонной морены, однако механизм аккумуляции может быть разный. Важную роль играет последовательное накопление материала нередко очень мощной основной морены подо льдом во время его движения. Совершающееся при этом обогащение мореносодержащего льда обломочным материалом неизбежно приводит к отслаиванию его нижних чешуй, которые в первую очередь достигают предельного насыщения мореной, настолько понижающего их вязкость, что они теряют способность к дальнейшему движению под напором льда. Это приводит к последовательному перемещению вверх плоскости скольжения мореносодержащего льда по уже отложенной, хотя еще и льдистой основной морене, мощность которой постепенно нарастает, достигая местами нескольких десятков метров.

Другой механизм образования основной морены связан с базальным таянием льда, совершающимся не только в фазу деградации, но и в трансгрессивную фазу оледенения. Оно происходит под воздействием тепла, поступающего из недр Земли и выделяющегося при скольжении ледяных пластин друг по другу и по ложу. Это особенно характерно для ледников, прогретых у основания до температуры таяния. В этом случае базальная часть мореносодержащего льда легко освобождает заключенный в ней обломочный материал, который остается на месте в качестве важного источника формирования толщи основной морены.



Накопление основной морены происходит главным образом под движущимся льдом, оказывающим на оседающий материал большое статическое и динамическое давление. Оно способствует периодическому плавлению льда по плоскостям сдвига, отжиманию талой воды и в конечном счете почти полному удалению льда из мореносодержащей толщи, которая книзу полностью переходит в отложенное состояние. Свойственная основной морене большая плотность объясняется именно такой послойной аккумуляцией, обеспечивающей под давлением льда наиболее плотную упаковку ее обломочного материала.

В зависимости от характера господствующего движения льда различаются группы динамических фаций монолитной и чешуйчатой морены со свойственными им гляциодинамическими текстурами (Лаврушин, 1976; Шанцер, Лаврушин, 1978).

*Монолитная морена* образуется в обстановке господствующего вязкопластического течения льда. Она представлена пластами валунных суглинков или супесей с характерными гляциодинамическими текстурами, унаследованными от мореносодержащего льда. Наиболее распространена плитчатая текстура в виде плиток толщиной до 20-25 см, на поверхности раздела которых часто наблюдается тонкопесчаная или алевроитовая присыпка, иногда образующая линзовидные скопления миллиметровой толщи (рис. 59). Эти поверхности раздела являются реликтами голубых лент, возникающих, как известно, в ходе вязкопластического движения мореносодержащего льда. Разновидностью плитчатой текстуры является сланцевая, или лапиллярная (гнейсовидная) текстура, отличающаяся малой толщиной плиток и их линзовидной формой. Она образуется в условиях повышенного давления льда, сопровождающегося мелким дроблением мореносодержащего слоя, образованием в нем мелких поверхностей скольжения и среза.

Охарактеризованные текстуры часто бывают осложнены текстурами пластического выдавливания и складкообразования. Одни из них являются унаследованными реликтами тех пластических деформаций, которые развивались в основании мореносодержащего льда под воздействием оказываемого на него повышенного ориентированного давления. Другие являются кон- и постседиментационными гляциотектоническими структурами основной морены, формировавшимися под воздействием активного ледника. Для монолитной морены характерны экзарационные контакты с подстилающими породами в виде резкой ровной или волнистой поверхности раздела, а также гляциодинамические контактовые зоны, выраженные в форме внедрившихся в моренную толщу слоев из смещенных и нарушенных пород ложа.

*Чешуйчатая морена* образуется в условиях движения льда по поверхности внутренних сколов. В результате толща льда приобретает чешуйчато-надвиговое строение с последовательным чере-

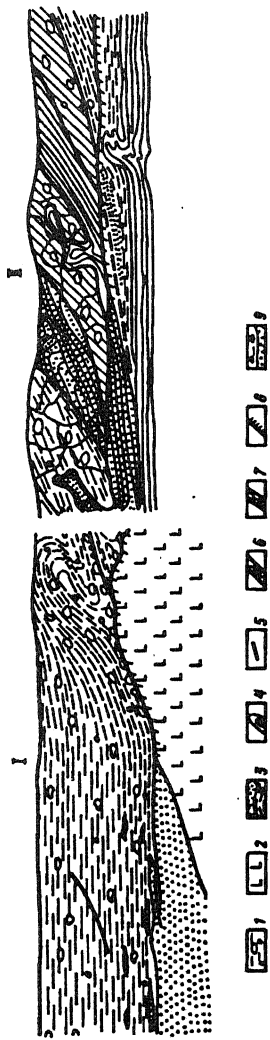


Рис. 59. Фации монолитной (I) и чешуйчатой (II) морены (Лаврушин, 1976): 1 – морена; 2 – ледниковое ложе, сложенное твердыми породами; 3 – ледниковое ложе, сложенное рыхлыми породами; 4 – глициодиориты; 5 – надыги в морене; 6 – моренные чешуи; 7 – чешуи пород ледникового ложа; 8 – экзарационный контакт морены; 9 – текстуры захвата

дованием надвинутых друг на друга чешуй относительно чистого и мореносодержащего льда. Если в ложе ледника залегают пластичные осадочные породы или водонасыщенные песчаные толщи, способные переходить в пльвинное состояние, то при надвиговых подвижках они также могут проникать в лед. Образующаяся при этом чешуйчатая морена оказывается состоящей из отдельных чешуй, сложенных мореным материалом или же в разной степени деформированными коренными породами ложа (см. рис. 59, II). Мощность такой чешуйчатой морены нередко значительно превышает мощность монолитной морены, достигая 100 м и более.

Как отмечалось, на формирование основной морены существенное воздействие может оказывать таяние базальных горизонтов льда, которое усиливается в фазу деградации оледенения. Об этом свидетельствуют песчанистость морены, чередование суглинистых пластов с прослоями и линзами песчано-гравийного и валунно-галечного материала. В сторону понижений ложа флювиогляциальные отложения могут увеличиваться в мощности и даже полностью замещать суглинистую основную морену, указывая на существование подо льдом во время ее образования обильного подледного стока талых вод. Сказанное дает основание выделять в качестве особой разновидности основной морены *морену донного вытаивания*.

Для основной морены характерна многокомпонентность ее гранулометрического и вещественного состава, его региональная и локальная специфика, определяемая характером пород в удаленных, транзитных и местных питающих провинциях, рельефом ложа, структурой и динамикой ледника. Ей также свойственна закономерная ориентировка длинных осей обломочного материала, особенно валунов, в направлении движения льда, что дополнительно свидетельствует об аккумуляции морены преимущественно в активную фазу оледенения.

Под основанием Гренландского и Антарктического ледниковых щитов отложение морены происходит со скоростью до 6 м в столетие. Если ледник сильно загружен обломочным материалом и подвержен базальному таянию, он может аккумулировать морену со скоростью до нескольких метров в год. Средняя скорость накопления основной морены во время позднеплейстоценового оледенения колебалась от 5 до 200 мм/год (Sugdon, John, 1976). По данным А. В. Матвеева (1976), скорость ледниковой аккумуляции на территории Белоруссии составляла 2-0,8 мм/год.

*Абляционная морена* образуется за счет принесенного ледником обломочного материала внутренней и поверхностной морены. Ее формирование завершается при полном растаивании уже мертвого ледника, когда его материал окончательно оседает на основной морене. Процесс аккумуляции совершается при ведущей роли поверхностной абляции ледника и приводит к образованию

двух видов абляционной морены: морены вытаивания и морены течения (флоу-тилла).

Морена вытаивания образуется путем постепенного и равномерного оседания поверхностной и внутренней морены на ложе по мере таяния льда. Морена течения возникает в условиях очень неравномерной поверхностной абляции льда, связанной с весьма неравномерным распределением вытаивающего на его поверхность обломочного материала. При этом совершаются многократные перестройки рельефа ледниковой поверхности, которые сопровождаются столь же многократными перемещениями водонасыщенной поверхностной морены под воздействием оползней, оплывин, текучих и застойных талых вод.

По сравнению с основной мореной абляционная менее плотная, содержит больше дальнепринесенного обломочного материала. Для морены вытаивания характерна преимущественно продольная ориентировка длинных осей валунов, которую они приобрели, находясь еще внутри движущегося льда. Морена течения отличается разнообразной ориентировкой длинных осей валунов, отвечающей простираниям ледниковых склонов, по которым смещались водонасыщенные обломочные массы. Текстура морены течения обладает ясно выраженными признаками пластического перемещения, частичного перебива талыми водами, приведшего к слоистости и сортированности осадков. Отмечаются малоамплитудные пликативные и разрывные нарушения в залегании слоев, вызванные таянием погребенных остатков льда.

Скорость накопления абляционной морены сильно колеблется в зависимости от характера и скорости деградации оледенения, количества содержащегося в леднике обломочного материала. Морена течения отлагается особенно быстро со скоростью до нескольких метров в год. Морена вытаивания может накапливаться на поверхности ледника со скоростью до 200 мм/год и более в зависимости от количества поступающего тепла. По мере возрастания мощности отложений скорость аккумуляции абляционной морены при неизменных климатических условиях замедляется.

Среди многочисленных включений валунного материала особое внимание привлекают содержащиеся в морене крупные блоки преимущественно осадочных горных пород, которые были отторгнуты ледником от материнской толщи, перемещены им и стали составной частью ледниковых отложений. Наиболее крупные отторженцы могут достигать гигантских размеров, превышающих в поперечнике 100 м при мощности до 10-20 м. Дальность их переноса ледником чаще всего колеблется от нескольких сотен метров до 10-15 км, но в отдельных случаях достигает 100 км и более.

Отторженцы бывают представлены как прочными породами (песчаниками, известняками, доломитами), так и рыхлыми, пластичными (песком, глиной, мелом, мергелем), причем крупные и

гигантские их разности нередко состоят из нескольких литологических типов пород разного возраста, залегающих в нормальной последовательности. Основная форма их линзо- и пластинообразная. Пластины и чешуи полого, чаще под углом 2-8°, наклонены в проксимальном направлении, обычно осложнены деформациями надвигового типа. Механизм отторжения больших блоков горных пород от коренного субстрата сходен с рассматриваемым далее механизмом образования напорных краевых форм ледникового рельефа.

Основная и абляционная морена формируют ледниково-аккумулятивный рельеф, который принято называть моренным. Разрезы ледниково-аккумулятивных форм обычно наряду с мореной содержат прослой, линзы водно-ледникового материала, накопление которого играет подчиненную роль в ходе ледниковой аккумуляции и не искажает развивающегося собственно ледникового рельефа. Его морфология и механизм образования зависит прежде всего от динамики ледника. Это дает основание различать ледниково-аккумулятивные формы, возникающие в условиях подвижного (активного) и неподвижного (мертвого) льдов.

Формы, созданные активными ледниками, составляют основу ледниково-аккумулятивного рельефа, который лишь осложняется и пополняется формами, возникающими в завершающую фазу деградации оледенения. Под воздействием активного льда формирование рельефа происходит в процессе подледниковой (донной) аккумуляции и краевой ледниковой аккумуляции. Подледниковый рельеф образуется в результате накопления основной морены, слагающей обширные равнины областей древнего покровного оледенения. Членение ледникового покрова на систему выводных ледников и ледораздельных зон разного порядка находит выражение в крупных чертах рельефа моренных равнин — гляциодепрессионных зон и систем островных форм вдоль ледоразделов. Это является результатом пространственной неравномерной аккумуляции, которая вдоль динамически активных осевых полос выводных ледников относительно ослаблена и даже сочетается с ледниковой эрозией, а в сторону ледоразделов с замедленным течением льда заметно возрастает. Аккумуляция усиливается вследствие встречной поперечной циркуляции льда от динамических осей смежных ледниковых потоков к их ледоразделу, обеспечивающей дополнительный принос моренного материала.

Крупные неровности аккумулятивного подледного рельефа обычно бывают осложнены многочисленными мезо- и микроформами, образование которых определяется динамической структурой ледников, гляциодинамическими структурами основной морены, особенностями ранее сложившегося ее коренного ложа. Обычно моренный рельеф характеризуется как плоскохолмистый, холмисто-западинный без четко выраженной упорядоченной

структуры его отдельных форм в плане. Но там, где динамическая структура мореносодержащего льда и ледника в целом оказывает решающее воздействие на формирование рельефа основной морены, он приобретает ясно выраженную вытянутость отдельных форм и определенную закономерность их пространственной группировки. В зависимости от ориентировки длинных осей микро- и мезоформ подледного рельефа с направлением движения льда различают продольные и поперечные формы рельефа.

*Продольные формы* образуются преимущественно в условиях интенсивного вязкопластического и глыбового движения льда. К ним относятся: флютинг-морена, друмлины и друмлиноиды, скалы с хвостом (crag and tail).

Флютинг-морена отличается однонаправленной изборожденной (ложбинно-гривистой) поверхностью, которую можно наблюдать у края только что отступивших современных ледников Северной Швеции, Исландии, в областях древнего покровного оледенения Финляндии, Канады, США и др. Длина грив обычно не превышает 1 км, а высота – 10 м, местами их размеры сокращаются соответственно до 60-100 и 0,3-1 м и, наоборот, возрастают до 20 км и 25 м.

По мнению Ю.А. Лаврушина (1976), решающую роль в образовании флютинг-морены играет внутренняя динамическая структура ледника. Движение льда происходит путем общего глыбового скольжения и сопровождается процессами режеляции в придонных мореносодержащих слоях и их сильным обводнением. Это способствует распаду придонных слоев мореносодержащего льда на продольные полосы ускоренного и замедленного движения и соответственно повышенного и пониженного динамического давления, что приводит к перемещениям мореносодержащего льда от первых ко вторым. В результате подо льдом формируется система продольных моренных грив с характерной для их склонов косо ориентировкой длинных осей обломочных частиц и согласным падением отдельностей сланцеватой текстуры.

Невысокие гривы флютинга могут образоваться в результате выдавливания прогретой до температуры таяния льда, насыщенной водой и потому очень пластичной морены в базальные трещины, в узкие продольные полости, которые возникают в основании движущегося льда с дистальной стороны ("в тени") выступов ложа и даже неподвижных крупных валунов. Изборожденность поверхности основной морены неглубокими бороздами может возникать при скольжении льда по ложу в результате воздействия выступающими из основания мореносодержащего льда крупными угловатыми обломками стойких горных пород.

Друмлины – продолговатые холмы характерной обтекаемой формы в плане и в продольном профиле. Тупым, сравнительно высоким крутым концом они обращены навстречу движения льда, более пологим и узким – в противоположном направлении. Отре-

зок максимальной ширины друмлинов удален от тупого конца на  $\frac{3}{10}$  их общей длины при отношении ширины к длине 1 к 2,5-4, редко более. Относительная высота друмлинов варьирует от нескольких до 50-60 м (средняя 30 м), длина – от нескольких сотен метров до 1-5 км (средняя 1,5 км), ширина – от 50 до 500-700 м (средняя 300 м). Типичные друмлины сложены основной мореной, представленной сильно уплотненными валунами глинами и суглинками, реже песками.

Морфология и геологическое строение друмлинов свидетельствуют об их образовании под движущимся льдом, оказывающим разное по силе динамическое давление на их проксимальный и дистальный концы. Под напором льда материал стачивается на проксимальном конце друмлины, перемещается и отлагается на его дистальном конце, где давление ослабевает и вследствие этого падает не только транспортирующая способность самого льда, но также вязкость моренного материала.

Друмлины обычно образуют большие скопления (друмлинные поля) на участках, переходных от зоны преобладания ледниковой эрозии к зоне преобладания ледниковой аккумуляции. Характерная для такой гляциодинамической зоны неравномерная загруженность ледника мореной, по-видимому, особенно способствует формированию многочисленных друмлинов. В такой переходной зоне существуют благоприятные условия также для образования друмлиноидов, т.е. друмлинообразных форм с ядром из скальных коренных пород, и скал с "хвостом" из рыхлого ледникового материала (кряг-эн-тэйл форм). Названные формы образуются под воздействием ледниковой эрозии в головной части и ледниковой аккумуляции в их динамически "теновой" дистальной части.

*Поперечные формы* основной морены известны под названием "ребристая морена". Термин вполне отвечает морфологии моренной поверхности в виде серии поперечных гряд и межгрядовых понижений. Размеры гряд колеблются от 50-150 м до 2-5 км в длину, от 10-15 до 100-300 м в ширину и от 1-5 до 10-15 м в высоту. Их дистальные склоны обычно более крутые, чем проксимальные. Гряды сложены основной мореной с продольной по отношению к направлению движения льда ориентировкой и встречным падением длинных осей валунов.

Некоторые авторы склонны рассматривать ребристую морену как серию годовых краевых форм, однако данные исследований скорее свидетельствуют в пользу их формирования подо льдом в динамически ослабленной периферической зоне оледенения. Характерные для этой зоны напряжения сжатия по контактам полей активного и стагнирующего льда приводят к подледному скоплению морены и образованию грив (Спиридонов, 1949), к образованию ребристой морены как особой динамической фации чешуйчатой морены и отвечающего ей рельефа (Лаврушин, 1976). Формирование поперечных гряд может быть также следствием особых

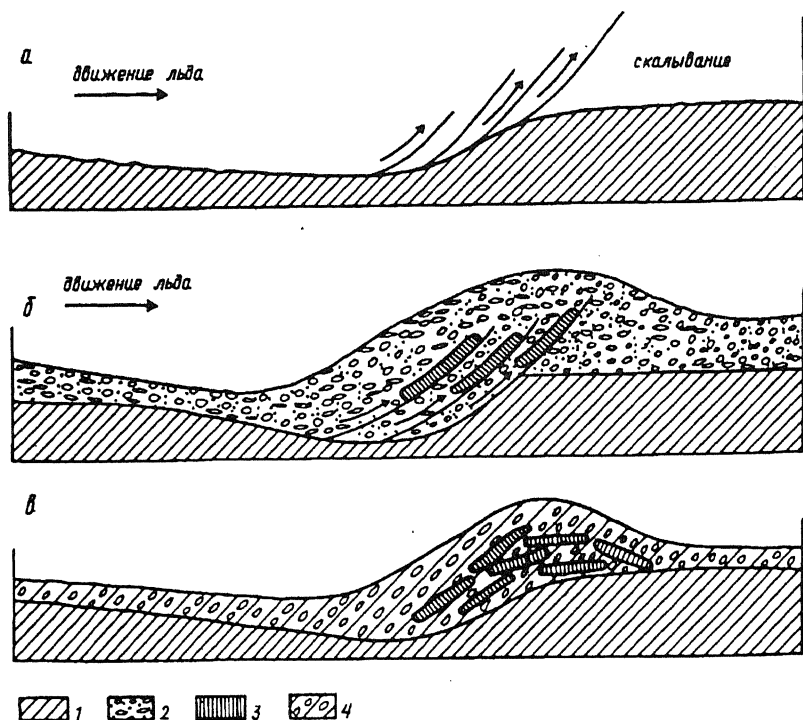


Рис. 60. Формирование псевдоконечноморенной гряды вследствие ледникового выпаживания и нагромождения чешуй горных пород ледникового ложа (Могоп, 1971): а – сжимающее течение; б – отторжение плит коренного ложа; в – гряда после оттаивания льда; 1 – ложе ледника; 2 – мореносодержащий лед; 3 – чешуйчатые дислокации; 4 – тилл

динамических условий, возникающих в движущемся леднике при преодолении им встречных уступов коренного ложа (рис. 60).

Рельеф основной морены не всегда отличается закономерной ориентировкой положительных и отрицательных форм. В условиях образовавшейся еще до оледенения неровной мелко расчлененной поверхности ложа внутренняя динамическая структура ледника становится менее упорядоченной и проявляется соответственно в менее четко организованной пространственной структуре холмисто-западинного и плоскохолмистого рельефа моренной равнины. Ее поверхность нередко осложняют крушные и гигантские отторженцы коренных пород, выраженные в виде холмов и гряд.

Конечная морена представляет собой сложно построенное накопление, состоящее как из собственно моренного материала, так и из нарушенных под напором ледника водно-ледниковых осадков и даже коренных пород ложа. Ею сложены краевые формы



ледникового рельефа, которые морфологически представлены дугообразными грядами и угловыми массивами (Басаликас, 1965).

Первые очерчивают края выдвинутых по движению льда отдельных его языков и лопастей, вторые располагаются на стыке дуг и в зависимости от ранга смежных ледниковых потоков называются межъязыковыми или межлопастными моренными массивами. Нередко свойственная им угловатая форма в плане объясняется тем, что массивы образуются в результате динамической активности смежных ледниковых тел, где их края сходятся под углом друг к другу. Каждый массив формируется на участке торможения льда, обычно приуроченного к возвышению ложа. Серии таких массивов, образующиеся при надвигании или оступании края ледника, очерчивают положение ледораздельных зон. Они обычно бывают соединены продольными по отношению к направлению движения льда моренными грядами, которые А.А. Асеев (1974) относит к категории радиальных краевых образований, противопоставляя их отмеченным выше фронтальным краевым дугам.

По происхождению принято различать краевые формы аккумулятивные и напорные. Аккумулятивные конечные морены образуются у переднего края ледника, занимающего стационарное положение вследствие установившегося в данном месте динамического равновесия прихода-расходного баланса льда. Вдоль остановившегося фронта ледника происходит накопление вытаявающего из льда обломочного материала. В результате образуется вал конечной морены тем более значительный, чем продолжительнее состояние динамического равновесия прихода-расходного баланса льда.

Проксимальный склон аккумулятивных краевых гряд сложен преимущественно основной мореной с продольной по отношению к направлению движения льда ориентировкой длинных осей валунов. Он, кроме того, более пологий, чем дистальный склон, что является следствием различных условий их формирования (см. рис. 58). Проксимальный склон в основном отвечает поверхности мореносодержащего льда и внутренних сколов, тогда как дистальный представляет собой поверхность свободного, в верхней части преимущественно гравитационного смещения – сваливания, или демпинга (damping) обломочного материала, приобретающего при скатывании по крутому склону продольную по отношению к простираению гряд ориентировку. Вытаивание придонной и внутренней морены у края покровных ледников сопровождается переывом ее тальми водами, образованием прослоев и включений разнотернистых песков и супесей, наполненных гравием, галькой и валунами, нередко приобретающих доминирующее значение в разрезе. Книзу по мере усиления деятельности талых вод дистальный склон выполаживается и далее переходит в поверхность флювиогляциальной аккумуляции.

Напорные краевые формы сложены породами, которые были смещены ледником с мест коренного залегания и нагромождены перед его краем. Эти формы относятся к категории гляциотектонических образований, в строении которых участвуют дислоцированные не только плейстоценовые, но и слабо консолидированные коренные породы (Лаврушин, 1976; Левков, 1980).

Основные способы образований гляциодислокаций и отвечающих им краевых ледниковых форм следующие: срыв и смещение крупных блоков горных пород под напором наступающего ледника – так называемый "бульдозерный" эффект, или пушинг (pushing); выдавливание и выжимание податливых пород из-под края ледника (гляциоэкструзия, по Ю.А. Лаврушину), или сквизинг (squising); инъекция (внедрение) рыхлого материала в трещины, полости и в другие ослабленные зоны толщи льда. При этом возникают деформации разной формы. Наиболее распространены чешуйчато-складчатые и чешуйчато-надвиговые (скибовые) структуры, а также инъективные образования (гляциопротрузии) в виде куполов, гляциодиапиров и других сходных нарушений. В закономерном сочетании с ними выступают гляциодепрессионные формы, образующие вместе со скибовыми и другими гляциотектоническими сооружениями взаимосвязанные группировки – гляциотектонопары, по Э.А. Левкову (рис. 61).

Чешуйчато-складчатым и чешуйчато-надвиговым деформациям обычно соответствуют цепи дугообразно изогнутых краевых параллельно-рядовых форм. Многие из них высотой до 100-150 м и больше сложены дислоцированными коренными породами. Такие гряды характерны для низменных равнин Северной Германии, Польши, Голландии, некоторых районов Канады, севера Русской равнины, Западно-Сибирской низменности, высланных осадками, легко поддающимися напорному воздействию ледника.

Образование краевых форм вследствие выжимания (сквизинга) насыщенных водой пластичных пород ледникового льда наблюдается в областях современного оледенения Исландии и других стран. Широко распространены такие формы также в областях древнего оледенения (например, в Прибалтике).

Образование фронтальных ледниковых форм редко бывает связано только одному аккумулятивному или напорному механизму. Обычно они действуют совместно, но в зависимости от фазы оледенения и динамики ледника получает перевес тот или иной процесс. В трансгрессивную фазу при стадияльных, осцилляционных подвижках края ледника образуются преимущественно напорные конечные морены, а в регрессивную фазу в случае стационарного положения края льда – аккумулятивные конечные морены.

Рельефообразование в регрессивную фазу осложняется тем, что конечные морены обычно формируются по контакту активного льда и отчленившихся по его периферии полей или глыб

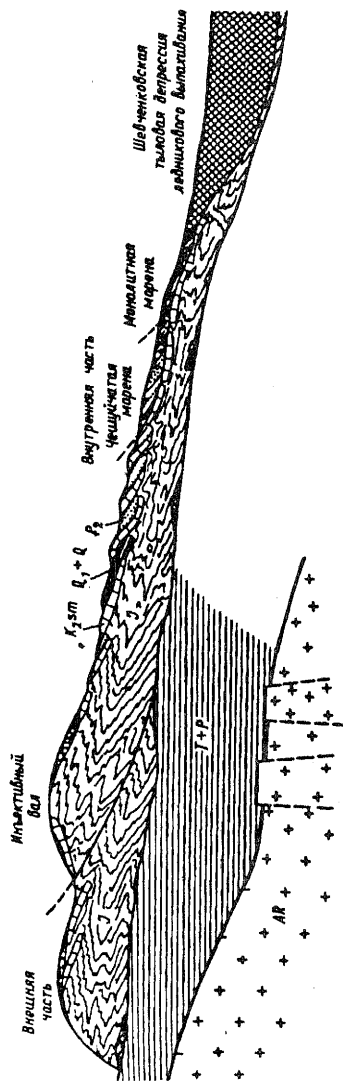


Рис. 61. Принципиальная схема строения Каневских гляциодислокаций (Лаврушин, Чугунный, 1983)

мертвого льда. Такие конечные морены принято называть закрытыми, тогда как с внешней стороны открытых краевых образований простирается территория, полностью свободная от льда. Остатки мертвого льда могут служить существенным упором для пульсирующего края активного ледника. В этом случае возникают сильные напряжения сжатия, развиваются складчатые и разрывные деформации принесенного ледником моренного материала, формируются резко выраженные в рельефе крутобокие гряды аккумулятивно-напорного типа.

Конечные моренные валы горно-долинных ледников могут иметь как аккумулятивное, так и напорное происхождение. Аккумулятивный процесс преобладает при задержках медленно отступающего края ледника. При этом главный механизм образования фронтального моренного вала сводится к осыпанию и смыву влекомой морены с обрывистого края ледника и ее накоплению в виде дугообразной гряды. Особенно мощные напорные краевые формы образуются, когда ледник преодолевает встречный уклон ложа, например, при внедрении из главной долины в боковые, сгребая на своем пути аллювиальные и склоновые отложения.

Специфическими формами ледниково-аккумулятивного рельефа гор являются береговые морены. Они образуются из транспортируемых боковых морен, оседающих на бортах долин при деградации оледенения. Береговые морены обычно бывают сильно расчленены эрозионными ложбинами и нередко превращаются в полисады земляных пирамид. Значительно лучше они сохраняются в странах сухого континентального климата, где по мере неравномерного снижения поверхности деградирующего долинного ледника формируются моренные террасы оседания (Марков, 1946). Обычно они бывают сложены несортированным грубообломочным материалом боковых морен, но в тех местах, где создаются условия для локализации стока талых вод по бокам ледника, в их строении участвуют горизонты водноледниковых осадков.

В регрессивную фазу оледенения наиболее удаленные от области питания окраинные части ледников могут подвергаться стагнации (омертвлению). Этому способствует ряд причин: 1) уменьшение мощности ледника вследствие абляции; 2) значительное обогащение ледника мореной, что вместе с уменьшением мощности льда приводит к потере им способности самостоятельного движения; 3) вытаивание крупных подледных возвышенностей, нарушающих связь ледника с областью питания; 4) неравномерная термическая эрозия под-, внутри- и наледниковыми потоками талых вод, расчленяющих тело ледника на отдельные массивы мертвого льда; 5) неравномерное распределение материала придонной, внутренней и поверхностной морен, что неизбежно приводит к весьма неравномерной абляции ледника, изоляции отдельных глыб мертвого льда, обычно погребенных под абляционной мореной.

В процессе таяния полей и глыб мертвого льда рельеф, созданный активным ледником, подвергается преобразованию, степень которого обычно усиливается в периферической части ледника за счет аккумуляции абляционной морены.

При очень неравномерном распределении и вытаявании материала абляционной морены окончательно сформировавшийся холмисто-западинный рельеф отличается хаотическим расположением своих положительных и отрицательных форм, чаще всего изометричных или близких к ним очертаний в плане. Однако динамически обусловленное дифференцированное распределение обломочного материала во льду вдоль ледниковых потоков и ледораздельных зон, по плоскостям чешуйчатых надвигов может сохраняться и в фазу омертвления льда, дублируя продольные и поперечные формы основной морены, возникающие в активную фазу оледенения.

В преобразовании рельефа основной морены важную роль играет неравномерное статическое давление мертвого льда. Оно может быть достаточным, чтобы вызвать выжимание пластичных водонасыщенных масс основной морены и даже коренных пород из мест большего давления туда, где это давление ослаблено или полностью прекратилось. Чаще всего подобное выжимание происходит в системы продольных, поперечных и диагональных трещин, которые пронизывали лед в фазу его динамической активности, а затем при омертвлении были расширены подледным протаиванием. На месте глыб мертвого льда формируются плоские понижения (западины, котловины) статического выдавливания, а на месте трещин – моренные гряды, группирующиеся в системы так называемой рубчатой, малой морены и т.п. относительной высотой до 20-24 м.

### Водноледниковая эрозия

Эрозионная деятельность потоков талых вод обеспечивается их большой живой силой, резко выраженной турбулентностью, обилием доступного размыву и транспортировке моренного материала и других рыхлых пород. Интенсивности эрозии способствует сильное коррозионное воздействие потоков на свое ложе. При мощном сосредоточенном стоке талые воды в состоянии вырабатывать системы долинообразных форм (дренажных каналов), иногда углубляя их со скоростью до нескольких метров в год. Наиболее распространенными формами водно-ледниковой эрозии являются подледниковые и маргинальные (краевые) каналы. Кроме того, к этой же категории форм следует относить каналы сброса вод приледниковых озер (спиллвеи) и гигантские каналы прорыва ледниково-подпрудных озер (кули).

Устойчивая система *подледниковых каналов*, распространяю-

щихся на широкой площади материкового оледенения, может формироваться только в фазу убывания и последующего омертвления льда, когда его мощность сокращается до 150-200 м. Подледниковые потоки, находясь под сильным гидростатическим давлением, протекают с большой скоростью, местами даже вверх по уклону ложа и вырабатывают как сравнительно короткие и неглубокие слепые ложбины, так и более протяженные "туннельные долины" с характерным для них "горбатым" продольным профилем. Вдоль таких долин, нередко имеющих каньонообразную форму, прослеживается серия замкнутых понижений и приподнятых отрезков ложа с перепадами высот до 40-50 м и более. Образование некоторых переуглублений (исполиновых котлов) может происходить вследствие эрозионного воздействия талых вод на ложе при их падении со значительной высоты в зияющие трещины и другие полости внутри ледника (Кудаба, 1970). Глубина туннельных долин может достигать 150-200 м, ширина + 1-2 км, крутизна склонов - 30-35°, а длина нескольких десятков километров. После окончательного стаивания льда тоннельные долины с цепочками ложбинных озер обнажаются на дневной поверхности как весьма характерный компонент ландшафта периферической зоны областей покровного оледенения.

В условиях горно-долинного оледенения энергичная эрозионная деятельность потоков талых вод ориентирована главным образом по падению долинных ледников. С нею связано образование глубоких щелевидных врезов и каньонов, часто пересекающих ригели и днища трогов. Таково, например, Аарское ущелье в Швейцарии, где сложенный известняками ригель был пропилен потоком подледниковых талых вод на глубину до 200 м.

*Маргинальные и субмаргинальные каналы* образуются там, где талые воды по условиям приледникового рельефа вынуждены течь вдоль края ледника или несколько смещаясь под лед. По отношению к очертаниям ледника в плане они могут быть фронтальными и боковыми.

Особые крупные маргинальные (фронтальные) каналы образуются в условиях покровного оледенения при встречном уклоне прилегающей равнины, когда талые воды, пополняемые стоком рек, текут вдоль стабилизировавшегося края ледника. В результате эрозии образуется широкая маргинальная долина (урштром), дно которой обычно бывает выстлано флювиогляциальными отложениями. На территории Германно-Польской равнины прослеживается пять таких долин, очерчивающих положение края ледника в разные периоды, стадии и фазы оледенения.

Формирование субмаргинальных (зафронтальных) каналов определяется главным образом особенностями строения ложа, динамикой и структурой ледника в его краевой зоне. Один из механизмов связан с отмечавшейся выше чешуйчато-надвиговой структурой краевой части ледника (Schytt, 1956). По плоскостям надви-

гов обломочный материал придонной морены проникает внутрь льда и затем вытаскивает на его поверхности. Этот материал защищает омертвевший лед от дальнейшей абляции, способствуя образованию ледникового вала (гребня), тогда как в тылу вала чистый лед, не защищенный от абляции, продолжает усиленно таять. Так возникает зафронтальная надледниковая ложбина, которая затем углубляется до ложа ледника и эродирует его. Последовательное формирование гляциальных надвиговых структур по мере омертвления ледника может привести к образованию серии субмаргинальных каналов, разделенных моренными грядами, т.е. к образованию рельефа, аналогичного ребристой морене. Образованию субмаргинальных каналов могут также способствовать погребенные подо льдом и ориентированные вдоль его края древние эрозионные ложбины.

В горах маргинальный и субмаргинальный сток талых вод обычно происходит по контакту горных склонов и долинных ледников. Особенно энергичен он в концевых частях ледников, чему способствуют увеличение расходов воды и продольные уклоны. Наблюдения в районах современного горного оледенения показывают, что образование маргинальных и субмаргинальных каналов происходит достаточно быстро даже в стойких горных породах. Небольшие каналы могут формироваться ежегодно, маркируя смещения отступающего края ледника. Средняя скорость врезания составляет около 1 м/год.

К особой категории водноледниковых эрозионных каналов относятся спиллвеи и кули. Спиллвеи образуются в результате сброса вод ледниково-подпрудных озер по долинам. Они могут пересекать водоразделы между крупными речными системами и отличаться крупными размерами. Примером крупного спиллвея, согласно М.Г. Гросвальду, может служить Тургайская ложбина, по которой сбрасывались воды Мансийского ледниково-подпрудного озера в Арало-Каспийскую впадину.

Кули возникают в результате огромной разрушительной работы, совершающейся при катастрофически быстрых прорывах крупных плотинных озер. Причинами внезапного прорыва ледниковой плотины могут быть вулканические, сейсмические и другие факторы. Низвергающиеся по долинам водные массы вырабатывают ущелья (кули) глубиной до 100 м и более и целую систему густо ветвящихся эрозионных форм.

### Водноледниковая аккумуляция

Потоки талых вод транспортируют большое количество обломочного материала. Источником его является внутренняя и придонная морена, у горно-долинных ледников также поверхностная морена. Там, где живая сила потока ослабевает, происходит

отложение влекомого материала и формирование водноледникового аккумулятивного рельефа.

Причинами ослабления живой силы водного потока и начала его аккумулятивной работы могут быть: разветвление канала стока, впадение его в застойный водоем, пересечение водотоком участка льда, перенасыщенного обломочным материалом, встречный уклон канала стока, увеличение площади поперечного сечения канала в ответ на уменьшение давления льда, выход водотока из-под льда у его края.

Разнообразие путей стока талых вод и условий накопления обломочного материала находит отражение в слагаемых ими формах рельефа. Следует различать формы, образовавшиеся при непосредственном контакте с ледником (интрагляциальные и маргинальные), и формы, развивающиеся за границей оледенения — прогляциальные или экстрагляциальные. Те и другие могут быть флювиогляциальными и лимногляциальными.

Интрагляциальная водноледниковая аккумуляция может совершаться и в активную фазу оледенения, но особенно значительной она становится в фазу деградации и омертвления льда, когда создаются наиболее благоприятные условия для развития и консервации форм ледникового контакта. К их широко распространенным видам относятся озы, камы, камовые террасы, дельто-морены, которые в литературе нередко выделяют под общим названием "эскеры".

Озы имеют форму сильно вытянутых гряд с узким гребнем и крутыми склонами, падающими под углом 30-40°. Их высота и длина колеблются соответственно от нескольких метров до 100 м и от нескольких десятков и сотен метров до нескольких десятков километров. Преобладающая ориентировка гряд соответствует генеральному направлению движения льда. Одни имеют прямолинейные очертания, другие плавно изгибаются, а местами образуют извилины типа речных меандров. Располагаются озы либо поодиночке, либо группами в виде конфлюэнтных систем. Отмечается частая приуроченность озоев к подледниковым эрозионным каналам, но некоторые из них поднимаются на возвышения рельефа и даже переваливают через их гребневые линии.

Озы сложены чаще всего косослоистыми грубозернистыми песками, гравием и галечниками с включениями и скоплениями валунов. В поперечных разрезах гряд этот материал залегает горизонтальными слоями, которые в прибортовых частях испытали небольшие гравитационные смещения типа микрооползней и микроосыпей. Внизу обычно залегает основная морена, контакт с которой располагается на уровне подножия озоевой гряды, но чаще выше или ниже его.

Морфологические и геологические данные явно свидетельствуют о том, что озы образуются в результате аккумулятивной деятельности водных потоков, циркулирующих в теле лед-



ника. Аккумулятивное тело оза может образоваться даже в условиях активного ледника, но последующая сохранность его при этом мало вероятна. Четкая морфологическая выраженность озовых гряд, ненарушенное давлением со стороны, залегание слагающего их обломочного материала свидетельствуют в пользу формирования озоев преимущественно в условиях мертвого льда и притом в подледниковых каналах. Только в мертвом леднике может сформироваться та устойчивая система подледного стока, результатом деятельности которой является образование не только описанных выше подледниковых водноэрозионных каналов, но и часто приуроченных к ним озовых гряд. При таянии льда остатки слабо перемерзшей внутренней морены проектируются на поверхность или включаются внутрь водноаккумулятивного тела оза. Окончательное его формирование происходит лишь после того, как полностью растаивают ледяные борта канала и рыхлый материал оседает и оползает, приобретая угол естественного откоса.

*Камы* — это холмистые формы изометричных или несколько вытянутых очертаний в плане с плоской вершинной поверхностью, ограниченной со всех сторон склонами, близкими к углу естественного откоса. Высота камов варьирует от нескольких метров до нескольких десятков метров, размер поперечника — от нескольких сотен метров до нескольких километров. Некоторые камы, которые можно называть камовыми массивами, достигают особенно крупных размеров площадью до нескольких десятков километров.

Камы сложены хорошо отсортированными водноледниковыми отложениями. По составу и среде накопления осадков различают флювиокамы и лимнокамы. Флювиокамы сложены флювиогляциальными песками и прослоями гравийно-галечного материала. При общей горизонтальной слоистости в отдельных песчаных горизонтах наблюдается падение косых слойков, указывающее на слабую проточность того водоема, в котором происходила аккумуляция. Лимнокамы сложены преимущественно тонкозернистыми песками, алевритами и глинами с отчетливо выраженной горизонтальной слоистостью, свидетельствующей о накоплении осадков на дне застойного водоема.

Условия распространения, форма и геологическое строение камов с несомненностью указывают на то, что их образование происходило во внутриледниковых проталинах мертвого льда. Проталины возникали на относительно возвышенных участках ледникового ложа, заполнялись тальми водами, приносившими вытаявающий из льда моренный материал. В зависимости от проточности или непроточности водоема этот материал приобретал отмеченные выше признаки, свойственные флювио- и лимнокамам. С окружающих ледяных бортов в водоемы сползала и слабо перемерзшая морена, включения которой иногда отмечаются в водноледниковых отложениях. Формирование камов заверша-

лось только с полной деградацией льда на окружающих территориях и обнажением склонов ледникового контакта камовых тел. Лишенные упора со стороны льда, эти склоны выполаживались, о чем свидетельствуют наблюдаемые в разрезах признаки микроползневых, осыпных и просадочных деформаций отложенного материала.

К особой разновидности камов следует отнести *звонцы*, которые Д.Б. Малаховский выделил под таким названием на северо-западе Русской равнины в окрестностях с. Звонец Новгородской области. По исследованиям О.М. Татарникова (1985), они входят в систему краевых образований валдайского оледенения. Это плосковершинные холмы и массивы, отличающиеся тем, что их приподнятый цоколь сложен чешуйчатой фацией основной морены и сформировался в активную фазу оледенения, а водноледниковая покрывка образовалась в условиях мертвого льда.

В периферической зоне материкового оледенения водноледниковая аккумуляция мелкозема на вытаивающих из-под мертвого льда возвышениях ложа может сопровождаться образованием покровных безалунных суглинков, обволакивающих нередко на больших площадях формы рельефа основной и абляционной морены. При неравномерном снижении поверхностей водноледниковой аккумуляции по контакту мертвого льда и вытаивающих неровностей ложа образуются камовые террасы, известные как разновидность маргинальных камов.

К маргинальным камам относятся также дельто-морены, формирующиеся на контакте крутого края мертвого или малоподвижного ледника и прилегающего озерного или морского водоема. В отличие от обычных камовых холмов у них только с проксимальной стороны выделяется крутой склон ледникового контакта. Дистальный склон значительно более пологий и длинный, совпадающий с наклоном слоев дельтово-гляциальных отложений. Во время остановки края ледника слившиеся друг с другом серии дельто-морен образуют маргинальную дельто-моренную гряду. Примером таких форм являются две гряды Сальпаусселькя, маркирующие положение стационарного края ледникового покрова в одноименную стадию позднеплейстоценового оледенения Восточной Европы.

В условиях материкового оледенения равнинных территорий талые воды, растекаясь от края активного ледника, могут полностью перекрыть своими осадками обширное предполье, занятое еще нарастающими глыбами мертвого льда. Формируется наледниковая зандровая равнина. По мере таяния льда и неравномерного оседания отложенного поверх него материала равнина осложняется множеством вторичных холмисто-западных форм, которые также принято относить к эскерам. Подобные эскерные зандры широко распространены перед внутренними (зафронтальными) краевыми образованиями. Они являются переходными к

экстрагляциальным зандровым равнинам, формирующимся на совершенно свободной от льда территории.

К особой категории интрагляциального рельефа можно отнести *внутриледниковые долинные зандры*. Их образованию способствует сформировавшийся еще в доледниковое время плоскоравнинный рельеф ложа, расчлененный сетью глубоких долин. При деградации оледенения талые воды расчленяют лед на отдельные массивы, которые залегают поверх древних междуречий. Как отмечалось выше, подледниковые потоки талых вод могут осуществлять очень энергичную эрозионную и аккумулятивную работу, формируя систему эрозионных каналов и озовых гряд. В условиях открытого стока между убывающими глыбами мертвого льда живая сила сравнительно маловодных потоков талых вод ослабевает. Они в состоянии только перемывать вытаивающую морену и отлагать далее по течению на дне долин и плоских придолинных понижениях лишь маломощный слой разнородных песков с включениями гравия и мелкой гальки. Широкое распространение долинных зандров в областях древнего материкового оледенения свидетельствует о том, что покрывавшие их ледниковые щиты в фазу деградации распадались на глыбы мертвого льда в полосе шириной до 150-250 км (Спиридонов, 1949).

Экстрагляциальная водноледниковая аккумуляция может совершаться в условиях как свободного, так и затрудненного стока талых вод. В связи с этим различают процессы флювиогляциальной, лимногляциальной и флювиогляциально-дельтовой аккумуляции.

Флювиогляциальная аккумуляция обломочного материала совершается потоками талых вод, свободно стекающих от края ледника. Максимального развития она достигает при длительной остановке края активного ледника. При этом возникают специфические формы рельефа, представленные конусными зандрами, многоконусными зандровыми равнинами, долинными зандрами.

*Конусные зандры* образуются в местах выхода из-под ледника потоков талых вод, выносящих на поверхность большое количество обломочного материала. Этот материал сгруживается перед краем ледника, формируя конус выноса с характерной для него вершиной и радиально расходящейся покатой поверхностью, испещренной сетью переплетающихся и ветвящихся каналов. На вершине конуса отлагаются крупные обломки, а далее к его периферии выносятся все более и более мелкий песчаный и алевритовый материал, в связи с чем поверхность конуса приобретает вогнутую форму. Скорость аккумуляции может достигать нескольких сантиметров и десятков сантиметров в год.

*Многоконусные зандровые равнины* формируются в случае стока от края ледника нескольких равноценных потоков талых вод, отдельные конуса которых по условиям приледникового рельефа имеют возможность слиться друг с другом и образовать единую

наклонную равнину. Подобные зандровые равнины, сложенные преимущественно песками, широко развиты у границ плейстоценовых ледниковых покровов, например, на Русской равнине, где они примыкают к краевым образованиям разных стадий средне- и позднеплейстоценовых оледенений.

*Долинные зандры* возникают в результате аккумулятивной деятельности потоков талых вод, стекающих от края ледника по долинам. На своем пути они совершают трансгрессивную аккумуляцию того обломочного материала, который в большом количестве поступает в них из ледника, а по пути стока также с бортов долины. Аккумуляция совершается, пока возросший продольный уклон водотока не обеспечивает транспортировку всего обломочного материала вниз по долине.

Принципиальная схема строения долинных зандров равнинных территорий представлена в основном фацией сложно переслаивающегося горизонтально- и косослоистого галечно-гравийно-песчаного материала, в котором ниже по течению начинают преобладать косо- и волнистослоистые пески и алевриты. Наблюдается общее закономерное увеличение крупности материала вверх по разрезу, связанное с увеличением уклона дна долины по мере хода трансгрессивной аккумуляции. По завершении оледенения долинные зандры прорезаются реками и превращаются в надпойменные долинно-зандровые террасы.

В условиях горно-долинного оледенения формирование долинных зандров оказывается чаще всего единственно возможным. Во время оледенений потоки талых вод настолько переполняются обломочным материалом, что даже во время тектонических поднятий они продолжают аккумулятивную деятельность. Мощность флювиогляциальных отложений в долинах горных рек может превышать 100 м. Каждому горному оледенению и даже стадии оледенения отвечает своя флювиогляциальная терраса, которая вверх по ледниковой долине переходит в флювиогляциальный конус.

Лимногляциальная и дельтово-гляциальная аккумуляция происходит на дне приледниковых озер, среди которых наиболее многочисленные и крупные являются ледниково-подпрудными. Потоки талых вод выносят в ледниково-подпрудные озера большое количество обломочного материала, основная часть которого, представленная наиболее крупными фракциями, отлагается в флювиогляциальных дельтах. Их рост совершается с большой скоростью, обеспечивающей образование крупных аккумулятивных форм за сравнительно короткий отрезок времени.

Талые воды, отложив в пределах дельты основную часть обломочного материала, выносят в озеро главным образом взвеси из алеврита и глины. При этом в летнее время, когда принос взвеси резко усиливается, на дно озера успевает осесть алеврит, а зимой дальнейшее осадконакопление продолжается только за счет

глинистого материала. Так возникает характерное для озерно-ледниковых отложений ритмическое чередование тонких переслоев светлых алевроитов и более темных коричневых (шоколадных) глин. Каждый двойной слой (летних и зимних) осадков, объединяемый общим названием "лента", представляет собой результат озерно-ледниковой аккумуляции за один год, а количество лент во всей толще озерно-ледниковых отложений соответствует геохронологии оледенения. Общая мощность ленточных отложений, слагающих аккумулятивные озерно-ледниковые равнины, в зависимости от неровностей перекрытого ими ложа изменяется от нескольких метров до 20-30 м.

По мере отступления края ледника уровень подпрудных озер снижается, что приводит к образованию террасированных озерно-ледниковых равнин, а на склонах прилегающих возвышенностей – серии абразионно-аккумулятивных озерно-ледниковых террас и береговых линий. Так, на склонах островных возвышенностей Средней Прибалтики прослеживается от 4 до 10-12 разновысотных береговых линий, возникших при снижении уровней ледниково-подпрудных озер во время деградации позднеплейстоценового оледенения.

## ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Гляциальный морфолитогенез обычно сопровождается нарушениями в залегании пород коренного ложа ледника, ледниковых и водноледниковых отложений, возникающими под действием активного льда, при таянии мертвого льда и вследствие колебания ледниковой нагрузки в ходе чередования ледниковий и межледниковий. Все эти нарушения Э.А. Левков (1980) относит к категории гляциотектонических деформаций, подлежащих рассмотрению особой научной дисциплиной – гляциотектоникой. Однако другие ученые справедливо считают необходимым сузить круг тех нарушений, которые следует считать гляциотектоническими. Так, Ю.А. Лаврушин (1976) называет гляциотектоническими только те нарушения, которые созданы активным ледником в породах ложа и остались не вовлеченными в его поступательное движение.

Наиболее ярким проявлением гляциотектоники в рельефе являются рассмотренные выше напорные краевые образования, корни которых нередко располагаются глубоко в недрах земной коры. К категории гляциотектонических процессов относятся также гляциоизостатические движения земной коры – ее опускания и поднятия, амплитуда которых равна  $1/3-1/4$  толщины налегающего или деградирующего льда. Кроме прямой роли в формировании поля высот земной поверхности неравномерные гляциоизостатические колебания земной коры проявляются в образовании морс-

ких и речных террас, в перекосах древних береговых линий озер и морей, в формах ледникового и водноледникового рельефа.

Необходимо отметить, что на фоне общих гляциоизостатических колебаний земная кора может испытать местные дифференцированные движения, обусловленные ее крайне неоднородным структурным планом. Подобным движениям амплитудой до нескольких десятков метров особенно подвержены зоны древних разломов, которые во время оледенений оживляются и затрагивают также тело ледника. Поэтому некоторые элементы и формы рельефа в областях современного и древнего оледенения приходится рассматривать как осложненные или заново созданные молодой гляциоизостатической тектоникой. Ее воздействие сказывается и в особенностях рельефообразования самого деградирующего ледника, например в закономерностях размещения по гляциотектонически ослабленным зонам ледника ложбин стока талых вод и других эрозионных и аккумулятивных форм. Доказательства активной роли неравномерных гляциоизостатических движений по разломам в формировании геологических структур и рельефа Балтийского кристаллического щита, северо-запада Русской равнины приводятся в работах Э.А. Левкова (1980), В.И. Кошечкина (1981), В.А. Исаченкова (1982) и других авторов.

### ГЛЯЦИОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЛАНДШАФТЫ

Свойственное ледникам разнообразие их структуры, динамических свойств и морфолитогенной активности, закономерно сменяющихся в пространстве и во времени по мере развития и деградации оледенения, находит выражение в образовании закономерных сочетаний (систем) ледниковых и водноледниковых форм рельефа – гляциогеоморфологических ландшафтов (Sugdon, John, 1976).

Зональная динамическая структура проявляется в образовании зональных гляциогеоморфологических ландшафтов, особенно характерных для областей покровного оледенения равнинных территорий (Асеев, 1974). В направлении движения ледника сменяют друг друга зоны развития процессов: слабой ледниковой эрозии (1); интенсивной эрозии (2); аккумуляции основной морены (3) в условиях интенсивного движения ледника с образованием вытянутых форм продольной ориентировки (друмлинов, флютинг – морены); аккумуляции основной морены в условиях ослабленного движения ледника с образованием вытянутых форм поперечной ориентировки (4) (ребристой морены); аккумуляции основной и абляционной морены в условиях мертвого льда с преобладанием изометричных моренно-камовых форм (5); краевой ледниковой аккумуляции и гляциотектоники (6); экстрагляциаль-

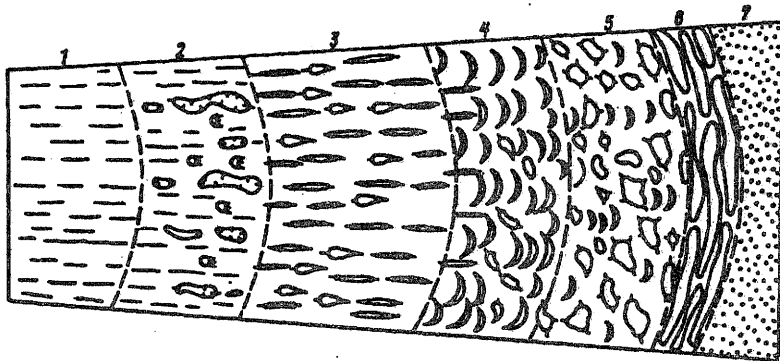


Рис. 62. Гляциодинамическая зональность ледникового рельефа, формируемого в условиях наземного покровного оледенения (пояснения см. в тексте)

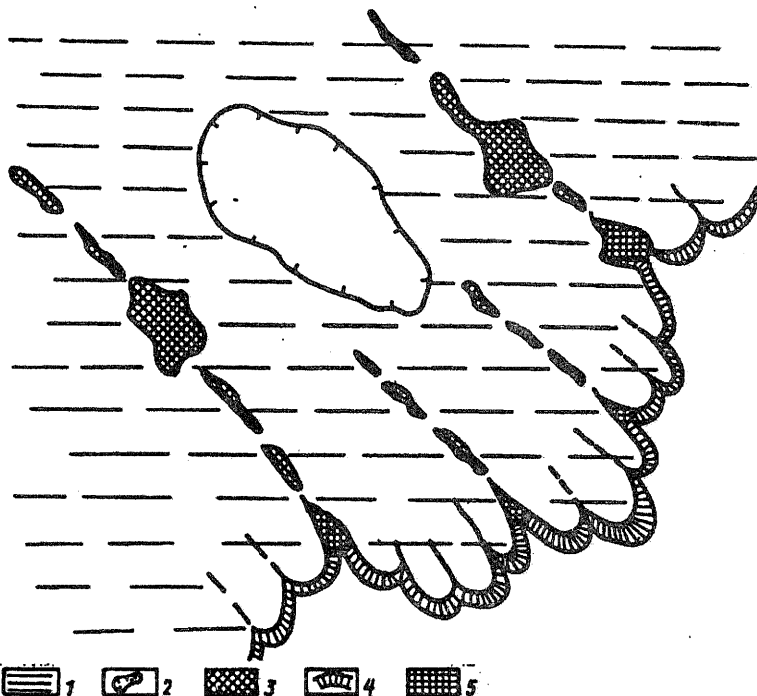


Рис. 63. Основные формы радиально-секторальной гляциодинамической структуры ледникового рельефа (1-5 см. в тексте)

ной водноледниковой эрозии и аккумуляции (7) (рис. 62).

Свойственная ледниковым щитам радиально-секторальная динамическая структура в виде серии выводных ледников разного

порядка и разделяющих их ледораздельных зон также находит выражение в рельефе в виде гляциодепрессионных формирований моренных, флювио-, лимногляциальных равнин (1), озерных котловин (2), разделенных радиальными моренными грядами и средними моренными массивами (3), ограниченных с дистальной стороны фронтальными грядами (4) и массивами (5) (рис. 63).

В действительности рельеф областей покровного оледенения формируется как сложное и разнообразное сочетание названных двух основных систем гляциогеоморфологических ландшафтов. Кроме того, он усложняется в результате смещения зон и регионов различной ледниковой активности в ранние фазы оледенения особенно при его деградации, когда на формы рельефа активного льда накладываются формы мертвого льда, на ледниковые формы – водноледниковые и т.п.

В условиях горно-долинного оледенения развивается система гляциогеоморфологических ландшафтных поясов – аналог гляциогеоморфологических ландшафтных зон областей покровного оледенения. Верхний пояс (выше снеговой границы) представлен серией каров, в процессе развития которых, сопровождающегося оступанием задней и боковых стенок, формируется особенно выразительный альпинотипный гляциогеоморфологический ландшафт высокогорий. Ниже располагается пояс горного рельефа, расчлененного трогами со свойственной им по падению сменой форм ледниковой эрозии, донной, береговой и фронтальной аккумуляции. Ниже фронтальных морен времени максимального оледенения располагается пояс долинных флювиогляциальных террас, которые в межгорных депрессиях и в предгорьях значительно расширяются, сливаются друг с другом в одну наклонную флювиогляциальную равнину.

Совершенно особый ландшафт возникает там, где долинныи ледники выходят на предгорную равнину, образуют расширения (лопасти), а местами сливаются друг с другом в один предгорный ледник. После стаивания льда на месте ледниковых лопастей формируются озерные котловины, которые с наружной стороны окаймлены дугообразными зонами конечных морен – моренными амфитеатрами. Особенно хорошо подобный ландшафт языковых или концевых бассейнов и моренных амфитеатров времени вюрмского оледенения выражен по северной и южной окраинам Альп.

Реально существующие гляциогеоморфологические ландшафты областей плейстоценового горного оледенения отличаются большим разнообразием и пестротой. Особенно характерна для гор ступенчатость (ярусность) ледниковых форм в виде ступенчатых каров, вложенных трогов, уступов флювиогляциальных террас, отвечающих разным эпохам и стадиям оледенений, развивающихся в условиях неравномерных тектонических поднятий горных сооружений.

В условиях "морского оледенения" формирование гляциоге-



оморфологических ландшафтов также совершается как под прямым, так и под косвенным воздействием ледников. По характеру и интенсивности этого воздействия М.Г. Гросвальд (1983) выделяет в пределах материковых окраин и абиссальных областей океана четыре зоны: побережье, континентальный шельф, материковый склон с его подножием и абиссальную равнину.

Побережья в тех местах, где ледниковые покровы распространялись с суши в сторону моря, обычно сильно расчленены ледниковой эрозией, отличаются резко извилистыми берегами фьордового типа, серией хорошо выраженных позднеледниковых и голоценовых террас, образовавшихся вследствие неравномерно-гляциостатического поднятия.

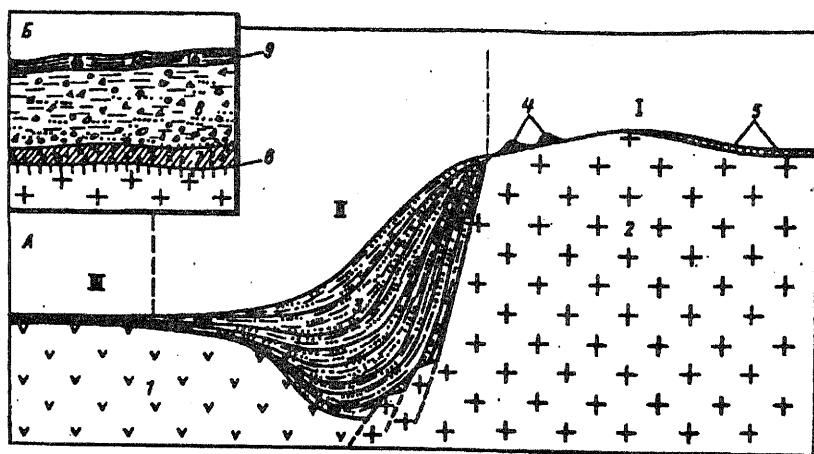


Рис. 64. Зональные различия следов геологической деятельности "морских" покровных ледников на континентальных шельфах и сопредельных частях океанского дна (Гросвальд, 1983): А - профиль через зоны шельфа (I), материкового склона и материкового подножия (II) и абиссальной равнины (III); Б - "нормальный" разрез молодого осадочного чехла гляциального шельфа. 1 - коренные породы абиссальных частей океанского дна; 2 - то же шельфа; 3 - ледниково-морские турбидиты; 4 - "морские" моренные гряды; 5 - экзарационная поверхность, прикрытая позднеледниковыми и голоценовыми осадками; 6 - та же поверхность на профиле Б; 7 - основная морена; 8 - ледниково-морские осадки; 9 - голоценовые морские илы

Гляциальным шельфам свойственна гляциодинамическая зональность ледникового морфолитогенеза, которая принципиально не отличается от охарактеризованной выше зональности областей древнего покровного оледенения суши (Матишов, 1984). Выделяются зоны: преобладающей ледниковой эрозии (истирания и выпахивания) с характерными для нее поперечными и продольными желобами-трогами и переуглубленными каналами подледникового стока талых вод; неравномерной ледниковой эрозии и аккумуляции; преобладающей ледниковой аккумуляции с прослеживаю-

щимися по внешней окраине шельфа краевыми холмисто-грядовыми моренно-камовыми формами, сложенными обломочным материалом мощностью до 200-300 м и более; перигляциальная с господством эрозионных и аккумулятивных водноледниковых форм (флювиогляциальных дельт, задров, каналов стока мутьевых потоков и др.); перигляциально-морская с господством процессов и явлений, протекающих на шельфах за пределами покровных оледенений, но под их влиянием (ледниково-морской аккумуляции материала, вытравивающего из айсбергов и шельфовых ледников).

Шельф и материковый склон интенсивно расчленены желобами-трогами, каньонами, оврагами, по которым мутьевыми потоками к материковому подножию выносятся огромная масса поставляемого ледниками взвешенного материала. В результате интенсивной аккумуляции ледниково-морских турбидитов (алевритисто-песчаных отложений турбулентных мутьевых потоков), а также других подводно-склоновых и потоковых отложений общей мощностью до нескольких километров происходит изостатическое прогибание материкового подножия и формирование многочисленных, нередко очень крупных конусов выноса, примыкающих к устьевым отрезкам каналов подводного стока (рис. 64). За счет столь мощной аккумуляции терригенного материала во время последнего оледенения произошло значительное разрастание шельфов в ширину, которое М.Г. Гросвальдом (1983) оценивается многими десятками километров.

На абиссальных равнинах во время оледенения происходило накопление ледниково-морских осадков, причем скорость аккумуляции значительно превышала скорость абиссального осадконакопления в условиях наступившего послеледниковья. Сказывалось усиленное поступление обломочного материала, разносимого айсбергами и вытравивающего из плавучих шельфовых ледников (океанический перигляциал Г.Г. Матишова).

## КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Криогенные процессы обычно действуют совокупно со многими геоморфологическими процессами. В той или иной степени мы касались этого в предыдущих главах (4, 5, 10, 11). Ниже мы остановимся на общих условиях развития, оценке влияния и геоморфологических результатах криогенеза.

Вопросами влияния криогенеза на рельеф занимались многие исследователи (А.В. Львов, Н.И. Сумгин, Н.И. Толстихин, И.Я. Баранов, П.Ф. Швецов, С.П. Качурин, А.И. Попов, В.Ф. Тумель, И.А. Некрасов, Н.Н. Романовский, Б.И. Втюрин, В.Л. Суходровский, А.Л. Уошборн и др.). Появились понятия "криоморфогенез", "криолитогенез", "рельефообразование в криолитозоне" и др., главным в которых является образование рельефа и рыхлых отложений при отрицательных температурах грунта, а также при попеременном промерзании и оттаивании последнего.

Подчиняясь ландшафтно-климатической зональности на равнинах и плоскогорьях и вертикальной поясности в горах, промерзание грунтов приводило и приводит сейчас к формированию в толще осадков ледяных образований в разной форме. По продолжительности существования пород в мерзлом состоянии выделяют: кратковременномерзлое (часы, сутки), сезонномерзлое (месяцы), многолетномерзлое ("вечномерзлое") состояния. Последнее длится без перерыва многие годы, века, тысячелетия (Толстихин, 1974). Эти состояния характеризуются постепенными переходами, в связи с чем находятся и постепенные переходы, а также формы геоморфологических процессов.

Мощности мерзлой толщи находятся в зависимости от ландшафтно-климатической зональности и истории своего развития. Если в арктических областях СССР они колеблются от 250 до 600 м при сплошном развитии вечной мерзлоты, то в южных областях наблюдается резкое уменьшение мощности мерзлых пород (до 1-2 м) при разобщении их ареалов ("островная" мерзлота) или полное исчезновение. С севера на юг изменяются и температуры мерзлых толщ (от -12 до -0,5 - 0,1°), а в связи с этим и величина "деятельного слоя", т.е. слоя сезонного промерзания и оттаивания пород.

А.И. Попов (1965) выделил две существенно различающиеся категории подземного льдообразования: лед, формирующийся непосредственно в горной породе; лед, сформировавшийся на

Сопоставление прямых рельефообразующих процессов в рельефе (по В.Л. Сухоброевскому, 1949; с изменениями)

Рельефообразующие процессы	Формы рельефа	
	деградации	преобладание аккумуляции
	курумы	
Криогенное выветривание и подповерхностный смысл	курумы	
Криогенное выветривание, криогенная десертция и подповерхностный смысл	курумы, нагорные террасы	
Морозобойное растрескивание, заполнение трещин грунтом	"каменные полигоны", выпуклые полигоны с жилами	"каменные полигоны", полигоны с грунтовыми жилами
Морозобойное растрескивание, заполнение трещин льдом	байджерах, выпуклые полигоны с псевдоморфозами по ледяным жилам	вогнутые полигоны с ледяными жилами, полигоны с псевдоморфозами по ледяным жилам
Морозобойное растрескивание, криогенная десертция и подповерхностный смысл	"каменные полосы"	
Пучение грунта	выпученные обломки, пятна-медальоны	выпученные обломки, пятна-медальоны, пучины, сезонные гидролакколиты, туфуры, бугры-могилишки, многолетние бугры пучения

Термокарст	термокарстовые западины и котловины	термокарстовые западины и котловины
Термокарст, термоденудация, термоэрозия, термоабразия	аласы, овраги, ниши	
Криогенная десерция, струйчатый подповерхностный смыл	каменные "потоки"	
Криогенная солифлюкция	солифлюкционные "полосы", потоки, террасы, покровы	солифлюкционные шлейфы и покровы
Криогенное сплывание	формы сплыва	сплывные тела
Криогенное сползание	ложбины и оползни	криогенные оползни
Криогенная солифлюкция и линейный смыл	делли	деллево-солифлюкционные шлейфы
Образование и таяние наледей	наледные "поляны"	наледные "поляны"
Термоэрозия, криогенные склоновые процессы	термоэрозийные берега, часто с байджеерахами	
Накопление и промерзание аллювия, термокарст		котловины флювиально-термокарстовых озер
Накопление и промерзание морских осадков, термокарст		лагуно-термокарстовые озерные котловины

дневной поверхности, но впоследствии погребенный рыхлыми отложениями (глетчерный, речной и т.п.). По генетическому признаку лед первой категории подразделяется на: 1) миграционный (или сегрегационный), образующийся из воды, содержащейся в тонкодисперсных осадках и выделяющийся при их промерзании и миграции воды к фронту промерзания; 2) инъекционный, локализующийся в грубодисперсных породах под влиянием гидростатического или гидродинамического напора (пластовые подземные наледы, гидролаколлиты и др.); 3) жильный, образующийся при замерзании воды в трещинах горных пород; 4) полигонально-жильный, образующийся в морозобойных трещинах и полостях, появляющихся при полигональных системах растрескивания; 5) цементационный, формирующийся в слабо увлажненных породах разного гранулометрического состава. Этот лед обычно рассеян в породе и не образует скоплений (Попов, 1965).

Из этой классификации отчетливо видно влияние на лед и подземное льдообразование гранулометрического состава рыхлых пород. Интенсивность миграции, содержащейся в грунтах воды, зависит от их дисперсности, плотности, температурного режима, источника поступления влаги. При этом величина удельной поверхности, пористость, минералогический состав глинистой фракции и природа обменных катионов взаимосвязаны и в совокупности определяют толщину и подвижность водных пленок и капиллярные свойства породы (Нерсесова, 1974), а тем самым — пути миграции влаги. Поэтому при прочих равных условиях глинистые грунты (в зоне криогенеза) почти всегда обладают повышенной льдистостью и соответственно большей способностью влиять на деформацию поверхности.

В свою очередь криогенные изменения в породах приводят к образованию глинистых частиц (Попов, 1967, Конищев, 1981), что позволяет предполагать некоторую возможность саморегуляции процессов криогенеза.

В общей схеме соотношения криогенных рельефообразующих процессов и рельефа (табл. 23) хорошо видно, что они всегда развиваются в определенных сочетаниях (трещинообразование со срывом или с заполнением льдом; термокарст с термоденудацией и термоэрозией и др.). При этом формируются различные комплексы мезо- и микрорельефа. Все многообразие криогенных форм рельефа подразделяется на две группы: структурную и аструктурную (по А.И. Попову). Первая связана с проявлениями морозобойных трещин и растрескиванием грунта при морозном усыхании; вторая — с явлениями термокарста, криогенным течением (или сползанием) грунта, пучением.

Не касаясь процессов криогенного выветривания и процессов на склонах, которые были изложены ранее (см. гл. 4, 5), остановимся на развитии структурного и аструктурного криогенного рельефа.

Процессы формирования структурного криогенного рельефа. В основе этих процессов лежит образование на начальной стадии трещин, связанных с уменьшением объема грунта при его промерзании или с усыханием (например, после оттайки в летний период). Эти системы трещин могут на смежных участках формироваться одновременно.

Главной причиной морозобойного растрескивания служат напряжения, связанные с изменениями объемов мерзлых пород, обусловленные (по П.А. Соловьеву и О.Н. Толстихино) температурными градиентами, изменением состояния воды в массиве горных пород, диагнезом осадков. Величина сдвигающего напряжения  $\tau_x$  у дневной поверхности, как показал Б.Н. Достовалов (1967), описывается выражением

$$\tau_x = \frac{1}{2}naGx \text{ grad}_z t,$$

где  $n$  – коэффициент меньше единицы, для малых деформаций – близкий к ней;  $a$  – коэффициент температурного расширения грунта;  $G$  – модуль сдвига мерзлого грунта;  $x$  – расстояние от свободной вертикальной поверхности до рассматриваемого сечения грунта;  $\text{grad}_z t$  – градиент температуры на глубине.

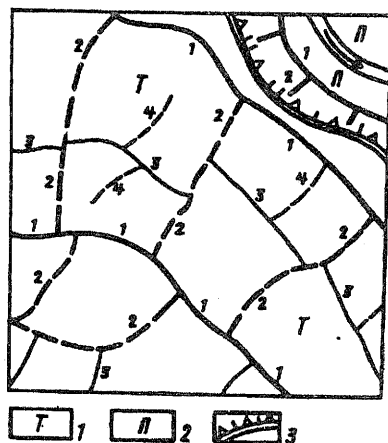


Рис. 65. Последовательность образования морозобойных трещин на поверхности речной террасы (по Б.Н. Достовалову и В.А. Кудрявцеву, 1967, с дополнениями): 1 – терраса, 2 – поймы, 3 – бровка террасы. Цифрами обозначена последовательность образования трещин

Обычно ориентировка морозобойных трещин "привязана" к первичным неровностям в очертаниях рельефа (бровке террасы, поймы; уступ берега, реки, озера и др.) и приспосабливается к

ним. В данном случае такие неровности служат ограничивающими поверхностями при распределении напряжений в промерзающем грунте (рис. 65). Из-за литологических неоднородностей пород очертания трещин бывают извилистыми. Б.Н. Достовалов и В.А. Кудрявцев предполагают, что трещинообразование протекает в определенной последовательности. Это связано с последовательностью реализации разрывающих напряжений, когда сначала образуются субпараллельные трещины, обособляющие блоки в виде вытянутых полос. Затем эти блоки делятся поперечными трещинами на части (рис. 65).

Заполнение трещин грунтом или льдом приводит к формированию "полигонального рельефа" разного вида. Размеры полигонов колеблются в значительных пределах (от 0,5-1,5 до 30-50 м). Если образование трещин протекает на протяжении осенне-зимнего периода, то заполнение их водой и грунтом обычно происходит в теплое время года.

Полигональный рельеф, формирующийся на суглинистых и пылеватых грунтах, претерпевает четыре стадии развития: роста, планации, разрушения, остаточную. После образования трещин и развития в них льда формируются полигоны с понижением в центре, обрамленные валиками. Валики под влиянием выветривания оползания грунта постепенно снижают поверхность. Их материал заполняет межблоковые понижения, консервируя ледяные жилы. Стадия разрушения полигонов связана с таянием ледяных жил и просадками поверхности (термокарст), а иногда и с термоэрозией. Наконец, полное вытаивание льдов приводит к появлению термокарстовых котловин, заполненных водой (аласов), развитие которых впоследствии протекает при одновременном участии озерных, криогенных, эоловых и биогенных процессов.

"Пятнистый" микрорельеф образуется преимущественно на участках, сложенных как пылеватыми, так и грубообломочными отложениями (междуречьях, склонах, днищах долин и котловин). Его формирование тесно связано с условиями увлажнения, в связи с чем изменяется форма и высота бордюра вместе с трещинами окаймляющего центральную часть пятна.

Процессы формирования аструктурного криогенного рельефа. Гидротермические движения грунта и связанные с ними вертикальные и горизонтальные деформации поверхности (см. гл. 5) характерны как для зоны криогенеза, так и для других ландшафтно-климатических зон. Среди них в группе аструктурных криогенных процессов выделяется пучение — широко распространенный среди других криогенных процессов. Криогенное пучение на большой площади, в более или менее однородных суглинистых и глинистых грунтах приводит к поднятию поверхности на 0,7-40 см (Русанов, 1961). Осадка такой поверхности после оттайки грунта обычно бывает чуть больше из-за уплотнения грунта, происходящего как в период поднятия поверхности (за счет сжимающих



вертикальных напряжений), так и в период снижения.

Более заметно выпучивание обломков вблизи трещин, что приводит к формированию "структурных фронтов", "каменных колец" и др. При наличии даже небольших уклонов поверхности (1-2°) "каменные полигоны", кольца и другие формы вытягиваются вниз по склону, образуя "каменные полосы". С гидротермическими движениями грунта связаны деформации даже горизонтальных поверхностей (Русанов, 1961).

С явлением попеременного промерзания и протаивания грунтов связан процесс "вымораживания обломков". Вымораживание проявляется тем сильнее, чем больше сопротивление обломков. Нередки случаи вертикального выпучивания глыб массой в несколько тонн.

Криогенное пучение на пологих склонах, пойменных и озерных террасах, днищах котловин часто приводит к образованию гидролакколитов. В зависимости от гидрогеологического режима (источник вод, их температура, дебит и др.) размеры гидролакколитов и их возраст могут сильно различаться. Например, известны многолетние гидролакколиты высотой в десятки метров и поперечником в сотни метров. Но есть и бугры высотой всего 1-2 м. Разрушение гидролакколитов приводит к появлению на их месте заболоченных западин.

Многократное промерзание и оттаивание верхних горизонтов грунта обуславливает формирование бугров-могильников, туфуров. На склонах это усиливает криогенную десерпцию, солифлюкцию, дефлюкцию, оползневые процессы, суффозионный вынос мелкозема (см. гл. 5).

Особой формой аструктурного криогенного процесса, влияющего на рельеф, является наледобразование. Причины его кроются в специфическом гидрогеологическом режиме подземных вод, связанном как с тектоническим строением территории, так и с особенностями промерзания днищ речных долин. Достигая мощности в несколько метров, наледи на долгое время (иногда на годы) изолируют крупные участки долин от деятельности других экзогенных (русловых, оловых, биогенных) процессов. При неоднократном воздействии наледей на поверхность образуются "наледные поляны", лишенные растительного покрова и сложенные слабо связанными грунтами. Размыв таких поверхностей во время паводков резко усиливает вынос рекой обломочного материала.

При разрушении волнами подземных льдов на берегах морей наблюдается термоабразионный процесс, определяемый однако во многом не только условиями залегания и структурой льдов, но и волновым режимом. Скорости термоабразионного отступания берегов бывают довольно велики. На берегах наших арктических морей они достигают 4-6 м/год (Сиско, 1970). Основной формой преобразования таких берегов является обрушение глыб.

Оно происходит после формирования клифа, который образуется сравнительно медленно из-за того, что длительное время море покрыто льдом и волнение не участвует в рельефообразовании берегов. Поэтому термоабразионный процесс отличается прерывистостью.

Таким образом, накладываясь на геоморфологические процессы, криогенез может как усиливать их деятельность, так и полностью прекращать ее.

## ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И МОРФОЛИТОГЕНЕЗ

Воздушные потоки в атмосфере – наиболее динамичной и подвижной среде, участвующей в рельефообразовании, – действуют повсеместно. Однако широкое развитие эолового морфолитогенеза возможно только там, где на обширных пространствах значительную часть года горные породы обнажены, не скреплены растительностью. Эти условия чаще наблюдаются в аридных и семиаридных странах. Эоловые формы известны также в полярных пустынях; в горах, выше пояса лесной растительности; по берегам морей, озер, рек со скудным растительным покровом. Формы эолового рельефа разнообразны. Наибольшие пространства на Земле занимают песчаные аккумулятивные и дефляционно-аккумулятивные формы, скопления которых – “песчаные моря” – нередко занимают сотни квадратных километров.

Хотя значимость рельефообразующей роли ветра в разных природных условиях не одинакова, процессы эолового морфолитогенеза в принципе однотипны. К настоящему времени доказана важнейшая роль в формировании эолового рельефа режима ветров и характера субстрата (гранулометрического состава и влажности грунта), неровностей поверхности, состояния и типа растительного покрова и др. Описаны формы эолового рельефа большинства аридных пустынь, предложены классификации и т.п. В то же время еще нет полной ясности в вопросе о динамике образования ряда крупных форм песчаного рельефа. Не вполне ясна связь форм эолового песчаного рельефа с характером первичных неровностей исходной поверхности и проявлениями дифференцированных новейших тектонических движений. Недостаёт данных для обоснованных количественных характеристик и др.

### ДЕСТРУКЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Воздействие ветра на рельеф осуществляется главным образом путем захвата, отрыва от поверхности и переноса в воздушном потоке раздельнозернистых (несвязных) частиц грунта. Этот процесс называют *дефляцией* (развеванием, выдуванием), а применительно к пахотным землям – *ветровой эрозией*. Несколько меньшую денудационную роль играет выбивание сла-

бо скрепленных частиц и разрушение горных пород за счет динамических ударов воздушного потока вместе с движущимися в этом потоке твердыми частицами — эоловая коррозия. Интенсивность дефляции зависит от потенциальной подвижности грунта, что во многом определяется подготовленностью последнего процессами выветривания. Особенно благоприятствует дефляции широко распространенное в аридных условиях солевое выветривание (Аристархова, 1971). При эоловой коррозии существенную роль играют твердость, структура, условия залегания, экспозиция разрушаемых пород. В обоих случаях, чем больше скорость и длительность воздействия ветра, тем больше его живая сила, тем значительнее совершаемая им работа.

По особенностям динамических условий ветровой поток близок (но не тождествен) водному потоку с турбулентным движением среды. Частота (менее 1 мин) и размах колебаний горизонтальной и вертикальной составляющих скорости и направления воздушных струй значительно больше, чем водных, а вихревые траектории разнообразнее. Данные, фиксируемые при стандартных метеорологических наблюдениях и обычно используемые при анализе эоловых процессов, дают лишь суммарный итог этой сложной и еще недостаточно изученной картины. Они характеризуют только среднюю горизонтальную скорость ветра и его направление, доминирующее в срок замера.

Минимальная скорость ветра, при которой начинается движение раздельнозернистых частиц, называют критической. Ветры, скорость которых превышает критическую, именуют активными. Значения критической скорости ветра для сухих нескрепленных частиц разного размера неодинаковы. Наименьшая скорость присуща сухому кварц-полевошпатовому мелкозернистому песку. Она соответствует силе ветра 3,5-4 м/с на высоте 1 м, а на высоте флюгера (10 м) — 5-6 м/с (при приближении к земной поверхности происходит торможение ветровых струй за счет трения). Расчеты зависимости изменения критической скорости ветра от высоты над поверхностью земли свидетельствуют, что хотя в общем скорость меняется пропорционально логарифму высоты, ее изменение близ поверхности Земли при плоской и неровной поверхности происходит неодинаково. В последнем случае эта скорость над возвышениями на 30% выше, а над понижениями на 10% ниже, чем при плоской поверхности. Отсюда следует, что при одной и той же средней скорости ветра на высоте флюгера при пересеченном рельефе над возвышениями дефляция начинается раньше и протекает интенсивнее. На распределение скоростей приземного слоя воздушного потока, степень его турбулентности, а значит, и на интенсивность эолового рельефообразования оказывает влияние и характер неровностей земной поверхности: их размер, форма, ориентировка относительно основного направления воздушных струй.

*Критические скорости ветра для сугли-  
частиц различных размеров*

Скорость ветра, м/с	Крупность частиц, мм
11-13	1,0-1,5
9-11	0,5-1,0
7-9	0,25-0,5
5-6	0,1-0,25
6-9	0,05-0,1
10-12	менее 0,05

Из табл. 24 видно, что при скоростях ветра меньше 5-6 м/с движение частиц начаться не может, критическая скорость ветра возрастает не только с увеличением размеров частиц, но и с их уменьшением. Последнее объясняется тем, что малые частицы подвержены коагуляционному сцеплению. Для начала перемещения влажных частиц тех же диаметров минимальные скорости ветра существенно выше. Так, при увеличении объемного содержания влаги в песках от 1 до 3% критическая скорость ветра возрастает вдвое. Если же содержание влаги в песке превысит 8-10%, а для суглинка или глины – 16%, воловый перенос становится невозможен. Максимальное количество пыли переходит в воздушную среду при относительной влажности воздуха менее 27%, что характерно для аридных стран.

Если произошел сдвиг частицы, ее дальнейшее движение поддерживается и при более низких скоростях ветра. Это происходит за счет энергии удара подскакивающих зерен песка, а для пылеватых частиц – за счет восходящих токов воздуха. Минимальную скорость ветра, при которой продолжается сальтирующее движение частиц в ветро-песчаном потоке, называют пороговой.

Отрыв песчаных частиц и начало их переноса ветром происходит в две стадии. При выведении частицы из состояния покоя на нее действуют силы лобового давления ветра и трения о поверхность. Когда первая сила превысит вторую, возникает разность давления воздушного потока над частицей, на ее фронт и под нее, поскольку из-за неровностей формы частицы и шероховатости поверхности идеально плотного прилегания частицы к субстрату в природе не бывает. Создается опрокидывающий момент, обеспечивающий сдвиг частицы, ее первичный отрыв. Силу, обеспечивающую первичный отрыв, называют аэродинамическим импульсом (А.И. Иванов, 1972). После отрыва, пока частица находится в пределах пограничного с поверхностью слоя с малыми скоростями ветра, она двигается короткими невысокими (до 2-3 см) скачками. Создается видимый эффект перекатывания (волочений) частиц. После этого насту-

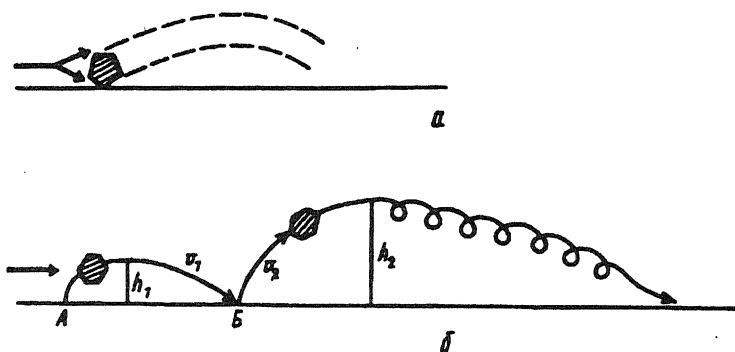


Рис. 66. Схема отрыва и переноса песчаной частицы под действием аэродинамического и ударного импульсов (по А.И. Иванову, 1972): а – первичный отрыв неплотно прилегающей частицы за счет аэродинамического импульса; б – отрыв частицы в точке А за счет аэродинамического импульса в точке В за счет сил упругости;  $v$  – скорость частицы;  $h$  – высота подскока частицы

пает вторая стадия, когда главной становится сила ударного импульса, возникающая за счет сил упругости при ударе частицы о поверхность. Сила ударного импульса на 1-2 порядка больше силы аэродинамического импульса. Она может во много раз превышать массу частицы и осуществлять ее вторичный отрыв от поверхности и вертикальный подъем на высоту в 10 см и более, где частица попадает в зону воздушного потока с более высокой скоростью ветра. При следующем падении частицы ударный импульс обеспечивает новый подъем и так далее. Начинается движение скачками – с а л ь т а ц и е й. Причем, как показали эксперименты в аэродинамических трубах, движение сальтирующих частиц винтообразное (рис. 66). Падая и ударяясь, частица не только сама отскакивает, но и выбивает соседние, вовлекая их в движение в воздушном потоке. При этом на последующий отскок расходуется приблизительно 33% энергии частицы, а на выбивание новых частиц, т.е. на разрушение субстрата – около 67%. Высота подскока частицы и длина траектории ее полета, имеющей вид параболы, зависят от сил ветра и удара. Поскольку сила удара зависит также от сопротивления воздуха и массы песчинок, при данной скорости ветра частицы определенного размера и массы могут достичь лишь ограниченной высоты. Поэтому высота массовых подскоков частиц и соответственно верхняя граница воздушного слоя, содержащего песок, резкие. При распространенных скоростях ветра (до 15-16 м/с) она не превышает 0,3-0,5 м от поверхности, причем более 90% песчинок переносятся на высоте до 10-11 см. При больших скоростях ветра массовый перенос песка (песчаные бури), грунта, снега (но не пыли) мо-

жет происходить в слое до 1-2 м от поверхности. Но даже при ураганах со скоростью ветра более 30-50 м/с песок выше чем на 2-2,5 м от поверхности не поднимается. Исключение представляют лишь воронки атмосферных смерчей, способных поднять на десятки метров и перенести на сотни метров не только песок, но и значительно более крупные предметы. Типичная песчаная буря представляет собой плотное облако с резко ограниченной верхней поверхностью, скользящее низко над землей, как ковер (Наливкин, 1970). Во время такой бури наиболее мелкие зерна переносятся в аэрозольном состоянии, основная масса, которую составляют средние зерна, — прыжками низко над поверхностью, а наиболее крупные зерна — волочением (рис. 67).

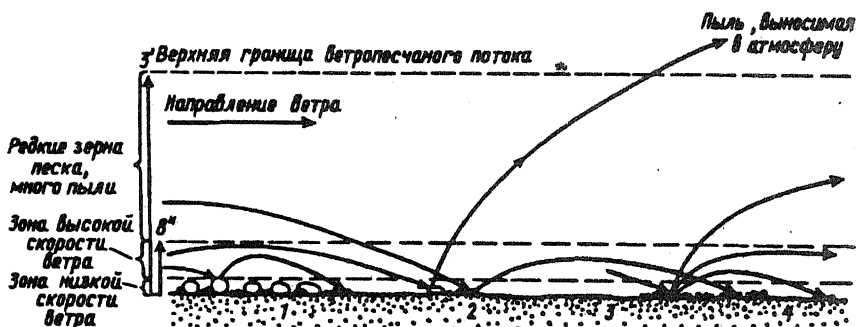


Рис. 67. Формы движения песчинок (по М.П. Петрову, 1973): 1 — грубые неподвижные частицы; 2 — зерна, ударяющиеся друг о друга и отскакивающие в воздух; 3 — зерна, ударяющиеся друг о друга (часть их отскакивает в зону высокой скорости); 4 — зерна, движущиеся по поверхности

Таким образом, воловая транспортировка песчаного материала происходит вблизи поверхности Земли. Количество песка, вовлеченного в ветровой поток, зависит главным образом от силы ветра (рис. 67). Так как сила ветра подвержена значительной пульсации, в ветропесчаном потоке постоянно осуществляется не только отрыв и перенос песчинок, но и их выпадение; при этом происходит сортировка песка по крупности.

Для точного определения транспортной способности и твердого расхода ветропесчаного потока, которые в общем виде прямо пропорциональны скорости ветра, предложен ряд уравнений. Однако ни одно из них не универсально, поскольку включает эмпирические коэффициенты, учитывающие природные показатели, трудно поддающиеся замерам (удельная масса и диаметр частиц, вязкость воздушного потока, плотность и влажность грунта, шероховатость поверхности и т.п.). Приблизительную оценку транспортирующей способности ветрового потока может дать расчет потенциала переноса (Исследование, посвященное песчаным мо-

рям Земли, 1979), характеризующий в условных векторных данных количество сухого кварцевого мелкозернистого песка, который может быть потенциально перенесен ветром данной силы и направления за установленный период времени. Рассчитывается потенциал переноса (П.П.) по формуле:  $П.П. = \frac{v^2(v-v_{п})}{100}t$ , где  $v$  – скорость ветра на высоте флюгера;  $v_{п}$  – пороговая скорость ветра для сухого кварцевого песка размерностью 0,25-0,30 мм при обнаженной плоской поверхности;  $t$  – процент встречаемости ветра данной силы относительно исследуемого промежутка времени. Векторы П.П. по каждому из направлений ветра удобно использовать при построении роз направлений переноса песка.

Пески часто проявляют агрессивность. Образованные ими подвижные формы рельефа (барханы, дюны и др.) надвигаются на прилегающие территории со средней скоростью от 10 до 60 м в год (чем форма крупнее, тем медленнее она движется). Дальше других переносятся легкие зерна, поэтому навешанные формы песчаного эолового рельефа на чуждом (не песчаном) субстрате обычно представлены тонкозернистыми песками. В целом же крупные массивы эоловых песков относительно стационарны и за историческое время своих контуров существенно не изменили. Причину этого обычно видят в фиксации песчаных накоплений растительностью и в формировании над песчаными пустынями местных очагов низкого (летом) и высокого (зимой) давления, что приводит к образованию окаймляющих пустыню систем вихревых ветров, ограничивающих дальний перенос песка.

Иначе осуществляется перенос ветром частиц диаметром менее 0,05 мм. Оторванные от поверхности пылеватые частицы под влиянием атмосферной диффузии могут находиться во взвешенном состоянии длительное время, поднимаясь вертикальными токами атмосферных турбулентных вихрей и так называемых термик-вихрей, возникающих за счет инсоляционного прогрева приземного слоя воздуха; в пустынях они образуют быстро перемещающиеся узкие спиральные столбы пылевых смерчей высотой до 200-500 м. Особенно много поднимается в воздух и переносится пыли циклоническими бурями, вертикальная мощность которой достигает 1-2 км и более. Хотя продолжительность каждой такой бури колеблется от десятков минут до нескольких часов (реже 3-5 сут), повторяются они достаточно часто (в среднем от 70 до 200 дней в году) и являются мощным геологическим и геоморфологическим фактором. Достигая в конце концов общециркуляционных потоков воздуха, пылеватые частицы могут переноситься с ними на большой высоте (до 1,5-3 и даже 6-7 км) и на расстояние в тысячи километров (иногда на 3000-3500 км).

Значительность деструкционной работы ветра несомненна. Об этом свидетельствуют: практически полный эоловый снос пыли с каменистых плакорных участков, отшлифованные ветропесча-



ным потоком скалы, щебень и галька (ветрогранники), множество разнообразных малых и крупных форм выработанного эолового рельефа (от каменных сот до обширных котловин и впадин), частые песчаные и пылевые бури, разрушительные эффекты ветровой эрозии сельскохозяйственных земель. Особенно велика деструкционная работа ветра в аридных условиях на осадочных, существенно глинистых породах, основным продуктом выветривания которых являются частицы пылевой размерности. За счет солевого выветривания, дефляции и корразии здесь возникают многочисленные формы микрорельефа в виде сот, ячей, ниш, выдутых скал, причудливых колоннад, башен, "замков". Деятельностью ветра образуются ложбины, останцы и гряды выдувания, ярданги; формируются котловины выдувания, крупные замкнутые бессточные впадины. Дефляция и корразия не только моделируют, но и, подобно эрозии или абразии, преобразуют склоны. Такковы крутые, до отвесных и нависающих, склоны останцов, гряд, ложбин, котловин, а также глубоких (сотни метров) бессточных впадин, созданных длительно действующим солончаково-дефляционным процессом в областях пустынных плато, сложенных осадочными породами.

Ярким примером рельефа, созданного в результате разрушения ветром наклонной пластовой равнины, являются "эоловые города", открытые В.А. Обручевым. Грядовые возвышенности и дефляционные останцы котловины Орху в Джунгарской депрессии поднимаются на высоту 180-350 м над дном котловины. Останцы имеют вид пирамид, башен, зданий, игл, стен, сконцентрированных на площади в 300 км<sup>2</sup>.

В горных областях эоловая деструкция действует избирательно. Выше верхней границы леса она отмечалась в Карпатах, Прибайкалье, Приэльбрусье, Забайкалье, Северо-Шотландском нагорье, на Аляске, Скалистых горах, Шпицбергене и в других регионах. Характерными формами ее проявления являются нивально-дефляционные ниши, котловины выдувания, корразионные борозды, плитчатые мостовые (Прибайкалье, Татры и др.). Особенно способствуют эоловой деструкции морозобойные трещины и зоны тектонической трещиноватости.

Данные о скорости образования различных форм выработанного эолового рельефа и интенсивности эоловой денудации в целом немногочисленны и пестры. Иногда (солончаковая дефляция и т.п.), как видно из составленной Б.А. Федоровичем (1970) таблицы данных натуральных наблюдений, она выражена в сантиметрах и даже первых десятках сантиметров в год. Небольшие (до метра) останцы, гряды, ложбины выдувания нередко возникают буквально на глазах – в течение одного-двух сезонов. В Татрах стенки нивально-дефляционных ниш отступают со скоростью 1-2 см в год. В то же время расчеты за геологическое время (голоцен и больше) не позволяют оценить среднюю скорость дефляции

выше, чем десятые доли миллиметра в год. Так, для образования за четвертичное время путем дефляции даже огромной котловины Карын-Ярык в Западном Казахстане объемом порядка 1000 км<sup>3</sup>, оказалось достаточно средней скорости дефляции в 0,4 мм в год (Федорович, 1954). Аналогичный результат — 0,2-0,3 мм/год за голоцен дал расчет средней скорости образования дефляционной котловины глубиной 20 м в Центральной Сахаре (Hagedorn, 1974). Средняя величина скорости снижения поверхности при эоловой деструкции в Судетах составила 0,0027 мм/год. Однако можно утверждать, что потенциальная современная интенсивность дефляции превышает среднюю скорость одновременной подготовки мелкозема выветриванием по меньшей мере в два раза.

Существенно большие скорости дефляции показывают количественные оценки ветровой эрозии сельскохозяйственных земель. Из наблюдений за пыльными бурями видно, что в зависимости от состава грунта (суглинок, супесь, песок, степень гумусированности и т.п.) состояния пашни и скорости ветра за одну пыльную бурю может быть снесен слой мощностью 10-30 см. Об интенсивности дефляции говорят также количества выдуваемой и выпадающей пыли. Так, в Туркмении после 10-минутной пыльной бури на площади 8400 км<sup>2</sup> выпало около 100 кг/га пыли (Кальянов, 1976). Аналогичные и еще большие цифры (до 800 т на кв. милю) для юга европейской части СССР, Северного Кавказа, Украины, штатов Айдахо, Орегон, Северная Дакота в США приводит Д.В. Наливкин (1970).

### АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Эоловая аккумуляция происходит тогда, когда в связи с ослаблением скорости ветра, торможением ветровых струй у препятствий и иными причинами энергии ветрового потока оказывается недостаточно для поддержания переноса пылинок во взвешенном состоянии, а частиц песчаной размерности — в ветро-песчаном потоке. Кроме того, выпадая из воздушной среды непосредственно или вместе с дождем и снегом, частицы (особенно пылеватые) примешиваются и, вероятно, в значительном количестве, к осадкам иного генезиса: речным, озерным, морским, ледниковым и др. Выделить "эоловую долю" в осадках иного генезиса трудно, и этот вид аккумуляции, как правило, не учитывается. Особенности собственно эоловой аккумуляции пыли и частиц песчаной размерности различны.

Для поддержания пылеватых частиц во взвешенном состоянии достаточно скорости ветра порядка 2-3 м/с. Если же она падает ниже 2 м/с, что из-за пульсационного характера воздушного потока при малых средних скоростях ветра происходит неоднократно, пыль осаждается и остается на земной поверхности,

закрепляясь на стеблях и листьях растений, шероховатой поверхности. В итоге, не считая пылинок, выпадающих на землю с осадками, постепенно накапливается вполне ощутимый слой пылеватых отложений. Выше говорилось об огромных количествах единовременно (после одной бури) выпадающей пыли. Если же учесть среднюю частоту повторяемости пыльных бурь, геоморфологическая значимость эоловой аккумуляции пыли становится очевидной.

Данные о прямых наблюдениях и расчетах среднегодовой скорости эоловой аккумуляции пыли за историческое время в пустынях, полупустынях и степях дают цифры от 0,1 до 3,0 см/год. Если считать, что окончательно закрепляется и сохраняется на земной поверхности не более одной сотой части от осевшей за год пыли, получится слой осадка порядка 1-3 м за голоцен. Таким образом, в определенных условиях пылеватые частицы образуют эоловые осадки, которые затем в результате уплотнения, частичного переотложения, почвенного и диагенетического преобразования, превращаются в лёссы и лёссовидные породы. Конечно, твердые частицы мельчайших размеров, составляющие основу лёсса и лёссовидных пород, в разных физико-географических условиях могут образовываться и накапливаться в осадки по-разному, не только путем эоловой аккумуляции (например, за счет физического выветривания на месте, пролювиально-делювиального сноса и др.). Однако, как показало большинство исследований, затрагивающих проблему генезиса лёсса (работы В.А. Обручева, В.М. Синицына, Б.А. Федоровича, А.С. Кесь, И.П. Герасимова, Э.М. Мурзаева и др.), основная масса лёсса, особенно в перигляциальной зоне древних оледенений и в семиаридных условиях, имеет эоловое происхождение. Об этом свидетельствуют близкий гранулометрический и минералогический состав пыли, вынесенной из пустынь, и состав большинства типичных лёссов, представленных мощными (десятки метров) толщами; покровный характер залегания лёссов, слагающих как склоны, так и междуречья, часто без существенного изменения мощности покрова; зональность как механического состава лёссов (более грубых ближе к песчаным пустыням и более глинистых — дальше от них), так и поясов лёссовых накоплений по отношению к областям дефляции и в зависимости от преобладающей системы ветров. Особенно ясно зональность видна по периферии песчаных и каменистых пустынь, окруженных горами. Поскольку высота развития обычных пыльных бурь редко превышает 2 км, основная масса пыли, выносимой ветром из таких пустынь, оседает на склонах предгорий, где мощность лёсса достигает десятков и первых сотен метров. Нередко лёссы имеют специфический волнисто-грядовый рельеф, где гряды и волны ориентированы по направлению господствующих ветров одного направления. Более всего лёсс распространен в предгорьях и у подножия гор в арид-

ных районах (горы задерживают пыль, переносимую воздушными потоками), по окраинам современных пустынь, где среднегодовые скорости ветра малы (менее 2-2,5 м/с), и по южной периферии перигляциальной зоны, где в эпохи четвертичных оледенений существовали холодные степи и полупустыни.

Рельефообразующая роль продуктов эоловой аккумуляции пыли и образовавшихся на ее основе лёссовых и лёссовидных толщ проявляется преимущественно в сглаживании (засыпании) первичных неровностей. Характерные для лёсса, как породы, просадочные западины, отвесные стенки и другие литогенные элементы мезо- и микрорельефа вторичны и к эоловому рельефообразованию прямо не относятся.

В отличие от эоловой аккумуляции пыли, осуществляющейся в основном за пределами ее выноса, области дефляции и накопления частиц песчаной размерности разобщены слабо. Эоловая аккумуляция песка не только один из видов литогенеза, но и вместе с дефляцией способ образования форм эолового рельефа. Поэтому Б.А. Федорович полагал, что формы песчаного эолового рельефа правильнее называть "дефляционно-аккумулятивными" а не "аккумулятивными", как принято в настоящее время.

Эоловые песчаные накопления образуются из уже разрыхленной сыпучей породы. Чаще всего это отложения, ранее прошедшие водную обработку. Случаи возникновения эоловых песков непосредственно за счет перевевания элювия литифицированных пород немногочисленны. Преобладают эоловые пески, сформировавшиеся за счет перевевания отложений аллювиального, дельтового, пролювиального, морского, озерного, флювиогляциального генезиса.

Песчаные эоловые накопления формируются либо прямо на территории распространения исходной толщи, либо неподалеку от нее. В первом случае пески называют перевеянными (перемещенными). Они не потеряли пространственной связи с материнскими песками и перекрывают их слоем большей или меньшей мощности. Во втором случае говорят о навейных (перемещенных) песках. Перенесенные ветром на некоторое расстояние и потерявшие непосредственную пространственную связь с исходными осадками, навейные пески залегают на чуждом субстрате.

Признаки исходных отложений в эоловых песках часто сохраняются. Лишь при весьма длительной обработке ветром образуется особый тип эоловых песков без признаков исходной породы. Такие пески обычно состоят из прекрасно окатанных и полированных зерен (фракция 0,15-0,25 мм) наиболее устойчивых минералов (кварца, циркона, граната, магнетита), имеющих характерный желто-коричневый цвет.

Степень гранулометрической и минералогической сортированности и окатанности эоловых песков зависит от длительности и типа (перевеянные или навейные) эоловой обработки. По срав-

нению с материнскими в эоловых песках улучшается сортировка и окатанность, снижается количество разнозернистых частиц, резко (до 1,5-2%) уменьшается содержание пылеватых фракций и направленно убывает разнообразие минералов. Одновременно происходит относительное увеличение содержания твердых минералов, нередко появляются новообразованные минералы (гипс, кальцит). В перевеянных песках, кроме того, увеличивается содержание тяжелых минералов, а в навеечных – возрастает содержание легких минералов и фракций 0,15-0,1 и менее 0,1 мм.

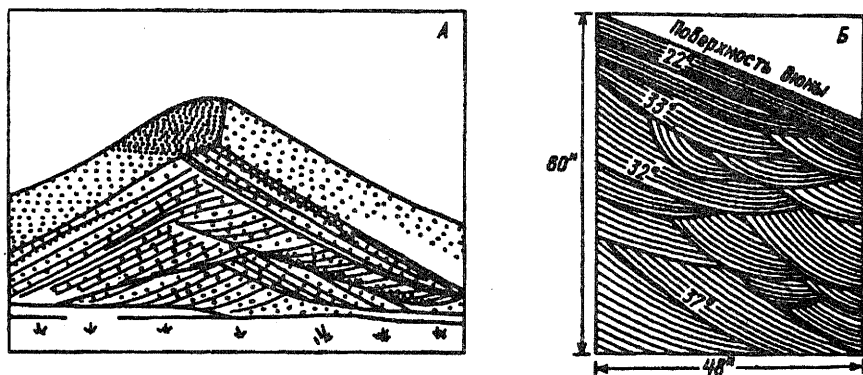


Рис. 68. Косая слоистость в разрезе ливнейной гряды в Ливийской пустыне (А) (по М.П. Петрову, 1973). Слоистость в разрезе поперечной высокой дюны, закрепленной растительностью. Направление ветров слева направо. О. Мустаг, Техас (В) (по МакКее, 1953)

В эоловых песках, особенно в семиаридных условиях, часто отмечается разнообразная слоистость (рис. 68): то неправильно-параллельная волнистая, то отчетливо косая, характерная для барханов, то полого-клиновидно-косая, описанная О.К. Леонтьевым и Н.И. Фотеевой (1965) в разрезах реликтовых эоловых форм (баровских буграх) в Прикаспии. Во внепустынных районах помимо прибрежных дефляционно-аккумулятивных эоловых образований заметная аккумуляция эолового материала наблюдается на поверхностях ледников и в горах, выше границы леса. На поверхностях ледников эоловый материал (пыль, песок, а также обработанный ветром щебень) концентрируется в западинах и ложбинах ледовых покровов, образуя особый тип отложений, названный В.Л. Суходровским криоконитом. В горных областях эоловая аккумуляция осуществляется неравномерно. Эоловый материал заполняет трещины в скалах, накапливается в зонах "ветровой тени", оседает в привершинных частях хребтов у верхней границы леса, образует лёссовидные покровы. По данным Г.С. Ананьева, как показывают стационарные наблюдения в горах (в Восточных Карпатах, Татрах, Судетах, на Шницбергене),

суммарная эоловая аккумуляция составляет от 235-430 г/м<sup>2</sup> до 1,37 кг/м<sup>2</sup> год. На широких открытых пространствах песчаный материал, как и на равнинах, слагает небольшие дюны, образует холмики-косы, песчаную рябь.

Известны разные классификации эоловых отложений: по происхождению исходного материала, по гранулометрическому и минералогическому составу, по присущим им формам рельефа и др. Одной из наиболее полных и геоморфологичных является классификация А.В. Сидоренко (1961). В ней выделяются три класса эоловых накоплений: 1) крупный обломочный материал, обработанный ветром, но не подвергшийся транспортировке – коррадированные и отшлифованные ветром глыбы, щебень, галька (ветрогранники); 2) песчаный материал в областях сопряженной дефляции, транспортировки и аккумуляции, который по генезису исходного материала подразделяется на эолово-аллювиальные, эолово-дельтовые, эолово-пролювиальные, эолово-прибрежно-морские и прибрежно-озерные, эолово-элювиальные отложения; 3) выдутый пылеватый материал в области его аккумуляции, разделяющийся на отложения "теплого" типа (мелкозем, принесенный воздушными потоками из аридных пустынь и полупустынь) и отложения "холодного" типа, сформированные за счет разветвления песчаных накоплений в краевых приледниковых областях эпохи материкового оледенения.

### ФОРМЫ ПЕСЧАНОГО РЕЛЬЕФА

Наиболее заметным и распространенным геоморфологическим отображением деятельности ветра являются дефляционно-аккумулятивные формы песчаного рельефа. Несмотря на однотипность рельефообразующего агента (ветра) и материала (песка), эоловый рельеф песков, особенно в песчаных пустынях и полупустынях, весьма разнообразен. Различны площади песчаных массивов и "морей" (от первых десятков до сотен тысяч квадратных километров), типы образующих песчаные скопления эоловых форм рельефа, облик и размеры отдельных форм. Причиной этого является многообразие сочетаний главных действующих факторов: типа и количества рыхлого субстрата и степени его скрепленности; режима ветров (по скорости и потенциалу переноса П.П.)<sup>1</sup>, господствующим направлениям и характеру вихрей воздушного потока; времени воздействия.

Главные закономерности формирования песчаного эолового рельефа заключаются в следующем.

---

<sup>1</sup> Потенциалом переноса (П.П.) называют меру количества песка, который может быть потенциально перенесен ветром данной силы за установленный период времени.

Во-первых, прослеживается зависимость морфологии песчаного рельефа от режима ветров по типу господствующих направлений и энергетики воздушных потоков (рис. 69; табл. 25). Обычно выделяют пять типов рельефообразующих ветровых режимов: 1) резкого преобладания ветров одного направления; 2) двух преобладающих встречных направлений ветров однотипной энергетики; 3) двух господствующих направлений ветров, близких П.П., ориентированных друг к другу под острым углом; 4) двух господствующих направлений, ориентированных перпендикулярно друг к другу; 5) господствующих направлений с близким П.П. более двух или с отсутствием доминирующих румбов.




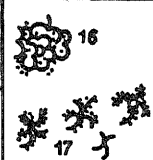

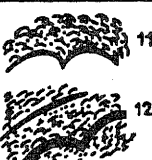


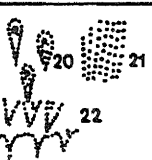
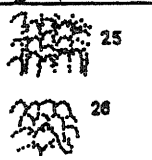

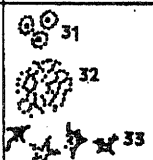
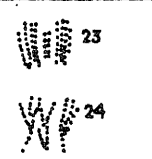
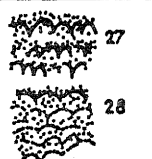
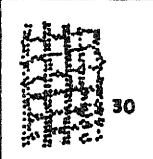
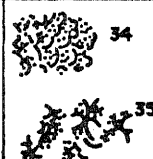

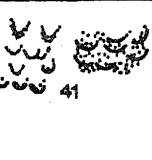

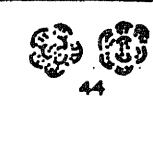


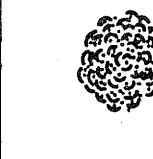
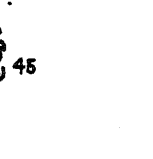
Каждому из этих типов режима ветров соответствует своя морфологическая группа форм рельефа, которые можно объединить в четыре основных класса песчаных (дюнных)<sup>1</sup> форм: 1) формы асимметричные с пологими наветренными и крутыми подветренными склонами, ориентированные поперек к господствующему направлению активных ветров. Таковы все серповидные (полумесяцеобразные) образования (барханы, барханные цепи и различные параболические дюны); 2) формы, ориентированные продольно к господствующему направлению активных ветров. Это протяженные, часто ветвящиеся и извилистые простые и комплексные линейные гряды с двумя симметричными склонами осыпания; 3) формы радиально симметричные без ясно выраженной связи с направлениями господствующих ветров – пирамидальные (звездообразные), а также куполовидные (сводовые) дюны; 4) сложные группы форм с образованиями разной симметрии и разной ориентированности по отношению к господствующим ветрам.

Во-вторых, отмечается присутствие в большинстве крупных песчаных массивов ("морей") в пределах одного класса эоловых форм, соподчиненных образований разных масштабных категорий.

Самые малые формы по длине и амплитуде измеряются сантиметрами и, как правило, не превышают 1-2 м. Возникают они при малых активных скоростях ветра и построены сравнительно просто. Средние формы измеряются метрами и десятками метров (длина волны от 3-50 до 100-600 м, амплитуда – от 2-10 до 20-30 м). Они образуются при средних и высоких активных скоростях ветра, построены просто, легко обнаруживают генетическую зависимость от режима ветров. Крупные формы имеют длину волны от 300 до 5000 м и более, амплитуду от 50-60 до 300-450 м. Они обычно состоят из комплекса слившихся, надвинутых друг на друга или наложенных малых или средних форм. Полагают, что сосуществование однотипных эоловых форм разных размеров

---

<sup>1</sup> Термин "дюна" часто (особенно в иностранной литературе) используют как родовое понятие для обозначения всех видов форм эолового песчаного рельефа.

Ражим ветров	Типы аккумулятивного эолового рельефа песков					
	пассатный ↓ ↓	муссонно- бризный ↓ ↓	интер- формционный + +	конвекционно- циклональный + +		
пустынные (аридные и семиаридные)	оглаженные	А. Простые				
		Б. Комплексные				
полупустынные	А. Простые					
		Б. Комплексные				
преимущественно внепустынные (прибрежные и др.)	А. Простые					
		Б. Комплексные				



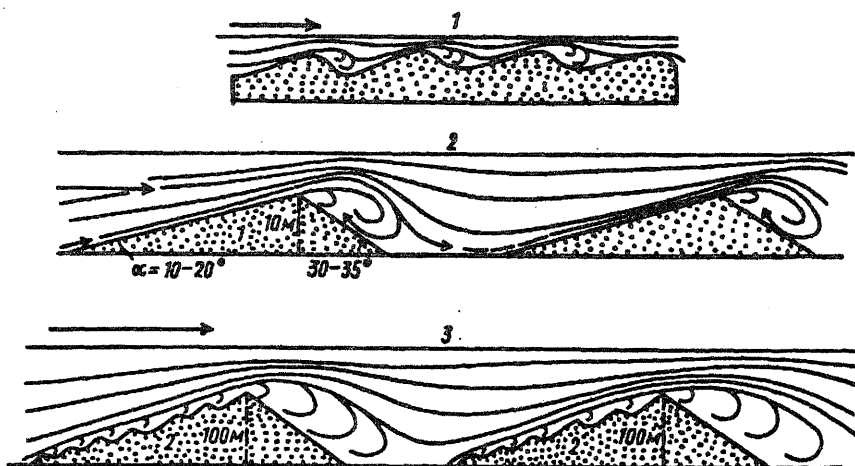


Рис. 70. Трехъярусное расположение систем вихрей разных масштабов и соответствующие им формы эолового рельефа (по М.П. Петрову, 1973): 1 – рябь, высота до 1-1,5 м, 2 – система параллельных барханных цепей, высота до 10-15 м, 3 – сложные барханные гряды, высота до 100 м

связано с воздействием разномасштабных воздушных вихрей, характерных для нижнего слоя атмосферы (рис. 70). Однако несомненно и то, что образование комплексных крупных форм в значительной мере зависит от длительности эолового процесса. Кроме того, аномально большие формы и группы форм эолового релье-

Рис. 69. Типы аккумулятивного эолового рельефа песков: 1 – щитовидные скопления; 2 – то же с воронкой – эмбриональный бархан; 3 – серповидный бархан симметричный; 4 – то же несимметричный; 5 – продольные ветру групповые барханы и барханные гряды; 6 – барханный поезд; 7 – продольная барханная гряда с диагональными ребрами (а) и с диагональными ребрами из комплексных барханных цепей (б) ("китовые спины"); 8 – барханный вал с гребнем из барханных пирамид; 9 – групповые барханы; 10 – простые барханные цепи; 11 – комплексный бархан с "чешуей" из простых барханных цепей; 12 – комплексные барханные цепи; 13 – клиновидные барханы мелкие; 14 – то же крупные; 15 – колечкато-сдвоенные и скрещенные комплексные барханные цепи; 16 – циркульные (ячеистые) барханы; 17 – пирамидальные барханы; 18 – округлые барханные вздутия; 19 – комплексные барханные пирамиды; 20 – прикустовые косички и холмики-косы; 21 – мелкие гряды; 22 – стрело- и клиновидные; 23 – мелко-крупногрядовые; 24 – узорно-грядовые; 25 – грядово-лунковые; 26 – лунковые; 27 – граблевидные; 28 – поперечно-грядовые; 29 – перекрестные; 30 – решетчатые гряды; 31 – прикустовые бугры и холмы-чоколаки; 32 – мелкоячеистые; 33 – мелко-пирамидальные; 34 – крупноячеистые; 35 – крупно-сложнопирамидальные; 36 – прибрежные валы; 37 – параболические дюны; 38 – шпильковидные дюны; 39 – парные продольные дюнные гряды; 40 – комплексные параболические дюны; 41 – полукруглые дюны; 42 – полукруглые комплексные дюны; 43 – мелкие кольцевые дюны; 44 – крупные дюны; 45 – комплексные циркульные дюны. А – простые малые и средние формы (одиночные, групповые, сплошные поля), Б – комплексные формы (крупные формы в сочетании с малыми и средними с преобладанием сплошных полей). Стрелки показывают преобладающее направление ветров (По В.А. Фёдоровичу)

*Морфологическая классификация основных форм золотого (Южного) рельефа песчаных морей в зависимости от режима ветров и прочих условий (составлена по кн. "Исследование, посвященное песчаным морям Земли", 1979)*

1	2	3	4	5
Название форм	Морфология (по изображениям на космофотоснимках Ландсат) и распространённые средние размеры (в км): длина-Д, ширина-Ш; расстояние между гребнями (длина волны)-Р; диаметр-Дм	Ориентировка относительно направлений активных ветров и типы ветровых режимов	Прочие особенности	Распространение
1	2	3	4	5
I. Золотые формы песчаных массивов, оголенных (преимущественно) и частично закрепленных.				
Характерны для пустынь и полупустынь аридных территорий				
1. Линейные дюны:	Симметричные линейные дюны с двумя склонами осыпания, прямые, слегка извилистые, иногда ветвящиеся; длина гряд больше их ширины. Образуют параллельные ряды, разделенные дефляционными песчаными, каменистыми или скальными коридорами	Параллельно или субпараллельно результирующему направлению активных ветров	Вблизи орографических препятствий интервалы между грядами увеличиваются. Зависимость интервалов гряд от длины и размеров гряд от длины пути ветрово-песчаного потока не наблюдается	Преимущественно в аридных пустынях Южного полушария. Широко известны в Австралии, в Южной части Африки, на юго-западе Саудовской Аравии (Руб-эль-Хали), местами северной Сахаре. Встречаются в Сев. Америке (США, Аризона), Средней Азии
а) простые	а) узкие, нередко ветвящиеся, гряды с двумя склонами осыпания (Д=3,5-25,0; Ш=0,05-0,4; Р=0,15-1,5)			

б) комплексные	б) широкие гряды, осложненные вторичными простыми грядами, часто иной ориентировки (перистыми) (D=40-190; Ш=0,9-1,2; P=1,9-2,2)			
в) сложные	в) широкие гряды, осложненные вторичными простыми и комплексными волновыми формами иных типов (барханнами, пирамидалевыми и др.) D=30-80, слившиеся до 1000; Ш=0,9-1,5; P=2,2-2,3			
2. Полумесяцеобразные (серповидные) дюны:	Асимметричные холмы и гряды с одним склоном осыпания. В плане полумесяцеобразной формы с краями сегментов (рогов), вытянутыми по ветру. Ширина форм примерно равна длине или больше. Образуют группы (в том числе и эшелонированных коротких гряд - барханье поезды), но чаще параллельные гряды. Бывают единичны	Перпендикулярно результирующему направлению активных ветров	В зависимости от длины пути ветрового потока в результате уменьшения запаса песка крупные формы сменяются меньшими (поперечная гряда - барханый гребень - бархан). Комплексные и сложные формы типичны для районов с избытком песка; простые - где песка относительно мало. Простые формы чаще навесные	Во всех пустынях мира. Особенно большие пространства занимают в пустынях Северного полушария. Широко известны: на юго-востоке Саудовской Аравии (Руб-эль-Хали) в Сахаре, пустынях северного Китая (Такламан), в Средней Азии, на западе Аргентины, на западе Северной Америки
а) простые	Единичные формы - барханы; короткие параллельные ряды соединенных барханов - барханье гряды; небольшие барханье группы (D=0,07-0,84; Ш=0,1-1,6; P=0,1-1,1)			

Продолжение табл. 25

1	2	3	4	5
б) комплексные (мегабарханы)	Крупные протяженные гряды с одним склоном осыпания; состоят из серии дугообразных сегментов, слившихся по простиранию. Навстречные склоны гряд осложнены простыми барханами или барханными грядами ( $D=0,6-2,2$ , даже 9,6; $Ш=0,7-4,1$ ; $P=1,2-2,3$ )			
в) сложные	Аналогичны комплексным, но осложнены на навстречном склоне или на гребнях формами иного типа (чаще всего пирамидальными и звездообразными). Размеры аналогичны комплексным формам			
3. Реверсионные дюны (колеблющиеся барханы). Известны в виде простых форм	Гряды с двумя почти симметричными склонами, что связано с периодически меняющейся на противоположную ориентировкой склонов осыпания. В моменты смены ориентировки имеют облик простых симметричных гряд с двумя склонами осыпания. Размеры аналогичны простым и малым комплексным полумесцеобразным дюнам	Поперек к направлению активных ветров встречаются румбов одинаковой силы	Всегда оголенные	Распространение не указано, так как на космофотоснимках трудно отличимы от полумесцеобразных и линейных гряд

4. Звздообразные (пирамидальные) дюны	Радиально симметричные. Имеют центральный пик (ос-трый, округлый, в виде греб-ня) и три и более радиаль-ных ответвления (луча), каж-дый со своим склоном осы-пания ( $D=0,25-3,0$ ; $P=1,0-2,21$ )	Связь с направ-лением активных ветров проявля-ется через ори-ентировку скло-нов осыпания лучей дюны. Ре-жим ветров слож-ный (ветры близ-кой силы нес-кольких разных направлений)	Интервалы между дю-нами не зависят от их размера. Встречаются по краям песчаных пустынь близ топографических и водных препятствий	Распространены мень-ше, чем линейные и полумесцеобразные. Более всего извест-ны в Северной Саха-ре (Алжир, Ливия), в Мексике, по окра-инам пустынь Китая, Аравийского полуос-трова на юго-зала-де Африки (Намибия)
а) простые	а) имеют от трех до четы-рех лучей, чаще коротких			
б) ком-плексные	б) имеют три-четыре крупных (основных) луча и несколь-ко меньших дополнительных			
в) сложные	в) комбинации звездобразных дюн с дюнами иного типа; чаще распространены варианты: лу-чи дюны, расходящиеся от цен-трального пика, и имеют сер-повидные (барханные) изгибы; ряды звездобразных дюн рас-положены линейными рядами	Связь ориенти-ровки с направ-лениями актив-ных ветров почти или совсем не вы-ражена. Режим ветров сложный	Обычно приурочены к дальнему (по ходу вет-рового потока) краю пес-чаного массива. Ого-ленные формы образу-ются за счет раздувания гребней барханов при высоком энергетическом режиме ветров. Чаше встречаются среди песча-ных массивов, частично закрепленных раститель-ностью или увлажнением.	Распространены от-раничено. Известны на севере Аравийского о-ва, на севере Китая, на северо-западе Алжи-ра
5. Сводообразные (куполообразные) дюны	Округлые или эллипсовидные холмы без отчетливых склонов осыпания. Иногда заметны сле-ды бывшего внутреннего скло-на осыпания барханного типа			
а) простые	а) небольшие; на космофотос-нимках не видны			
б) и в) ком-плексные	б) и в) крупные; центральная часть холма осложнена мень-шими эоловыми формами типа барханов или параболичес-ких дюн ( $D=0,6-2,0$ ; $P=0,8-5,4$ )			

Продолжение табл. 25

1	2	3	4	5
6. Песчаные пласты и полосы	Песчаные тела без видимых на космофотоснимках волновых форм со склонами осыпания. Очевидно, включают простые формы дон небольших размеров типа барханов и др. (некоторые барханы видны на космофотоснимках)	Полосы ориентированы параллельно направлению активных ветров высокой энергии. Для пластов связь с направлениями ветров не выражена	Характерны для окраин песчаных пустынь, что, вероятно, связано с недостатком первовасомого песчаного материала. Полосы всегда оконтуривают песчаные пустыни с линейными дюнами	Встречаются повсеместно
а) полосы	а) вытянутые поля различных очертаний песков с четкими краями;			
б) пласты	б) поля песков различных очертаний с размытыми краями			
II. Эоловые формы песчаных массивов, частично закрепленных. Характерны для полупустынь и (реже) пустынь семиаридных, а также неаридных территорий				
7. Параболические дюны	Вытянутые асимметричные холмы в плане параболической (U-образной) или копейвидной (V-образной) формы со склоном осыпания в выпуклой (лобовой) части и с ответвлениями (лучами), ориентированными навстречу ветру. Характерные отношения длины холма к его ширине от 1,2 до 3,7	Ориентированы вдоль (параллельно) результирующего направления активных ветров	Широко распространены на побережьях (за счет увлажнения песка и быстрого закрепления растительностью). Сложные формы характерны главным образом для крупных песчаных массивов. При ярко выраженном узком одномодалном режиме	Крупные формы (аметные на космофотоснимках) отмечены в пустыне Тар (Индостан), в Колумбии, Венесуэле, в Южной Африке (Намибия), на западе Северной Америки (Белые пески)

а) простые	а) вытянутые холмы с двумя длинными лучами (параболические, шпильковидные, копьевидные и др.)	ветров высокой энергии могут превратиться в спаренные линейные грады	
б) комплексные	б) крупные вытянутые холмы с двумя основными и многочисленными (в среднем до семи) вторичными лучами, ориентированными навстречу ветру (скребоквидные формы) (I=2,6-12,0; II=2,4-3,2)		
в) сложные	в) крупные вытянутые холмы с основными и многочисленными вторичными лучами; в вершинной части осложнены боковыми формами иного типа - чаще всего барханами; размеры аналогичны комплексным		
8. Выклинивающиеся (котловинные, чашеобразные, ячеистые) дюны. Известны в виде простых форм	Округлые, иногда эллипсоидные, дефляционные чашки (котловинные выдувания); часто окаймленные с одного или (реже) нескольких краев буграми наведения Дм не указан. В полупустынях Прикаспия Дм=0,1-0,5	Особенно характерны для пустынь с неглубоко залегающими грунтовыми водами. Днища котловин выдувания часто заняты солончаками	Распространение не указано, так как на космофотоснимках различимы редко
	Связь с направлением активных ветров проявляется через ориентировку длинных осей котловин и расположение краевых бугров наведения. Режим ветров сложный		

фа могут отражать морфоструктурные особенности территории.

В-третьих, характерна однотипность размеров форм эолового рельефа каждой масштабной категории в границах отдельных песчаных морей. Обусловлено это типичной для данного песчаного моря транспортирующей способностью ветра, количеством имеющегося песка, продолжительностью эолового воздействия.

В-четвертых, заметна отчетливая связь между морфологией эолового рельефа и любыми формами частичного закрепления песчаного субстрата. При сохранении общей зависимости планового построения эоловых форм от режима ветров изреженная растительность и длительное увлажнение субстрата замедляют темпы формирования эолового рельефа по сравнению с оголенными песками в 3-4 раза и более. Изменяется и сам характер рельефообразования. На неравномерно частично стабилизированном субстрате особенно широко развиты дефляционные образования, а среди элементарных дефляционно-аккумулятивных форм преобладают продольные ветру.

В-пятых, отмечена определенная зональность в распределении типов эолового песчаного рельефа, связанная с географической зональностью факторов, способствующих или препятствующих эоловому рельефообразованию. Способствуют воздействию ветра: иссушение воздушных масс и субстрата; постоянное или сезонное отсутствие, разреженность растительного покрова. Затрудняет эоловое рельефообразование (вплоть до прекращения) постоянная или сезонная недоступность песчаного субстрата ветру из-за плотного растительного покрова, сильной увлажненности, промерзания. Б.А. Федорович (1964) выделил пять основных зональных типов эолового песчаного рельефа: 1) активно подвижных незаросших (оголенных) песков преимущественно тропических пустынь; 2) подвижных полuzаросших песков преимущественно внетропических пустынь; 3) полuzаросших песков полупустынь; 4) в разной степени стабилизированных дюнных форм главным образом внепустынных зон; 5) подвижных форм незаросших песков арктической и антарктической зон.

#### **МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ФОРМ ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА**

Наиболее полно изучен (на примере оголенных песков) механизм образования асимметричных форм рельефа, поперечных к господствующему направлению ветров (Федорович, Петров, Шайдеггер, Вейсов, Сенкевич и др.).

Элементарной микроформой этого типа служит песчаная волна ряби. Образуется она на разнозернистом песке при малых активных скоростях ветра и свободном (без препятствий) движении ветропесчаного потока, когда только начинается отрыв частиц от



поверхности и их перемещение минискачками (перекачиванием). Объясняется это законом Гельмгольца об образовании завихрений при взаимодействии потоков с неодинаковой скоростью на границе двух сред разной плотности. При высоких скоростях ветра (более 15 м/с), когда в сальтационное движение вовлечены песчаные зерна всех размеров, песчанная рябь существовать не может.

Образование более крупных простых поперечных форм (барханов и т.п.) начинается при значительных скоростях ветра, когда основная масса песка в ветропесчаном потоке перемещается сальтируя, и, как показал С. Вейсов, протекает в три стадии. Сначала при пульсационном снижении скорости крепких (равных и более 13 м/с) ветров возникают фиксированные полосы из крупных песчаных зёрен. Будучи преградой на пути перекачивающихся более мелких песчинок эти полосы песка, усли не раздуваются сильными ветрами снова, быстро растут в ширину и высоту, образуя цепь песчаных валиков – первичную предбарханную волну. При одиночных формах такие валики называют эмбриональными или щитовыми дюнами. Возникающая при крепких ветрах предбарханная волна при ветрах меньшей силы, своего простирания не меняет. Вторая стадия начинается, когда высота валиков первичной предбарханной волны превысит границу главного слоя переноса в ветропесчаном потоке (т.е. достигнет высоты 20-25 см). Теперь валики первичной волны, став непроницаемыми препятствиями на пути ветропесчаного потока, вызывают изменение движения воздушных струй. Часть струй, обтекая валик с боков, приводит к выдвигению его краев по ходу ветра. Другая часть, обтекая валик сверху и отрываясь от основного потока, создает возвратное течение, в связи с чем первичная волна становится асимметричной – это стадия полулунных низкобарханых волн. Завершающая стадия знаменуется образованием на вершине полулунной волны барханного гребня. Обычно это бывает при высоте волны 50 см. Дальнейший рост барханной цепи происходит за счет песка, выпадающего непосредственно из ветро-песчаного потока, и (на 50%) набегания на наветренный склон барханов песчаной ряби, выводящей из движения массы песка на склоне осыпания бархана.

Рост барханной цепи в высоту и ширину продолжается, пока достаточно песка для питания ветропесчаного потока и пока скорость ветра обеспечивает образование и движение песчаной ряби. Одновременно за счет ветров, возникающих из-за разности давлений в ветровой тени бархана и дующих вдоль его гребня, происходит слияние рогов барханов и постепенное превращение цепи барханов в поперечную барханную гряду. Весь процесс протекает довольно быстро. Эксперимент С. Вейсова в Репетекке показал, что за 18 месяцев на искусственно выровненной песчаной поверхности рельеф барханых цепей, типичный для этой части

Каракумов, почти восстановился: образовались две цепи прежней ориентировки высотой до 1,5 м, длиной по 40 м (окружающие барханные цепи достигают в длину 75 м и более, а в высоту 4 м).

Периодическая смена направлений активных ветров обеспечивает более плотную упаковку песчаных зерен в теле бархана и способствует росту формы и делает ее устойчивее.

Вся барханная цепь с большей (если барханы небольшие) или меньшей (при крупных формах) скоростью непрерывно или (при встречных ветрах) колебательно-поступательно движется по нормали к направлению господствующего ветра. Если же режим ветров включает боковые ветры, дующие к основному под углом 25-30°, то песок будет частично перемещаться также и по простирацию барханной цепи. При этом барханная цепь выравнивается, членение ее на сегменты становится менее заметным, а сама цепь растет еще и в длину (Сенкевич, 1976).

Механизм образования одиночных и групповых барханов близок. Только в этих случаях зарождение первичных поперечных к ветру форм (эмбриональных дюн, валиков первичной волны) чаще происходит вблизи бугров, уступов, камней и тому подобных посторонних непроницаемых препятствий на пути ветропесчаного потока. Изменяя направление и скорость воздушных струй, препятствия приводят к образованию желобов выдувания и эмбриональных дюн впереди преграды, обтекаемой ветром, и если преграда невысока, то и позади ее (рис. 71).

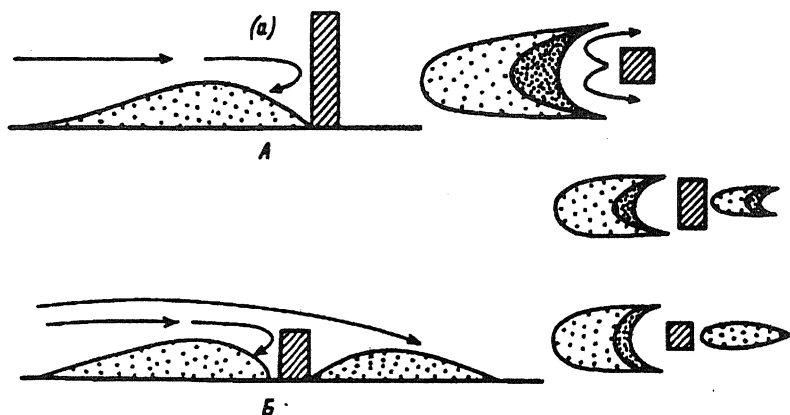


Рис. 71. Механизм формирования первичных песчаных скоплений у непроницаемого препятствия: А – при высокой преграде, когда переноса песчаных частиц над преградой не происходит; Б – при низкой преграде; а – желоб выдувания

В тех случаях, когда образование поперечной эмбриональной формы сопровождается стабилизацией части песчаного материала

ла за счет увлажнения грунтовыми водами (в том числе прибрежными речными, озерными, морскими), зарастания, цементации, на ее месте образуется полукруглая дюна, у которой выдвинута по ветру центральная лобовая часть. При равномерной системе встречных ветров возникают концентрические дюны.

Механизм образования симметричных эоловых форм, продольных ветру, изучен недостаточно.

Элементарные продольные формы – это холмики-косы (прикустовые "косички"). Они возникают на полужакрепленном песке в ветровой тени проницаемой преграды из кустарникового растения. Состоят из небольшого песчаного холмика с крутым наветренным склоном и вытянутой по направлению ветра песчаной косички. Холмик образуется внутри куста или непосредственно за ним (в месте наибольшей потери скорости ветропесчаного потока). Высота холмика-косы зависит от высоты куста и чаще не превышает 1-1,5 м, а протяженность первого определяется отношением высоты к длине, присущим для обтекаемых тел: от 1:6 до 1:10. В отличие от песчаной ряби холмик-коса не испытывает поступательного движения.

В высокоаридных пустынях, где засыпанное сухим песком растение обычно быстро отмирает, холмики-косы эфемерны – они разрушаются. В условиях же более благоприятных для жизни растений, при постоянном притоке песчаного материала и быстрой его цементации с поверхности (в основном за счет солей, выщелачивающихся из растительного опада) холмики-косы преобразуются в более крупные формы и могут дать начало как полужаросшим поперечным формам типа параболических дюн, так и (чаще) продольным песчаным грядам. Сначала невысокие и узкие (сантиметры и первые метры) первичные продольные гряды, образовавшиеся из полужакрепленных уплотненных холмиков-кос, влияют на распределение приземных потоков воздуха. Воздушные струи превращаются в приземные штопорообразные вихри, направленные вдоль гряд и по движению ветра. В результате песок, с одной стороны, все время выдувается из межрядовых понижений и набрасывается на гряды, а с другой – движется вдоль по ней, вследствие чего сама гряда медленно перемещается по ветру. Постепенно межрядовые понижения углубляются, а высота и ширина гряд растут. Такой механизм образования продольных ветру гряд хорошо объясняет широкое распространение этого типа эолового песчаного рельефа во внетропических пустынях.

На незакрепленных сыпучих песках образование систем продольных симметричных песчаных гряд также связано с воздействием штопорообразных горизонтально вытянутых вихревых потоков воздуха. В условиях тропических пустынь зоны пассатов наиболее крупные продольные песчаные гряды формируются спиральными вихрями, охватывающими здесь весь пограничный слой атмосферы. В других случаях возникновению рельефообразую-

щих приземных штопорообразных потоков воздуха способствуют продольные эмбриональные неровности поверхности, образующиеся на несвязном грунте под воздействием двух господствующих направлений активных ветров, ориентированных под острым углом (не более  $45^\circ$ ) друг к другу. Механизм образования первичных продольных неровностей на изначально плоской поверхности связан с интерференцией отдельных струй турбулентного воздушного потока. При сложении однофазных волн скорость воздушного потока усиливается, что приводит к образованию бороздок дефляции. При встрече волн в противофазе суммированный воздушный поток теряет скорость, и происходит аккумуляция песка в виде полосок (Петров, 1973). Периодическая же смена направлений ветров под углом менее  $45^\circ$  поддерживает линейность полосок, обеспечивает их постепенный рост и превращение в гряды, оси которых соответствуют результирующему вектору перекрещивающихся направлений ветров (см. табл. 25).

Еще меньше известно о механизме образования крупных изометричных эоловых форм с центральной симметрией. Однако сопоставление распространения этих форм с режимом ветров (см. табл. 25, рис. 69) указывает на их связь со сложными режимами, важной составляющей которых являются мощные восходящие токи воздуха.

В полупустынях и внепустынных областях с очаговым перевеванием полузакрепленных песков общие закономерности механизма эолового рельефообразования те же, что и для оголенных песков пустынь. Однако в полузакрепленных песках облик эолового рельефа кроме режима активных ветров, состава и количества перевеваемого субстрата сильно зависит от местных различий в подвижности песка (обусловленной густотой и типом растительности, увлажнением, цементацией и т.п.) и от любых, даже незначительных, неровностей поверхности, вызывающих локальные изменения направления и силы приземных струй воздуха. Следствием этого является существенно большее по сравнению с оголенными песками, разнообразие сочетаний поперечных, продольных и радиально-симметричных форм рельефа, их меньшие предельные размеры и особенно широкое распространение форм дефляции — котловин, ложбин, борозд, останцов выдувания.

Вне пустынь наиболее известны эоловые формы на побережьях, сформировавшиеся в процессе перевевания песчаных прирусловых и береговых валов, отмелей, баров. Из-за повышенной влажности слагающего их песка эти образования сначала мало или вовсе неподвластны ветру. Со временем, по мере высыхания, песок в верхней части валов становится подвижным и под воздействием ветра бризного типа валы преобразуются в цепи параллельных берегу серповидных дюн, а затем в параболические дюны с крутыми и выпуклыми надвигающимися передними склонами. В дальнейшем при прочном закреплении краев дюн

растительностью и продолжающимся продвижением по ветру основного тела параболическая дюна может превратиться в шпильковидную и, наконец, в парные продольные ветру дюнные гряды.

### **ЭВОЛЮЦИЯ ФОРМ ПЕСЧАНОГО РЕЛЬЕФА**

Как правило, плановое построение форм песчаного эолового рельефа закладывается уже в начальных стадиях перевеивания и определяется главным образом режимом активных ветров. Количество исходного песчаного материала, неровности исходной поверхности, дифференцированные тектонические движения и другие факторы на этом фоне обычно проявляют себя лишь как местные нарушения регионального планового рисунка. В дальнейшем, если не происходит коренного изменения ветрового режима, нет дефицита перевеиваемого песка и не происходит зарастания, типичные для региона простые формы песчаного рельефа, наполняя друг на друга, превращаются в комплексные и увеличиваются в размерах до тех пор, пока действующей в данном районе энергии ветра хватает для преодоления достигнутых превышений рельефа. При этом главные отличительные черты планового рисунка эоловых форм (поперечные, продольные, радиально-симметричные) сохраняются (см. табл. 25). Коренное изменение ветрового режима, обычно сопровождающееся сменой и других климатических параметров, приводит к полной перестройке планового построения простых и малых форм. Крупные же формы перестраиваются только за счет их более подвижной верхней части, тогда как их плотное, постепенно цементирующееся и зарастающее основание фиксирует прежний плановый рисунок. Дефицит подвижного песка приостанавливает рост форм. Естественное частичное закрепление песков растительностью снижает темп и, как отмечалось выше, усложняет характер саморазвития эолового рельефа.

### **ОТРАЖЕНИЕ В ДИНАМИКЕ ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА ЛИТОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ**

На глинистых отложениях в результате удаления ветром сыпучих пылеватых и глинистых частиц эоловый рельеф представлен в основном замкнутыми дефляционными формами различных размеров. Эволюция их идет по пути разработки в глубину и ширину. Углубление котловин прекращается при достижении ими уровня грунтовых вод и образовании на дне мокрого солончака или озера. В расширении котловин участвуют, кроме того, склоновые процессы и эрозия. Пространственное расположение дефляционных котловин и впадин на глинистосодержащих толщах,

как правило, предопределено структурно-тектоническими условиями. Глубокие котловины чаще связаны с зонами повышенной трещиноватости и разрывных нарушений, менее глубокие пологосклонные обычно приурочены к отрицательным тектоническим формам.

На песчаном и супесчаном субстрате влияние тектонических неровностей проявляется главным образом через локальные отклонения облика дефляционно-аккумулятивных форм от типичного для данного региона. Как правило, на структурно-приподнятых и поднимающихся участках активизируются дефляционные процессы и ослабевают аккумулятивные, а на структурах опущенных и погружающихся эоловое осадконакопление усиливается и снижается дефляция.

Как показала Л.П. Полканова (1978), при тектоническом росте поднятия в районах с изначально грядовым эоловым рельефом усиление дефляционных и корразионных процессов приводит к углублению межгрядовых понижений и образованию цокольных гряд, относительное превышение которых достигает десятков метров (кыровый рельеф Заунгузских Каракумов). В процессе дальнейшей эволюции в условиях продолжающегося воздымания гряды разрушаются, превращаясь в холмисто-останцовые формы (Каракумский свод). При относительном или абсолютном тектоническом погружении дефляционная деятельность ветра ослабевает, в межгрядовых понижениях появляются песчаные перемычки, что приводит к перестройке грядового рельефа в грядово-ячеистый, на фоне которого отдельные локальные поднятия выделяются присутствием дисгармоничных к направлению господствующих ветров песчаных гряд с "язвами выдувания" на подветренных склонах.

В областях распространения барханных форм на рыхлом песчаном субстрате наиболее уверенным признаком растущей локальной тектонической структуры являются относительно возвышенные, четко ооконтуренные и в большинстве аномально крупные барханные массивы, заметно выделяющиеся среди окружающей территории.

Дизъюнктивные дислокации в эоловом рельефе опознаются по линейности, большой протяженности, вытянутости представляющих их форм эолового рельефа (особенно глубоких дефляционных понижений), границ его морфогенетических генераций и элементов ландшафта песчаных пустынь.

В процессе структурно-геоморфологического и морфотектонического анализа песчаного эолового рельефа должны изучаться все (даже незначительные) изменения высот, облика, размеров, глубины и густоты расчленения, ориентировки эоловых форм (для выделения дисгармоничных относительно направлений господствующих ветров). Однако все эти признаки, прежде чем признать их тектогенную значимость, необходимо проанализи-

ровать с экзогенных позиций и рассматривать на региональном фоне с учетом возраста эоловых форм и всей геоморфологической истории района.

В заключение необходимо подчеркнуть следующее.

1. Значимость рельефообразующей роли ветра колоссальна. Особенно велика она в аридных странах, где совершаемая ветром денудационная и аккумулятивная работа не только сопоставима, но и нередко превышает эффект рельефообразующей деятельности рек в районах достаточного увлажнения.

2. Создаваемые ветром формы рельефа при всем их многообразии в первую очередь подчинены законам аэродинамики нижних слоев атмосферы. В то же время детали взаимодействия аэродинамических процессов с разными типами неровностей земной поверхности, с литологическими разностями исходной породы и образующимся на ее основе сыпучим грунтом, с частично закрепляющими этот грунт видами растительного покрова и другими реалиями ландшафта изучены слабо. Это затрудняет понимание динамики эолового рельефообразования в деталях и сильно осложняет решение практических вопросов.

3. Существенную роль в решении названных проблем может сыграть лабораторное и натурное моделирование процесса эолового морфолитогенеза при тех или иных заданных параметрах и детальное геоморфологическое картографирование морфометрических и генетических (вплоть до деталей микрорельефа) особенностей эолового рельефа в разных геолого-географических условиях.

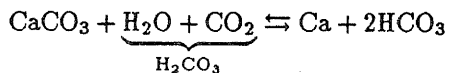
## КАРСТОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

В основе карстовых процессов лежит совокупная деятельность химического процесса растворения горной породы (как минералов, так и цемента) и геологического процесса выщелачивания, т.е. растворения с удалением (выносом) растворенного вещества. При этом "нецелесообразно ... исключать из понятия "карст" явления, развитые в известковых растворимых горных породах" (Гвоздецкий, 1981). Термокарст, глинистый карст, "карст" в лёссах относятся к механическим или водным процессам, отличающимся по существу от растворения и выщелачивания пород, несмотря на то что результатом их бывают формы рельефа, близкие по облику к карстовым образованиям.

Карстовый рельеф и отложения формируются в областях, сложенных водорастворимыми породами. Чаще всего, это известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, мраморы, соленосные глины и соль. Растворение этих пород происходит с достаточно высокой скоростью. Однако растворению подвержены и другие породы — сланцы, песчаники, граниты, кварциты, базальты. Но скорости химических преобразований в них в тысячи раз меньше, чем у известняков. Поэтому первую группу пород называют карстующимися породами.

Понятие "карстовый рельеф" опирается главным образом на формы, обладающие размерами от первых сантиметров (карры, лунки, борозды и др.) до многих сотен метров и первых километров. О микронеровностях рельефа величиной менее 1 см известно мало. А поскольку последние кроме выщелачивания породы образуются и иными экзогенными процессами, установить роль карста в их развитии бывает крайне трудно.

При одинаковой температуре изменение растворимости пород зависит от количества углекислоты, которая содержится в растворе. Вода из атмосферных осадков обычно содержит в растворе большее или меньшее количество  $\text{CO}_2$ . Вода, содержащая углекислоту, способна растворить в 10 раз больше извести, чем дистиллированная. В присутствии углекислоты карбонат кальция переходит в более растворимый бикарбонат.



Избыточное содержание  $\text{CO}_2$  нарушает равновесие и переводит



твердый углекислый кальций в раствор. Избыток свободной углекислоты входит в соединение с карбонатом и разрушает породу.

Растворение некарбонатных пород (гипс, каменная соль) происходит легче и быстрее.

Карстовые процессы рассматриваются многими исследователями как разновидность денудации, хотя наряду с ней существуют и аккумулятивные карстовые процессы. Поэтому, как и у других экзогенных геоморфологических процессов, карст содержит деструктивную и аккумулятивную составляющие.

Различают понятия "карст" и "карстовый процесс". Под "карстом" понимают явления, возникающие в растворимых водой породах, связанные с химическим процессом их растворения. Результатом последнего служат комплексы специфических поверхностных или подземных форм рельефа, свойства гидродинамической сети, особенности циркуляции подземных вод (по Н.А. Гвоздецкому). "Карстовый процесс" включает не только взаимодействие воды и горной породы, приводящее к разрушению последней, но также миграцию и аккумуляцию растворенных веществ.

Наиболее важными условиями карстообразования являются: 1) наличие горных пород и минералов, поддающихся растворению и выщелачиванию; 2) наличие проточных вод; 3) существование зон дренажа (в том числе и трещин), обуславливающих горизонтальную и вертикальную циркуляцию вод. Отсутствие хотя бы одного из условий приводит к прекращению карстообразования.

Механизм карстообразования остается пока еще недостаточно изученным. Во-первых, можно наблюдать только средние и поздние стадии карстообразования, когда оно получает видимое выражение в рельефе и отложениях. Ранние стадии (миграция воды по тонким трещинам в карстующихся породах, растворение последних и изменение рельефа поверхностей трещин) почти недоступны для исследования. Во-вторых, пока до конца неясна роль биохимического, а в приповерхностной зоне и физического выветривания, способствующих растворению и выщелачиванию горных пород.

Из видов преобразования горных пород в карстовых процессах участвуют гидратация, выщелачивание, гидролиз, окисление. Эти изменения в минеральном составе определяют перераспределение вещества в зоне гипергенеза.

Все водные мигранты (по А.И. Перельману) подразделяются на: очень подвижные (анионы S, Cl, B, Br); подвижные (катионы Ca, Na, Mg, Sr, Ra); слабо подвижные (катионы K, Ba, Rb, Li, Be, Cs, Ti; анионы Si, P, Sn, Ge, Sb). Этими чертами миграции определяются и особенности разрушения пород водными растворами. При этом на скорость растворения и выщелачивания горных

пород влияет интенсивность водообмена. Она находится в зависимости от проницаемости пород, динамической характеристики потока и агрессивности вод.

Интенсивность водообмена во многом зависит от положения в массиве пород гидродинамических зон. В зоне поверхностной циркуляции вода стекает по поверхности карстующихся пород, образуя карры, ложбины, поноры, воронки. Стекающей водой расширяются устья шахт, образуя "занавеси". В зоне вертикальной нисходящей циркуляции происходит миграция воды по вертикальным и субвертикальным трещинам и пустотам. В равнинных районах мощность этой зоны достигает 100 м, а в горных – до 2 км (по Г.А. Максимовичу). Зона колебания уровня карстовых вод характеризуется чередованием вертикальной и горизонтальной циркуляции при сезонных колебаниях уровня карстовых вод. Мощность ее колеблется от первых метров до 100 м. В зоне горизонтальной циркуляции наблюдается сток безнапорных вод к окраине карстующегося массива. Зона сифонной циркуляции характеризуется напорными водами, движущимися от подземного водораздела к подрусловым каналам основных рек. Зона подрусловой циркуляции и совпадает с подрусловыми полостями магистральной водной артерии. Наконец, ниже речных долин расположена зона глубокой циркуляции, характеризующаяся движением карстовых вод в направлении региональных базисов эрозии: крупных долин, морей и океанов. Движение воды отмечается низкими скоростями и часто зависит от положения водоупора.

Механизм образования карстового микрорельефа на самых первых стадиях развития вероятней всего связан с капиллярной и трещинной проницаемостью горной породы. Если первая определяется структурой и генезисом горной породы, то вторая зависит от степени трещиноватости массива горных пород, связанной с характером и направлением тектонических движений, экзотектоническими условиями и т.п. При этом на тип движения карстовых вод оказывают воздействие ширина и шероховатость трещин. Экспериментальные работы показали, что в трещинах шириной 1-3 мм практически осуществляется только ламинарное движение воды; в трещинах шириной 5 мм может быть как ламинарное, так и турбулентное движение воды; в трещинах шириной более 10 мм осуществляется главным образом турбулентное движение воды. Отсюда происходит нарастание процессов растворения и выщелачивания пород при увеличении ширины трещины. Эксперименты также показали, что при увеличении скорости потока происходит быстрое расширение трещин. Например, ширина трещины 0,1-0,25 мм за 25 лет непрерывной фильтрации может увеличиться до 5-23 мм.

На разрушение горной породы оказывают влияние ее петрог-

рафический и химический составы. Н.А. Гвоздецкий полагает, что при прочих равных условиях степень закарстованности больше там, где породы более однородны по химическому составу, и меньше, где порода содержит много примесей. Растворение кальция и доломита, например, протекает различно. При растворении сильно доломитизированных известняков в виде остаточных продуктов накапливается "рыхлый" доломит, происходит увеличение пористости породы и превращение ее (при пористости более 40%) в так называемую "доломитовую муку".

Однако растворяющая деятельность воды не безгранична. Пороговым значением ее минерализации (для карстообразования) служит, как предполагают, величина 25 мг/л. Ею контролируется развитие карров и "желобков". Если подобные пределы действительно существуют, то мы имеем пример саморегуляции в развитии карстовых форм.

Наиболее распространенными формами карстового рельефа считают воронки, блюдца, шахты, колодцы, карры, долины, поля, пещеры, котлы, подземные русла рек, поноры, котловины, наклонные площадки, "цоколи", плотины, террасы (травертиновые), сталактиты, сталагмиты (в разных очертаниях), натечные покровы.

*Карры* образуются обычно в выходящих на дневную поверхность трещиноватых карстующихся породах работой талых снеговых, дождевых вод. Они представляют систему мелких или глубоких, узких ветвящихся ложбин, разделенных острыми или округлыми гребнями. В известняках глубина борозд и ложбин обычно составляет около 50 см, на поверхности соляных пород — 3-15 см. В выссокорных областях глубина борозд иногда достигает нескольких метров.

*Карстовые воронки* встречаются весьма часто. Это одна из форм поверхностного карста. Их диаметр колеблется от 1 до 500 м, а глубина от 0,5 до 30-35 м. Н.А. Гвоздецкий выделяет среди них воронки поверхностного выщелачивания, провальные и просачивания. *Карстовые блюдца* часто имеют нивально-карсто-во-суффузионный генезис и обычно отличаются небольшими размерами. *Шахты* и *колодцы* представляют узкие субвертикальные каналы, связанные с расширением тектонических трещин при растворении и выщелачивании пород. Ширина колодцев колеблется от 0,3 до 350 м, а глубина определяется мощностью зоны вертикальной нисходящей циркуляции и может достигать 1100-1300 м. *Долины*, занимаемые руслами как подземных, так и наземных рек, характеризуются невыработанностью продольных профилей. Они часто начинаются от гротов, из которых вытекает поток, и заканчиваются в поноре или гроте, из чего получили название "слепых долин". *Поля* представляют собой замкнутые или полузамкнутые котловины. По способу образования они подразделяются на: 1) карсто-тектонические; 2) провальные; 3) смешан-

ные, образовавшиеся путем слияния смежных воронок. Площади полей достигают 500-600 км<sup>2</sup>; глубина – сотен метров; ширина 5-10 км. Пещеры – подземная форма развития карста. Они чрезвычайно разнообразны по размерам и конфигурации, что связано не только с влиянием растворения карстующихся пород, но и с определенной стадийностью в их развитии (рис. 72).

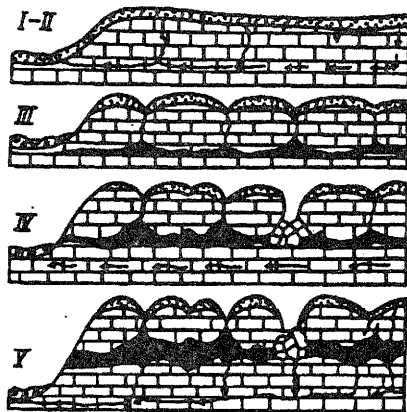


Рис. 72. Основные стадии эволюции горизонтальных пещер (по Г.А. Максимовичу, 1963): I – II – трещинная и щелевая, III – каналовая, IV – воклюзовая, V – натечно-осыпная

Перечисленные образования в основном относятся к денудационным формам карста, к аккумулятивным – сталактиты, сталагмиты, "занавеси", "террасы", натечные формы, плотины и др.

Растворенный материал при очень малых скоростях перемещения и катализатора в виде уже созданных кристаллов кальцита или соли выпадает в осадок. Известковые сосульки – *сталактиты* достигают высоты в несколько метров и толщины в 1,5-3 м. Рост сталактитов сопровождается уменьшением содержания в воде CaCO<sub>3</sub> (табл. 26).

Выпадение в осадок углекислого кальция цементирует обломочный материал и образует одновременно карбонатные натечки. *Сталагмиты* – известковые конусы, медленно растущие снизу вверх и достигающие высоты в 15-20 м. Предполагают, что сталагмит в Карлсбадской пещере высотой в 18,9 м формировался в течение кайнозоя. *Наклонные площадки* наблюдаются на стенах пещер и в их основании. Они имеют высоту 1-3 м и угол наклона 30-50° (Лукин, 1967). На площадках иногда обнаруживается слой "пещерной глины" толщиной 1-5 мм. *Плотины*, разграничивающие в пещерах (реже на дневной поверхности) смежные озера и перегораживающие русла рек, относятся к натечным формам. Они образуются при расходах водотоков 0,1-6 м<sup>3</sup>/с. Их длина в

Химический состав воды, участвующей в образовании сталактита (по Т.З. Кикнадзе)

Проба	Содержание, мг/л				
	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	pH
Вода, капающая со сталактита	92	5,6	316	4,7	7,1
Вода, скапливающаяся под сталактитом	38	5,6	167	4,7	7,7

крымских пещерах, например, колеблется от 3 до 13 м. Возраст даже невысоких плотин значительный (9-10 тыс. лет).

Целый ряд форм рельефа образован при совместной деятельности карстового и нескольких экзогенных и эндогенного процессов. Примером могут служить "котлы" (казаны) в горном массиве Пирин (Болгария). Здесь на высоте около 2400 м сформировались огромные карстово-тектонические цирки поперечником около 1 км. Дно их представлено сухими замкнутыми котловинами с понорами. Общая длина Бол. Казана и Мал. Казана достигает примерно 2,5 км. На плато Устюрт обнаружены эрозионно-карстовые цирки и денудационно-карстовые склоны чинков.

Отложения, наблюдающиеся внутри карстовых пещер, за исключением известковых туфов, "пещерной глины", "доломитовой муки" и некоторых других осадков, как правило, имеют сложный генезис. Обвальные отложения внутри пещер только по месту расположения связаны с карстом, то же относится к гальке и песку, встречающемуся в подземных реках, к "пещерным брекчиям", где обвальные отложения цементированы карбонатами и др.

Обнаруживаемые, например, на дне карстовых воронок красно-бурые глины со щебнем (*terra rossa*) являются не только продуктом химического растворения известняков, но и смыва по трещинам карстующегося массива, а также приносимой ветром пыли.

Классификация собственно карстовых отложений (инфлювия) пока остается слабо разработанной. Предложены генетические классификации отложений, формирующихся в карстовых полостях (Д.С. Соколов, Г.А. Максимович). К *остаточным отложениям* обычно относят так называемую пещерную глину, как правило, неслоистую. *Обвальные отложения* – результат обрушения стенок и сводов пещер, колодцев, шахт и других форм. Они же часто включают обломки сталактитов и сталагмитов. К *водным механическим осадкам* относят отложения подземных рек и озер,

представленные щебнисто-галечными и глинисто-щебнистыми породами. *Водные гомогенные осадки* включают сталактиты, сталагмиты, пизолиты, оолиты, кальцитовые корки и др. Пизолиты и оолиты ("пещерный жемчуг") достигают в диаметре 5-10 мм.

Ранее уже отмечалось, что растворяются не только карбонатные и соленосные, но и силикатные породы. В последних процесс выщелачивания протекает в тысячи раз медленнее, чем в карбонатных породах. Его иногда называют "*силикатным карстом*", который развивается при растворении кремнезема в кварцевых диоритах, кварцитах, гранитах, кварцевых песчаниках и др. При этом вода в ручьях и речках, дренирующих массивы таких пород во влажных тропиках, содержит очень много растворимого кремнезема. Формы рельефа, связываемые с силикатным карстом, довольно разнообразны. На Гвианском нагорье (Ю. Америка), на плато Стюарт (Австралия) в кварцитах установлены такие формы силикатного карста, как провалы, колодцы, шахты, воронки. На плато Гуайкуинима (Венесуэла) в кварцитах обнаружена система пещер протяженностью около 2 км с горизонтальными и вертикальными колодцами до 60 м глубиной. Гигантские шахты с диаметром устья в 350 м и днища до 500 м, глубиной до 350 м наблюдаются на плато Рораима, сложенном кварцитами. В кварцевых песчаниках (Фонтенбло, Франция) наблюдаются котлы глубиной до 1 м и поперечником 5 км. Их происхождение связывается (по Фрэнцлю) с растворением и выносом кремнезема, усилившихся при распаде органических осадков. Примерная скорость формирования этих котлов составила по расчетам всего 0,0008 мм/год. Анализ докембрийских кварцитов, в которых наблюдался силикатный карст, показал, что в них происходит растворение как зерен кварца, так и силикатного цемента. Однако для того чтобы карст получил развитие при столь малых скоростях выщелачивания, требуются многие десятки и даже сотни миллионов лет. Формы "силикатного карста", скорее всего, образуются не только за счет растворения горных пород, но и за счет совокупной с растворением деятельности биохимического выветривания. Кроме того, одним из условий, по-видимому, является низкая степень тектонической активности территории, а также теплый и очень влажный климат.

Тропический карст представлен четырьмя основными морфологическими подвидами: куполовидным, башенным, коническим и котловинным. Куполовидный и башенный карсты пространственно бывают совмещены. Системы округловершинных куполов расчленены ущельями, заложившимися по тектоническим трещинам. По периферии областей с куполовидным карстом распространены башенный карст. Конический, по-видимому, представляет собой результат дальнейшего развития башенного карста (рис. 73). У останцов вышележиваются склоны, и башни приобретают вид округловершинных конусов.

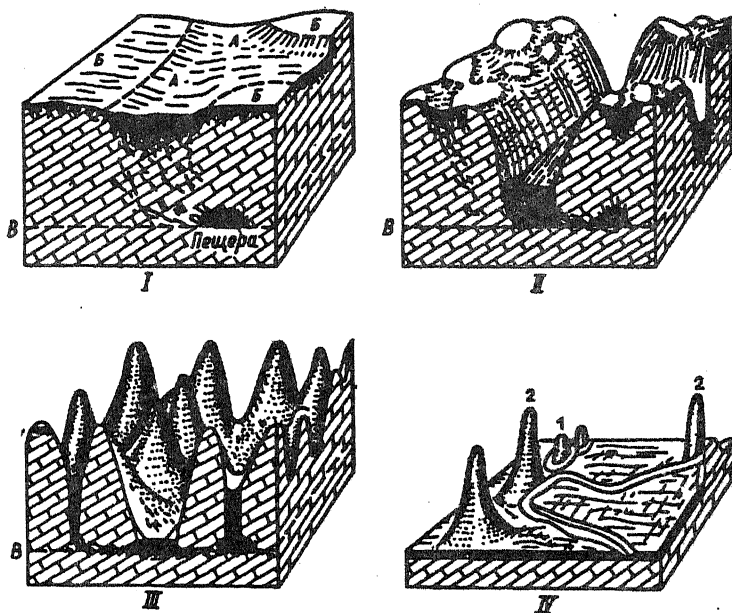


Рис. 73. Эволюция карстового рельефа в экваториальных и тропических зонах Земли (по Л. Якучу, 1979, с дополнениями): I – IV – последовательные фазы развития; 1 – конический карст; 2 – башенный карст. Черным цветом показаны участки с накоплением обломочного материала разного генезиса. А, Б – поля в начальной стадии своего развития; В – базис карстовой денудации

Котловинный карст представляет систему замкнутых округлых котловин, разделенных острыми гребнями. Он известен в некоторых районах Ямайки, Кубы, Вьетнама и др.

Тропический карст развивается в течение весьма продолжительного времени, то затухая, то активизируясь. Например, в Южном Китае выявлено несколько этапов в развитии карстовых процессов и форм рельефа (Лебедев, 1968) от конца мезозоя до четвертичного периода.

Таким образом, медленное развитие карстообразования затрудняет выявление определенных динамических рядов карстового рельефа, из которых можно было бы выделить последовательность превращения одного комплекса форм в другой. Если на уровне элементарных форм предполагается следующая последовательность формирования сталактита: капля раствора – капля с кристаллами на ее поверхности – "трубочка" – "сосулька с бахромой" – столбик, то стадийность формирования комплекса карстовых форм оказывается много сложнее (см. рис. 73). Эволюция горизонтальных пещер проходит (по Г.А. Максимовичу) пять стадий: трещинную, шелевую, каналовую, воклюзов, натеч-

но-осыпную. В экваториально-тропической зоне эволюция карстового рельефа бывает связана с комплексом других экзогенных процессов.

На первой стадии неравномерность распределения осадков вызывает усиление развития карста на участках аккумуляции, на второй – карстовая коррозия в сочетании с другими экзогенными процессами приводит к обособлению междуречий, долин, останцовых массивов; на третьей – формируется рельеф с усилением интенсивности развития у подножий карстовых массивов; на четвертой – развиваются: конический карст, башенный карст, межгорная карстовая равнина.

При изменении уровня подземных вод возникает ярусность карстовых комплексов рельефа. Наличие сухих карстовых полостей на разных уровнях рассматривается обычно как признак минимум двух циклов карстообразования.

При оценке карстовой денудации пользуются: 1) определением объема растворенного и вынесенного материала и 2) определением величины снижения закарстованной поверхности. Наиболее часто дают оценку карстовой денудации по объему растворенного стока (Гвоздецкий, 1981). Наблюдения, проведенные в Арктике, позволили определить скорость карстовой денудации в 0,020 мм/год; в северной Швеции – 0,028; штате Виргиния (США) – 0,010; Пирине (Болгария) – 0,047; Пастбищном хребте (Кавказ) – 0,050 мм/год. Поскольку эти сведения получены при подсчетах суммарного выноса растворенного вещества как с поверхности, так и из подземных полостей, выяснить по таким определениям скорости влияние карстовой денудации на характер наземного рельефообразования трудно.

Определения величины снижения закарстованной поверхности в районе Триеста (по Форти) с помощью микрометров показали, что на плато скорость карстовой денудации составляет 0,025-0,030 мм/год, а на побережье (при участии морских вод) – 0,180 мм/год. Результаты повторной "микроэрозионной съемки" (по Trudgill) в Великобритании выявили еще большие скорости снижения закарстованных поверхностей. Под кислыми почвами они оказались равны 0,1-0,6 мм/год; под карбонатными – 0,2-0,04; на голых известняках – 0,01-0,07 мм/год.

Л. Якуч (1973) полагает, что наибольшей интенсивностью карстовые процессы отмечаются в тропиках, а наименьшей – в пустынной зоне. Если согласно этим представлениям принять интенсивность современных карстовых процессов в пустынях за единицу, то в перигляциальной зоне она будет выше в 6 раз; в умеренной гумидной – в 9; в средиземноморской – в 12; в тропической – в 72 раза.



## ОЗЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ И МОРФОЛИТОГЕНЕЗ

Озерные обстановки экзогенного рельефообразования и связанного с ним накопления осадков имеют ограниченное распространение. Сами озера различны по своим размерам (по площади зеркала воды и глубине), весьма различны и в другом отношении. Встречаются озера-моря и озера-лужицы. Есть озера, существующие на поверхности Земли многие тысячи и даже миллионы лет. Наряду с ними встречаются озера-эфемеры, существующие лишь в течение влажного и исчезающие в сухой сезон года. Иногда – это периодически исчезающие или периодически появляющиеся озера. Они могут быть пресными и солеными, могут занимать различное положение по отношению к общему нисходящему потоку вещества в зоне экзогенного рельефообразования (от водоразделов – к конечным бассейнам). Нередко озера располагаются у истоков рек, могут быть транзитными (проточными) или конечными. Их геоморфологическая судьба будет различна, если озера и их морфолитогенез проходит в неодинаковых обстановках рельефообразования: ледниковых, флювиальных, карстовых, вулканических, пустынных и прибрежно-морских.

Существенным фактором, влияющим на ход озерного рельефообразования, является климат, определяющий состав растительности и почв и особенности гидрологического режима озер, а также рельеф окружающей территории и состав пород, выходящих на дневную поверхность в области терригенно-питающей провинции.

В отдельных природных обстановках большое значение имеет гидрогеологическое строение прилегающей территории. Особенно это оказывается важным в том случае, если в питании озера водой большую роль играют подземные воды. В настоящее время заметное влияние на формирование озер и ход озерного рельефообразования оказывает человек. Он создает искусственные озера (водохранилища, пруды, каналы), перехватывает поток наносов, сооружая на реках плотины, переносит устья рек, впадающих в озера, изменяет биологическую жизнь озера (эвтрификация озер) и т.д. Все это заметно влияет на ход осадконакопления и рельефообразования в озерах. В истории развития рельефа суши бывали периоды более широкого и менее широкого, чем сейчас, распространения озер. Существуют целые регионы, для которых

возникновение озер составляет важную палеогеоморфологическую веку. И несмотря на это, озерный морфолитогенез изучен все еще недостаточно. Несколько лучше изучено озерное осадконакопление. Поэтому в настоящее время мы можем говорить лишь о самых общих чертах озерного морфолитогенеза.

Если выделять этапы или фазы в развитии озерного морфолитогенеза, то всегда следует иметь ввиду следующую возможную последовательность событий: образование озерной впадины; преобразование исходного "доозерного рельефа" в рельеф озерной котловины (период преобладания в функционировании озерных процессов); деградация озерных режимов вследствие заполнения озерной ванны осадками или спуска озера при врезании водотоков (или других причин). Отсюда следует, что в изучении процессов морфолитогенеза в озерных обстановках существуют три группы геоморфологических проблем: 1) образование озерной котловины; 2) озерный морфолитогенез; 3) деградация (или исчезновение) озерных бассейнов.

**Образование озерных котловин.** Морфологическое разнообразие озерных котловин бесконечно велико и отражает разнообразие их происхождения. К настоящему времени не выработано единой общепринятой классификации озерных ванн. Разные исследователи объединяют озерные ванны в генетические группы по разным признакам. В одной из ранних классификаций М.А. Первухина (1937) выделено 8 генетических типов котловин: 1) тектонические; 2) ледниковые; 3) водно-эрозийные и водно-аккумулятивные; 4) провальные; 5) вулканические; 6) завальные; 7) эоловые; 8) вторичные. Б.Б. Богословский (1960) выделяет, кроме того, озера, созданные человеком и возникшие при падении метеоритов. Л.И. Мухина (1965) пишет о существовании озер-остатков (реликтов) древних озерных водоемов; водораздельных озер неровной поверхности базальтовых покровов; озер-кратеров потухших вулканов; озер-стариц на поймах; термокарстовых озер межгорных понижений. В.Л. Суходровский последний тип озер разделяет, выделяя в нем подтип "мигрирующих озер". В наших исследованиях причина образования некоторых озер юга Забайкалья — распад гидросети при аридизации климата. Вероятно, этот набор генетических типов может быть продолжен.

Сопоставляя перечисленные типы, несмотря на все их генетическое разнообразие, можно видеть и общие черты совсем непохожих механизмов образования котловин. И по этим общим чертам все эти типы можно объединить в пять основных групп.

Озерные котловины первой группы, созданные быстрыми опусканиями дна. Опускание может быть тектоническим. При этом возникают озера заполнения тектонических трещин коренных пород, озера грабенов, мульд и др. Опускания могут иметь экзогенную природу. Это могут быть карстовые провалы, опускания земной поверхности над подземными выработками и др. Если

опускание не компенсируется осадконакоплением, то заполнение котловины водой будет происходить до появления стока через одно (или несколько) из ранее существовавших русел. Котловины данной группы, в дальнейшем как озерные, отмирают из-за заполнения объема ванны осадками. Поэтому исходные размеры озерных ванн наряду со скоростью поступления осадков определяют длительность существования озер. Для озерных ванн тектонического или иного провального происхождения характерно отсутствие порога стока. Они не могут быть спущены за счет врезания выходящего русла у истока, если только врезание не примет регионального характера. Озерная ванна может быть заполнена осадками, и лишь тогда озеро прекратит свое существование.

Вторая группа озерных котловин связана с удалением вещества с поверхности без тектонических и иных опусканий дна. К ней, например, относятся дефляционные котловины. Особенностью этих котловин является то, что их формирование нередко происходит в ходе функционирования самого озерного бассейна. На уровне уреза последнего и несколько выше его в условиях супераквальных геохимических обстановок активно идет засоление. Пухлые солончаки, становясь "жертвой дефляции", способствуют расширению котловины. Другой причиной образования котловины может стать суффозия (опускание дна связано с выносом вещества подземными водами). В эту же группу относят термокарстовые образования и некоторые другие. Для этой группы общим является преобразование или механический вынос вещества, слагающего днище котловины, и как следствие – образование депрессии, которая в последующем развитии заполняется водной массой. У озер этой группы, также как и у озер предыдущей, нет порогов стока. Они нередко являются концевыми бассейнами и могут располагаться на гипсометрических отметках ниже современного уровня моря. Периодически они исчезают и появляются вновь. В аридном климате в периоды осушения их поверхность может стать ареной действия иных рельефообразующих процессов (эоловых, флювиальных). В периоды пльвиальных фаз климата они возникают вновь и резко распространяются. А при деградации становятся вновь солеными.

Третья группа котловин может быть создана в результате существования неровностей земной поверхности, возникающих в ходе неравномерной аккумуляции речных, пролювиальных, флювиогляциальных, гляциальных и вулканических накоплений. В гумидных условиях в этих котловинах легко собирается вода, и постепенно они включаются в общую систему стока. У них всегда имеется порог стока, который со временем пропилливается водотоком. Днища озерных ванн в этом случае включаются в речную сеть, становясь элементом днищ аллювиальных равнин или пойменных террас.

Котловины четвертой группы могут возникнуть в результа-

те подпруживания постоянных или временных водотоков, а также включения участков берега в сушу за счет береговых процессов. Причиной подпора или запруды могут быть обвалы, оползни, внутридолинные лавовые потоки, языки долинных ледников, возведенные человеком плотины, береговые косы, конечные морены и др. Во всех случаях здесь есть порог стока, сложенный относительно рыхлыми и легко размываемыми породами. Большинство озер этой группы в масштабах геологического времени эфемерны, хотя наиболее крупные из них существуют достаточно долгое время.

Есть, конечно, и котловины сложного происхождения, когда в их образовании принимают участие не одна, а несколько групп описанных выше факторов. Они-то и образуют последнюю пятую группу.

**Озерный морфолитогенез.** После того, как озерная котловина создана (или одновременно с созданием), начинается ее заполнение водой. Можно видеть как бы две ветви в развитии озерного морфолитогенеза: ветвь прогрессивного развития озерной водной массы и регрессивная ветвь – время сокращения объема водной массы и ее глубины.

В прогрессивную фазу наблюдается затопление местности. Оно идет вначале быстро, затем скорость наполнения уменьшается, так как с увеличением глубины быстро растут объемы ванны. Уровень стабилизируется лишь тогда, когда достигнет порога стока, а для бессточных озер положение их зеркала определяется балансом: "сток в озеро равен испарению с его поверхности". С глубиной площадь акватории растет и соответственно увеличивается испарение. И это как бы обратная отрицательная связь в системе, которая регулирует уровень озера. И поэтому по мере приближения зеркала к уровню уравновешенного "климатического стояния" темп заполнения падает, а уровень испытывает как сезонные (внутригодовые), так и многолетние колебания.

На прогрессивной ветви развития озера можно видеть, как приспособливается к доозерному рельефу береговая линия, образуя бухты и разделяющие их мысы, глубокие заливы с ингрессией в устья малых долин, оврагов и балок. И в момент максимального затопления нужно зафиксировать береговую линию, строго следующую горизонталям. И к этой прогрессивной ветви развития озерного морфолитогенеза приурочено возникновение отмелых и приглубых берегов, на которых затем возникнут абразионные и аккумулятивные береговые процессы. В период заполнения активно идет абразия. Особенно интенсивно она протекает, когда на затопляемые поверхности и склоны выходят легко размываемые отложения. Все, что уцелело от абразии ниже уреза озера, станет элементом рельефа подводного склона литорали. В дальнейшем морфолитогенез в береговой зоне и на литорали будет идти под воздействием одних процессов, на подводных скло-

нах ниже зоны влияния волнения — под воздействием других, а на днище котловины — под воздействием третьих. Источником вещества, принимающего участие в озерном морфолитогенезе, в значительной мере является береговая зона со всем многообразием поступления сюда рыхлого вещества. На берега озер могут опираться склоны разной крутизны, с чехлом склоновых отложений разного типа (от конусов обвалов и осыпей до склонов массового перемещения вещества и делювиальных шлейфов). Кроме того, сюда могут достигать устья временных водотоков с их пролювиальными конусами. Некоторые из этих конусов затем будут иметь как надводную, так и подводную части. И, наконец, устья постоянных водотоков. Они, как правило, несут основную часть питающей озеро воды и обломочного материала и поэтому играют важную роль в озерном морфолитогенезе. Материал, который доставляется в озеро разными агентами в неодинаковом количестве, несомненно будет отличаться и по своим качествам. Большую роль при этом играет его гранулометрический и химический составы. Следует также обратить внимание и на растительность в пределах водосборной площади озера. С ней будет связано формирование органогенных озерных осадков. Большое значение имеет и береговая растительность.

Дальнейшая динамика морфолитогенеза в береговой зоне связана с выравниванием береговой линии. Если озеро достигает значительных размеров, то береговые процессы идут под существенным влиянием волнения и береговых течений, связанных с наносами. В береговой зоне формируются: подводная береговая терраса (не очень большой ширины) и пляжи, чаще песчано-гравийные, реже галечниковые. Волноприбойные клифы редки. Пересыпи перегораживают лиманы, которые заполняются тонким материалом, темными мусорными глинами и алевритами, богатыми растительным детритом. Скорость абразии колеблется от первых сантиметров (на изверженных породах) до первых метров на лёссовидных суглинках. Береговые песчано-гравийные валы прослеживаются на десятки и сотни метров и сохраняются в рельефе даже после исчезновения озера. На побережьях крупных древних озер можно проследить серии разновысотных береговых линий разной морфологической выраженности. Так, например, на склонах южной экспозиции озерной котловины Зун-Торей (в Забайкалье) прослеживается до пяти разновысотных береговых уровней различной морфологической выраженности (чем древнее, тем хуже читается эта линия в рельефе), максимальной относительной высотой над урезом около 60 м.

В рельефе подводной части озера осадконакопление и формирование подводных склонов, а также морфолитологических комплексов днища впадины идут по пути сглаживания контрастов рельефа и плащеобразного обтекания рельефа, существовавшего в субаэральный период формирования озерной котловины

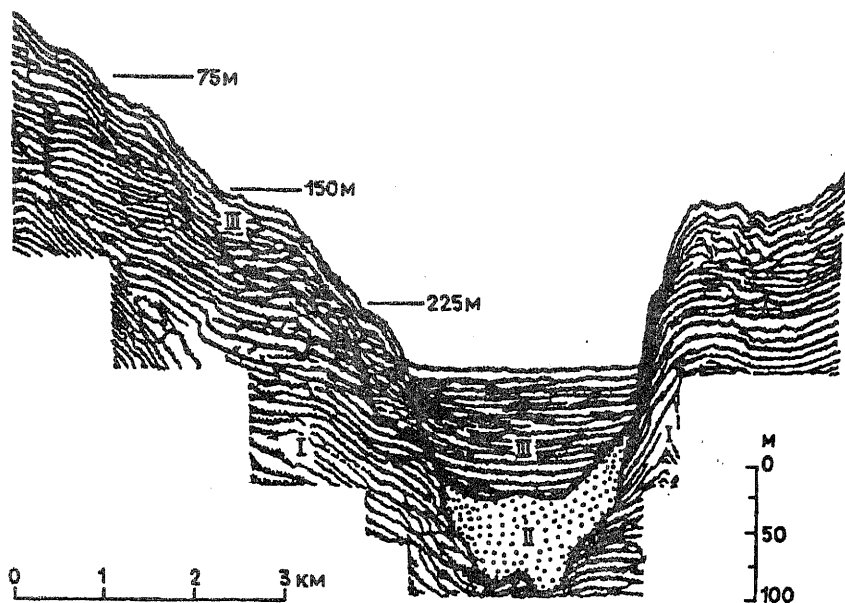


Рис. 74. Непрерывный профиль, построенный для оз. Констанца: I – молассовые отложения триасового возраста, в которые врезан озерный бассейн; II – отложения плейстоценового возраста, главным образом морены; III – голоценовые отложения, тонкозернистые осадки с хорошо выраженной слоистостью (по Мюллеру и Гизу)

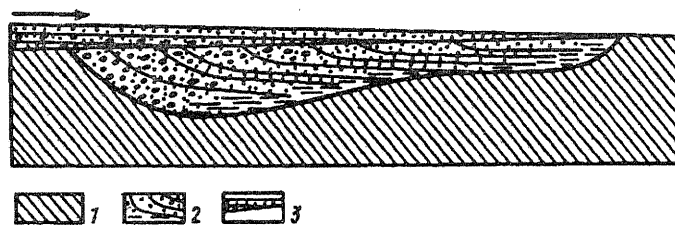


Рис. 75. Заполнение озера дельтовыми отложениями (по Вагнеру, с изменениями): 1 – коренные породы; 2 – озерные отложения; 3 – дельтовые отложения

(рис. 74, 75). Слои имеют разный механический состав и неодинаковую толщину. Последняя увеличивается у основания подножий склонов. Особенно ярко это проявляется у основания более крутых склонов, на которых дисперсный материал не может сохраняться, так как в покрывающем его чехле формируются подводные оползни. В накоплении осадков разного механического состава на склонах озерных котловин и в пределах днища подводной части котловины в плане наблюдается субконцентрическая зо-

нальность. На возможность ее существования впервые обратил внимание Твенхофел (1932). Он предложил идеальную схему распределения осадков в озере, которая обобщает имевшиеся к тому времени представления. Экспериментальные исследования подтверждают главные черты схемы Твенхофела (рис. 76).

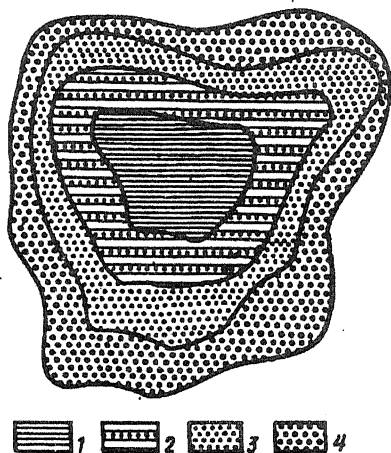


Рис. 76. Схематическая картина распределения осадков в озере (по Твенхофелу, с изменениями): 1 — илистые или осадки с высоким содержанием карбонатов; 2 — песчано-илистые (высококарбонатные); 3 — песчаники; 4 — галечники

Осадконакопление на пологих подводных склонах связано с режимом поступления осадков в озеро. Последние чаще всего поступают с мутьевыми облаками, образующиеся во временных и постоянных русловых потоках. Во время паводков над поверхностью озерной воды возникает плоский водяной конус, по которому вместе с водой поступает и взвесь минерального и органического состава. Из мутьевых потоков еще на малых глубинах выпадает более грубая часть, а тонкая уносится дальше. Турбулентный характер движения воды нередко является причиной того, что ранее отложившиеся осадки могут снова переходить в движение. И при прохождении одного паводка в озеро поступает не одно мутьевое "облако", а несколько. И тогда в передней части дельты может откладываться на дне не один, а несколько слоев озерных осадков толщиной от десятых долей до первых миллиметров. Более плотная часть водной суспензии под воздействием силы тяжести может устремиться в виде подводных потоков (течений) и откладывать находящийся в них обломочный материал в понижениях дна.

Остальная часть взвесей испытывает достаточно сложную историю, прежде чем осесть на пологих склонах озерных котло-

вин, обычно покрытых чехлом слоистых тонкозернистых осадков (пологие склоны озераго выстилания), испытывает некоторые преобразования. Судьба осадков зависит чаще всего от двух обстоятельств, на которые иногда накладывається третье. Первое из них – высота водного столба от поверхности до днаща озера. Чем больше эта величина, тем больше возможность гравитационной сортировки осадков. Если исходный мутьевой (аллювиальный, пролювиальный, склоновый, абразионный) материал механически неоднороден и состоит из нескольких гранулометрических фракций, то при достаточной глубине в соответствии с законами Стокса крупные частицы падают быстрее, тонкие – медленнее. И возникает реальная возможность того, что на поверхности подводных озерных склонов возникнут турбидиты с четко выраженной градационной слоистостью. И за паводок может сформироваться не один, а несколько слойков (до 18). Если же глубина недостаточна, то гравитационной дифференциации осадков может не произойти. В этом случае на склонах накапливаются скрытослоистые толщи опесчаненных алевритов. В редких случаях образование турбидитов с градационной слоистостью отмечалось на глубинах около 2,5 м. Как правило, они почти не встречаются на глубинах, меньших 10 м. Сохранению тонкой слоистости в дисперсных отложениях мешает волнение, эпизодически взвешивающее отложившиеся осадки на малых глубинах. Образованию слоистых осадков препятствует прибрежная растительность, быстро появляющаяся на мелководьях.

Второй фактор, определяющий режим осадконакопления и формирования рельефа пологих склонов озерных котловин, – гидрологический режим водной массы озера. Отмечается сезонный ход морфолитогенеза, который определяется самостоятельными процессами. Известно, что летом в озере имеется нормальная стратификация воды (чем глубже вода, тем она холоднее, так как верхние слои озера прогреваются, становятся легче и располагаются у поверхности). Ветры перемешивают этот верхний слой теплой воды и обогащают его кислородом. В этом слое, получившем название эпилимнион, развивается жизнь, оказывающая влияние на ход накопления минерального, хемогенного и органического материала. Ниже эпилимниона (легкого и более теплого слоя воды) располагается термоклин, ниже которого с глубиной температура воды падает и растет ее плотность, что типично уже для гиполимниона. В гиполимнионе растет минерализация воды, которая не испытывает больших суточных колебаний температур и создаются менее благоприятные условия для жизни. Плотность воды здесь все же не столь велика. В наибольшие глубины проникают достаточно плотные суспензии речных вод, с которыми связывают образование соответствующих осадков и микроформ рельефа (рис. 77).

Зимой возникает обратная стратификация. Толща наиболее



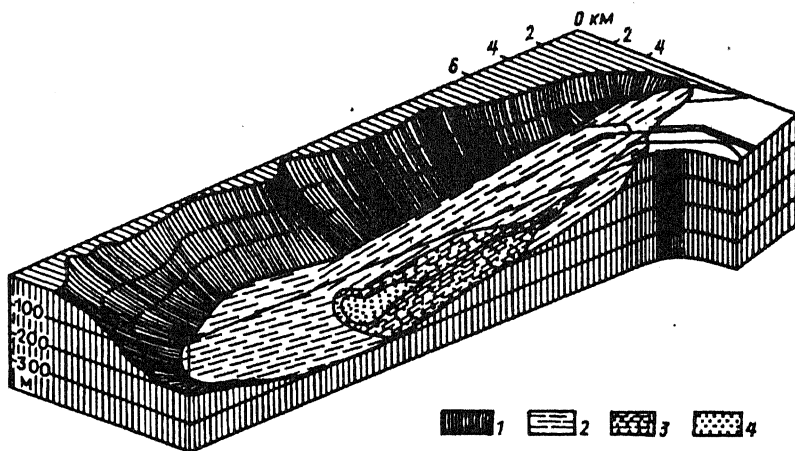


Рис. 77. Строение восточной части Женевского озера (блок-диаграмма, по Хуболту и Джонкеру): 1 – боковой склон; 2 – ил; 3 – песок и ил; 4 – песок

холодной воды с температурой ниже  $+4^{\circ}$  перемещается вверх, так как оказывается более легкой. И в ландшафтах с отрицательными зимними температурами на озерах возникает ледяной панцирь. Однако зимой морфолитогенез на дне озер не прекращается, вместе с постоянным стоком крупных рек продолжают строиться дельты, а на наибольшие глубины поставляется материал мутьевых потоков.

Осенью и весной в озерах устанавливается изотермия и в начальный ее момент, когда весь разрез воды имеет приблизительно одинаковую плотность, наблюдается конвективный обмен во всей толще воды. Весной в эпилимнион он выносит более минерализованные воды и дает начало жизни планктону, а в гиполимнионе произойдет аэрация водных масс и приостановится ход восстановительных процессов.

На ход процессов осадконакопления в связи с гидрологическим режимом эпилимниона давно уже обратили внимание литологи. М.Р. Лидер (1986), ссылаясь на работы Стурма и Маттера (1978), обращает внимание на значение термоклина, как поверхности, по которой под влиянием ветровых течений разносится поток воды, который он называет промежуточным. Вероятно, это способствует выравниванию гранулометрического состава осадков, накапливающихся по всей акватории на подводных склонах и днищах озер. Также выравнивается материал, поступающий в озеро с аэрозолями, в том числе и пыльца растений. Характеризуя особую роль эпилимниона, как некоторой терригенной и хемогенной провинции, М.Р. Лидер описывает еще одну серию сложных биохимических процессов, важных для понимания озерного морфолитогенеза. В прогретом, хорошо освещенном и

богатом кислородом слое эпиплимниона охотно появляются различные живые организмы. Особенно интересен для нас фитопланктон. Его бурное цветение приводит к сокращению содержания углекислого газа. К тому же часть газа теряется с повышением температуры воды. В связи с этим увеличивается концентрация карбоната кальция. В результате часть карбонатов выпадает в осадок, давая начало осадкам озерного мела. Это важно в диагностике палеорежимов озерного морфолитогенеза, а также при поиске ряда полезных ископаемых геоморфологическими методами. Кроме самого мела в древних палеогеновых озерах вместе с ним накапливалась органика, давшая начало месторождениям нефти и газа.

**Морфолитогеenez на днище озерных ванн.** В пределах озерных ванн сглаживающее воздействие покрова тонкозернистых и карбонатных осадков нарушается формированием оползневых шлейфов в основании крутых склонов котловин, опирающихся на днище. Чаще всего оползни связаны с землетрясениями. Бурные паводки, создающие мощные неустойчивые накопления на склонах, также могут быть причиной оползней. Но не меньшее значение для морфолитогенеза днищ озерных котловин играют отложения суспензионных потоков. Двигаясь языками перед наступающим фронтом дельты, продвигаясь вперед и наращиваясь вверх, они служат причиной постепенного обмеления и заполнения озерной котловины. Исключения представляют тектонически прогибающиеся днища котловин. Они могут продлить время существования озерного бассейна. И тогда образуются многие сотни метров толщ озерного происхождения. Восстановление их истории далеко не всегда просто и требует сопряженного морфолитологического анализа.

При деградации озера и уменьшении его глубины изменяется его гидрологический режим. Исчезает термоклин или его роль становится не столь ощутимой. Нарушается характер слоистости в осадках подводных склонов. В ритмах постепенно пропадает градационная слоистость. И наконец, появляются зоны осушки с их трещинами усыхания, формирующимися летом, и морозобойными трещинами, возникающими зимой. Усиливается роль ветрового волнения, разрушающего слоистость. Исчезают следы вдольбереговых потоков наносов, так как перемещение их вместо продольного становится поперечным. В аридных условиях усиливается соленость и начинается садка солей. Вначале преобладает сода, затем гипс и, наконец, появляются хлориды. К хемогенным осадкам добавляется воловый материал.

На периодически пересыхающих озерах глинистые осадки, ссыхаясь, растрескиваются, образуются такры. Иногда тонкие глинистые пласти, высыхая, сворачиваются. А при временном возвращении озерного режима в осадках появляется глинистая галька. Поверхностное испарение приводит к выпадению солей

эвапоритной корки, что особенно типично для соленых озер (плайи). Здесь, по мнению М.Р. Лидера (1986), большое значение имеет связь озера с грунтовыми водами. В гумидной зоне средних широт озера зарастают, появляется береговая растительность, затем сплавина, если озеро глубокое. Под сплвиной образуется сапропель, переходящий постепенно в торф. Мелкие озера сразу переходят в торфяники.

Итак, заметим, что озерный морфолитогенез разнообразен, а изучен недостаточно. Есть научные данные о Женевском, Цюрихском и ряде озер Восточной Африки, а также определенные сведения об озерных процессах Байкала, Каспийского, Аральского морей и др. Много уже изучено, но еще больше остается неизвестным. Мало известно о взаимодействии озерных процессов с другими видами континентального морфолитогенеза. Примером этому может служить роль лавинно-ударных процессов в углублении ванн каровых озер (с. 273).

## БИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

К биогенным процессам рельефообразования относятся деятельность микроорганизмов, растений, животных, в результате которой изменяется облик рельефа (как в микро-, так и в макроформах). Эти процессы весьма разнообразны и наблюдаются как в субаэральных, так и в субаквальных условиях. Помимо этого биогенный морфолитогенез создает условия, способствующие или препятствующие развитию других процессов рельефообразования. Процессы биогенного морфолитогенеза, действующие в субаэральной обстановке, оцениваются геоморфологами явно недостаточно. Главное внимание обычно уделяется крупным формам рельефа и очень мало – микроформам размером и в несколько сантиметров или миллиметров. Поэтому пока не существует даже перечня таких форм, не говоря уже о их классификации.

Биохимические процессы в горных породах способствуют интенсивному выветриванию, которое иногда относят только к влиянию гидротермических условий. Низшие организмы и литофильные лишайники – прямые агенты выветривания и денудации (С.У. Ремезов, М.А. Глазовская, Н.Г. Добровольская).

Скальные поверхности обильно населены бактериями, грибами, сине-зелеными и диатомовыми водорослями, концентрирующимися в основном в микротрещинах скальных пород и на нижних поверхностях десквамационных корочек (табл. 27). Глубина проникновения микроорганизмов в горные породы достигает 8-12 м.

Как экспериментами, так и наблюдениями в природных условиях доказано, что, например, бактерии разлагают полевые шпаты и алюмосиликаты, а диатомовые водоросли усваивают кремнезем даже из каолина, содержащегося в коре выветривания. Роль микроорганизмов и лишайников, как агентов денудации, поселяющихся на поверхности скальных пород, достаточно велика. Деятельность микроорганизмов – кислотообразователей – приводит к появлению небольших углублений на поверхности скал. Выделяются прямое и косвенное воздействие: прямое – деструкция с помощью микробных слизей и ферментативное разрушение; косвенное – разрушение пород микроорганизмами в процессе обмена веществ с образованием сильных химических реагентов (Глазовская и др., 1984). При этом слизью растворяются микроклин, накрит, каолин. Ферментативное разрушение наблюдается на минералах, содержащих серу, железо, марганец.

*Микроорганизмы в поверхностном слое выветривающихся пород в нивальном поясе Центрального Тянь-Шаня (по М.А. Глазовской, 1952)*

Объект	Абс. высота, м	Содержание в 1 г породы		
		бактерии	грибы	водоросли
Измененный гранит (10-15 см от поверхности)	4500	$1 \cdot 10^3$	$8 \cdot 10^2$	$8 \cdot 10^2$
Выветрелая корочка (0-3 см)	4500	$8 \cdot 10^5$	$2 \cdot 10^4$	$3,5 \cdot 10^5$
Измененный гранит (10-15 см от поверхности)	4100	$4 \cdot 10^2$	$1 \cdot 10^2$	нет
Выветрелая корочка (0-3 см)	4100	$3 \cdot 10^5$	$3 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^5$

Кислотообразователи разрушающе действуют на ортоклаз, кальцит, арагонит, сидерит, доломит. Наблюдения в Альпах еще в конце XIX в. позволили установить, что бактерии, поселяющиеся на известняковых скалах, окисляя аммиачные соединения до азотной кислоты, приводят к растворению последней поверхности известняковых пород. При содержании в горной породе железистосернистых соединений (пирит, марказит и др.) деятельность микроорганизмов приводит к образованию серной кислоты, разрушающей первую.

Бактериальное разрушение известняков протекает в аридных районах. Местами его усиливают лишайники. Цианобактерии проникают на глубину до 2-3 мм и, растворяя  $\text{CaCO}_3$ , образуют ямки и борозды. Скорость выветривания составляет при этом около 0,005 мм/год. Наиболее интенсивно оно проявляется на теневой стороне известняковых глыб (и склонов), где обычно концентрируется роса. Для приблизительной оценки связи между глубиной и длительностью выветривания известняков была предложена формула (Danin, 1983)

$$v = \frac{H}{0,004825} - 0,0678,$$

где  $v$  – возраст (количество лет);  $H$  – максимальная глубина выветривания известняков цианобактериями (в мм).

Биохимические процессы приводят и к особым формам аккумуляции вещества. При минерализации лишайников формируется некоторое количество тонкого обломочного материала и минералов (например, опала, халцедона, кальцита, монтмориллонита,

иллита). Е.И. Парфеновой (1956) выделены биолиты – минеральные новообразования, формирующиеся внутри растительных тканей. Однако количественные соотношения их в балансе вещества пока не вполне ясны. Следовательно, биогенные процессы проявляются уже на самых ранних этапах морфолитогенеза.

Разрушение горных пород осуществляется не только биохимическим, но и биомеханическим путем. Это связано, во-первых, с проникновением корней растений в трещины породы и расширением последних. При этом для корней деревьев внутриклеточное давление может достигать 10 атм. Общеизвестны разрывы корнями асфальтовых покрытий, поднятие железобетонных столбов и др. Отчасти из-за этого в рыхлых породах корневая система приводит к разрыхлению почвенных горизонтов. Во-вторых, в лесной зоне через колебания древесных и кустарниковых растений передается ветровая нагрузка верхним горизонтам грунта (Воскресенский, 1971).

В лесном поясе гор и равнин (но особенно в горах) часто наблюдается "искори" – бугры, сложенные рыхлыми отложениями, образованными вывороченными корнями деревьев при падении последних. Высота искорей достигает 1 м, а глубина западины возле них составляет обычно 0,5-0,8, реже – до 1,5 м. Процесс, связанный с образованием искорей, получил название "корневой снос". За 60 лет на площади в 1 га при выворачивании корней деревьев на склоне в 30° перемещается около 60 м<sup>3</sup> обломочного материала на расстояние до 125 м (Лютцау, 1959). Объем извлеченной при падении дерева массы горной породы можно примерно определить по формуле

$$V = \frac{1}{6}\pi R^2 h,$$

где  $V$  – объем искорей (м<sup>3</sup>);  $R$  – радиус искорей (м);  $h$  – глубина западины искорей (м).

Для условий южной части Дальнего Востока было высказано предположение, что рыхлый материал в искорей сохраняется 30-40 лет, а бугры искорей – 200-250 лет. При этом снижение поверхности склона в разных точках происходит неравномерно (Карпухин и др., 1984). В условиях значительной влажности в Восточных Карпатах для уничтожения искорей, по нашим данным, требуется время порядка 40-50 лет, т.е. длительность существования таких форм много меньше, чем на юге Дальнего Востока.

Таким образом, по своим масштабам корневой снос соизмерим с ролью дефлюкции, а иногда и превышает ее. Средняя скорость денудации поверхности корневым сносом в горах штата Виргиния (США) определена в 0,013 мм/год. Наблюдения, проведенные за этими процессами в горах Сихотэ-Алиня, установили дифференциацию в его интенсивности. В нижней части склонов денудация

корневым сносом оказалась равной 0,03 мм/год, в средней – 0,06, а в верхней – 0,08 мм/год (Корещкий, 1985). Это объясняется различиями в скоростях ветров на разной высоте и соответственно частотой ветровалов. Подсчитано, что корневой снос в этом регионе уступает по своим масштабам солифлюкции примерно в 10-12 раз.

Однако корни деревьев не только способствуют денудации на склонах и образованию бугристо-западного рельефа, но в отдельных случаях, наоборот, препятствуют разрушению поверхностей. Переплетения корней армируют верхние горизонты грунта, предохраняя поверхность от размыва.

В таежных условиях часто можно наблюдать нависшие над руслами рек и ручьев торфянистые "одеяла", часто вместе с деревьями. Вымывание из-под корней обломочного материала приводит к нависанию таких "одеял" над бровкой подмываемого склона и временному прекращению эрозии. Растительный покров (особенно деревья) препятствуют разрушению грунта в поймах рек при паводках. Стебли морских и речных водорослей гасят энергию текущей воды в реках и энергию воды у морских берегов (Полунин, 1983). Это связывается с тем, что упругая деформация у растений много больше, чем у "жестких" природных объектов.

Распространение и особенности растительного покрова оказывают влияние на развитие в субарктических условиях многих геоморфологических процессов, однако сама растительность образует лишь некоторые микроформы рельефа (кочкарники, торфяные "подушки" и др.). Торфяная "подушка" служит своеобразной "мягкой броней" вершинных поверхностей, предохраняющей их от разрушения современными экзогенными процессами. Длительность существования этой "мягкой брони" составляет, по данным спорово-пыльцевого анализа, около 10-12 тыс. лет. Торфяники, располагающиеся на пологих склонах речных долин, не только формируют черты микрорельефа, но и влияют на разрушение прилегающего коренного склона. Это происходит за счет повышенной химической агрессивности вод на контакте торфяника и скальных пород. Поэтому такие границы отличаются резкой контрастностью. Иногда создается впечатление, что торфяник "плывет" среди скальных выступов.

Стационарные наблюдения за делювиальным смывом на склонах показали, что сомкнутость и формы произрастания растительного покрова сильно влияют на преобразование поверхности склонов (табл. 28, 29).

Значительную роль в развитии микрорельефа играют животные, разрыхляющие верхние горизонты грунта, образующие мелкобугристый микрорельеф (сурчины и кротовины), вытаптывающие склоны и усиливающие в конечном счете процессы денудации.

Дождевые черви, поселяющиеся в толще грунта на многих ак-

Т а б л и ц а 28

Сток наносов в условиях Кении ( $t/km^2/год$ ),  
по Ongweny, 1979

Поверхности		
залесенные	травянистые	освоенные человеком
20	1000	3000

Т а б л и ц а 29

Зависимость интенсивности эрозионно-денудационных процессов  
от проективного покрытия поверхности растительностью

а) для условий равнин (средние данные)

%	10-20	30	40	50	60-80	По данным А. Петкова и др., 1958
$см^3/га$	5000-750	800-160	730-150	500-75	эрозия почвы отсутствует	

б) для условий Техаса (США)

%	0 (освоенные человеком)	0 (не освоенные человеком)	50	100	По данным M.Chang et. al., 1982
$кг/га$	3423	155	17	11	

в) для условий Прибайкалья

Снижение поверхности ( $мм/год$ )			По данным В.А. Войлошниковой, 1970
залесенные поверхности	травянистые поверхности	свежая гарь	
0,005-0,0005	0,07-0,0005	0,7-1,5	

кумулятивных склонах, в процессе своей жизнедеятельности не только разрыхляют грунт, но и выносят его на дневную поверхность. Объем последнего по результатам исследований в Судетах составил в среднем около 15 т/га. К близким результатам приводит деятельность муравьев и некоторых жуков. Кроты способны перемещать еще больший объем грунта (до 28 т/га/год). При этом создается особый вид бугристого микрорельефа, характерного для пологих склонов, поверхностей пойменных террас. Если принять, что глубина кротовин не превышает 1 м, то нетрудно подсчитать, какая доля объема грунта перерабатывается при жизнедеятельности кротов. Она составляет примерно 0,25% за 1 год.

В полупустынных условиях иногда отмечается "денудационная роль" дикобразов. В поисках пищи они оставляют рытвины до 10 см в глубину и 12 см в длину. В среднем в местах обита-



ния этих животных насчитывают 2 рытвины на 1 км<sup>2</sup>. При этом перерабатывается до 70 г грунта на одном квадратном метре. К такому же рельефообразующему эффекту приводит деятельность кабанов в гумидных областях.

Наблюдение за гофером (*Thomomys talpoides*), еще одним роющим животным, в альпийской зоне горной цепи Колорадо (Thorn, 1978) показало, что роль его геоморфологической "деятельности" достаточно велика. В маломощных щебнистых суглинках альпийской тундры расстояние между норами этого зверька колеблется от 22 до 43 см при глубине до 9 см. Системы ходов интенсивно разрушают верхние горизонты отложений. При этом на поверхности образуются микротеррасы высотой 8-10 см и длиной 35-40 см. Перемещенные объемы грунта составили 3,9-5,8 т/га. Считается (Thorn, 1978), что своей деятельностью гофер понижает поверхность почвы на 0,03-0,04 см/год.

Весной в горных районах Восточных Карпат выбросы мелкозема из нор различными землеройками образуют холмики щебнистого суглинка высотой 10-25 см. Они занимают от 30 до 70% от общей площади залесенных склонов. После сильных ливней в начале лета высота холмиков снижалась более чем наполовину, а затем они совсем исчезают. Животные и насекомые в грунте приводят к заметному усилению склоновых процессов (смыв, сползание и др.).

К усилению денудации приводит также деятельность птиц, которые разрушают обрывы, строя свои гнезда (норы). Длина таких ходов в гнездовую камеру иногда достигает 1 м, а плотность (например, у береговых ласточек) – 15 на 1 м<sup>2</sup> поверхности обрыва. Кроме того, птицы разрыхляют поверхность склонов при поисках корма.

Не очень изученной остается роль плотин, создаваемых бобрами в руслах рек. Несмотря на кратковременность их существования, плотины, как и любые препятствия, приводят к изменению режима стока, а иногда и направления стока ручья.

В зоне саванн Африки и Австралии существуют уникальные образования – термитники. Они представляют собой довольно высокие (до 12 м) ребристые конусы с диаметром основания от 4 до 35 м, сложенные суглинками или глинами с примесью органического материала, скрепленными слюной термитов, или белых муравьев. Концентрация термитников, по данным И.В. Бондырева, может достигать 875 на 1 га, из-за чего поверхность приобретает бугристый облик. Им же отмечена приуроченность построек термитников к зонам разломов, где обычно обломочный материал более рыхлый и доступен для переработки термитами. Как создание, так и разрушение термитников в конечном счете приводит к аккумуляции обломочного материала. Скорость ее оценивается в 1 мм/год.

Широко известны, особенно в освоенных человеком районах,

пастбищная эрозия, "коровьи дорожки" (термин И.С. Шукина), приводящие к изменению микрорельефа склонов и также усиливающие денудацию.

Кроме того, наличие полостей в виде нор и ходов внутри рыхлых отложений способствует развитию "туннельной эрозии" (суффозии).

Растительный покров в умеренном поясе – регулировщик многих геоморфологических процессов. Залесенные или безлесные пространства обладают собственным набором экзогенных геоморфологических процессов. Это касается всех без исключения климатических зон, а в особенности умеренной. Кроме того, с залесенными или безлесными территориями связана мощность деятельного слоя, в котором происходит выветривание скальных или транзит рыхлых пород. Уничтожение растительного покрова приводит иногда в областях с вечной мерзлотой к катастрофическим геоморфологическим явлениям. Например, исчезновение вследствие лесного пожара торфяно-мохового покрова на Алданском нагорье, характерного для гольцового пояса, привело к увеличению деятельного слоя до 4-5 м вместо обычных 1-2 м и увеличению солифлюкционного сноса рыхлого материала. К резкому усилению денудации приводит уничтожение травянистого покрова в степях (к дефляции) или в лесостепной зоне (к увеличению объема твердого стока). В конечном счете все эти изменения в растительном покрове являются причиной активизации геоморфологических процессов. Ю.П. Селиверстов (1967) отмечает, что в Западной Африке границы различных почвенно-растительных зон приобретают значение геолого-геоморфологических.

Ботанико-географический анализ растительных ассоциаций для определения связей их с характером экзогенных геоморфологических процессов и составом субстрата был проведен А.П. Лукичевой (1972) в условиях Прибайкалья. При однородном геологическом строении по типам растительного покрова можно определять тип или разновидность склоновых процессов, крутизну склонов, микрорельеф. Это объяснимо тем, что гидротермические условия влияют одновременно как на выветривание и склоновые процессы, так и на условия произрастания растительности.

Детальные ботанические исследования С. Ганчева (1963) выявили некоторые зависимости (горный массив Рила, Болгария) растительных формаций от абсолютных отметок местности, углов наклона склонов, влажности грунта и строения рыхлых отложений. Анализ этих данных (Кендерова, 1987) и полевые наблюдения выявили связь с геоморфологическими процессами. В принципе это позволяет использовать при геоморфологическом анализе детальные геоботанические карты. Растительные формации служат индикаторами для определения типов склоновых процессов, микроформ рельефа, влияния эоловых процессов, формирования мелкозема.

Следовательно, влияние биогенных процессов на рельефообразование и формирование обломочных отложений в субаэральных условиях многопланово. Роли животных организмов и растительного покрова различаются. Если первые сами создают микрорельеф, то вторые главным образом усиливают или ослабляют процессы денудации и аккумуляции. Интенсивность денудации рельефа биогенными процессами соизмерима с деятельностью многих других процессов рельефообразования и должна обязательно включаться в баланс миграции обломочного материала. В ряде случаев границы растительных ассоциаций могут иметь характер геоморфологических границ. Последнее дает возможность использовать крупномасштабные геоботанические карты, аэрофотоснимки и перспективные снимки с отдешифрованной растительностью для индикации геоморфологических процессов.

Не меньшую роль в рельефообразовании играют биогенные процессы в *субаквальных условиях* (см. гл. 17, 18). Установлено, например, что под водой, так же как и на суше, развиваются процессы выветривания. Это касается не только выветривания горных пород на дне морей и океанов, но и в руслах рек и на дне озер. В последних двух случаях биохимическое выветривание осуществляется в основном микробактериями и микококками (Добровольская, 1980; Глазовская, Добровольская, 1984). Скорости такого разрушения зависят от минералогического состава горных пород. Опыты показали, что наиболее устойчивы к выветриванию под водой граниты и кварцевые пески, менее – известняки. Однако бактерии все же воздействуют на кварц, переводя кремнезем в растворы. Поэтому практически биохимическое выветривание распространено повсеместно.

Наиболее ярким примером биогенного морфолитогенеза в субаквальных морских условиях служит формирование *коралловых рифов*. Рельеф их связан с деятельностью не только биогенных факторов (температура и соленость воды, количество света, волновое воздействие, ураганы, уровень океана). При температурах воды не ниже +20° рост кораллов приобретает рельефообразующее значение (Космынин, 1982).

Как растительный покров, так и жизнедеятельность животных являются источниками биологической энергии, поставляемой в самые верхние горизонты литосферы и вливающейся в общий поток энергии, влияющей на рельефообразование. Взаимосвязь с другими формами однако неоднозначная, поскольку при интерференции потоков энергии может происходить как ее усиление, так и ослабление. Например, энергия поверхностных водотоков и волновой деятельности рассеивается сопротивлением растительного покрова и влияние ее ослабляется.

## ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Береговая зона морей и океанов принадлежит к числу важнейших геофизических границ земли. С одной стороны, она довольно четко пространственно определена приуроченностью к границе раздела сред с различной плотностью (воздушной и водной), спроектированной на поверхность третьей среды (твердой), в пределах которой и возникают при действии прибрежно-морских процессов разнообразные формы рельефа. С другой стороны, даже линия уреза воды характеризуется временным непостоянством и меняет свое положение в зависимости от штормовых условий, фазы прилива, давления атмосферы и др. Во времени, в частности на протяжении плейстоцена, положение границы суши и океана неоднократно смещалось в пределах от +5 до -110 м по отношению к нулю современного уреза. В последний раз на отметке около -110 м, соответствующей современной осредненной глубине расположения бровки шельфа, береговая линия находилась около 18 тыс. лет назад. Подъем уровня океана в ходе последней послеледниковой трансгрессии сопровождался замедляющимся во времени перемещением береговой линии в сторону континентов, пока около 6 тыс. лет назад не установился относительно постоянный  $\pm 2$  м уровень океана.

Таким образом возраст современной береговой зоны океана равен 6 тыс. лет в предположении относительного постоянства ее пространственных границ.

### ГРАНИЦЫ И ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ОКЕАНА

Границы береговой зоны океана или моря определяются действием специфических для нее процессов, важнейшим из которых считается волнение (Зенкович, 1946, 1962; Лонгинов, 1963). Верхнюю границу береговой зоны обычно проводят по верхней границе ежегодно повторяющихся максимальных заплесков прибойного потока. С определением нижней границы дело обстоит не столь ясно.

Так, ряд исследователей указывает на существенное действие волн до глубин около 20-30 м, а на больших глубинах основная

роль в перемещении наносов придается действию приливных течений (в том числе при совместном действии их с волнением), тогда как при исследовании о движении наносов мористее зоны разрушения волн Р. Сильвестр (Silvester, 1970) отмечает, что весь континентальный шельф – арена воздействия океанической зыби на осадки. Таким образом, конкретные оценки границ береговой зоны нельзя считать общепринятыми и имеющими четкие критерии. Такие критерии могут быть, однако, выработаны на основе учета закономерностей распределения волнения в Мировом океане.

Учитывая различие предельных глубин воздействия волн различающихся параметров на дно, можно, очевидно, считать, что каждым волнением определяются индивидуальные границы "собственной" береговой зоны. Объективным методом определения нижней границы должно стать применение статистики волн – режимных функций распределения параметров волн к анализу глубин воздействия волнения на дно.

К настоящему времени по режимным функциям распределения параметров волн получен ряд фундаментальных результатов (Крылов, 1956, 1966). Статистическая теория дает следующее выражение для интегральной функции превышения высоты волновых колебаний глубокого моря:

$$F = e^{-\frac{1}{4}(\frac{h}{\bar{h}})^2},$$

где  $F$  – вероятность превышения безразмерной высоты волны  $h/\bar{h}$  ( $\bar{h}$  – средняя высота). Характерно, что интегральная функция превышения орбитальных волновых скоростей имеет такой же закон распределения.

Наиболее перспективным подходом к определению границ береговой зоны является подход, основанный на анализе режимных функций распределения параметров волн. С этих позиций можно говорить о границах береговой зоны 50%- или 20%-ной обеспеченности, подразумевая, что соответствующие оценки основаны на параметрах волн фиксированной обеспеченности. Совершенно необходим такой подход при анализе воздействия волн малой обеспеченности для инженерных целей.

Вместе с тем любой реально существующий участок береговой зоны является результатом совокупного воздействия параметров волн различной обеспеченности, и заведомо неизвестно, определяется ли его геоморфологический облик длительным воздействием волн 50%-ной обеспеченности или кратковременным воздействием жесточайших штормов (например, 0,1%-ной обеспеченности). Отсюда ясно, что верхняя часть береговой зоны отражает преимущественно воздействие средних волновых условий, тогда как нижняя часть формируется преимущественно крупными волнами

малой обеспеченности. Полагая, что поверхность дна береговой зоны, как и поверхность надводной части пляжа, является профилем равновесия, отвечающим интегральному воздействию всех волновых режимов, необходимо иметь в виду отражение в его облике в том числе и тех параметров волн, которые могут иметь место за все 6 тыс. лет существования береговой зоны в условиях относительно неизменного уровня. Из этого следует, что можно ожидать соответствия реальных батиграфических кривых береговой зоны, отражающих основные черты рельефа, режимным функциям распределения параметров волн примыкающих участков океана. Одна из важных проблем геоморфологии береговой зоны океана состоит в поисках конкретных связей названных характеристик.

Для определения степени интенсивности воздействия волнения на дно было введено понятие динамического возраста береговой зоны (Сафьянов, 1978), целесообразность которого следует в частности из зонального распределения ледового покрова на морях высоких широт. Из-за наличия ледового покрова на арктических морях и морях умеренных широт воздействие волнения на их берега относительно ослаблено. Так, например, динамический возраст береговой зоны восточной части моря Лаптевых (около 10 месяцев в году море покрыто льдом) составит лишь  $6000 \times 0,2 = 1200$  лет, а для восточной части Восточно-Сибирского и западной части Чукотского морей – всего лишь 600 лет. Динамический возраст береговой зоны отдельных морей должен быть учтен при поисках конкретных связей батиграфических кривых береговой зоны с режимными функциями распределения параметров волн.

Другой физический параметр, относящийся к границам береговой зоны, – ее протяженность. Длина берегов может быть дана лишь приблизительно, поскольку неизбежно возникают проблемы, связанные с генерализацией контуров береговых линий на картах различных масштабов.

Граница континентов и Мирового океана протянулась на 473 тыс. км (Саго, 1956). Распределение длин берегов по отдельным континентам:

Евразия	190,8 тыс. км
Северная Америка (с островами Центральной Америки)	134,7
Южная Америка	39,9
Африка	36,2
Австралия и Океания	49,7
Антарктида	22,2

---

Всего 473,3

На основе изучения гранулометрии донных осадков, если глубина внешней границы береговой зоны океана в целом около 60 м (Сафьянов, 1978), то площадь береговой зоны составляет не менее 15 млн км<sup>2</sup>, т.е. не менее 10% поверхности земной суши. Из самой величины поверхности береговой зоны океана следует ее важнейшая геофизическая роль.

Эта огромная поверхность состоит из различных осадков, и занимают они следующие проценты площади береговой зоны: скалы – 3, гравийно-галечные отложения – 3, пески – 47, илы – 37, кораллы – 6, ракушка – 4. Самый типичный из осадков – песок. Заметное место в составе осадков береговой зоны занимают илы, и уже хотя бы из этого факта следует полная необоснованность проведения внешней границы береговой зоны по глубине залегания илов, что иногда предлагалось. Значительна и площадь, занятая осадками биогенного происхождения (10%). В действительности она существенно больше, поскольку основная часть песка представлена карбонатом кальция биогенного происхождения, а в составе илов значительная доля также принадлежит органическому материалу.

М. Хейс (Hayes, 1967) обращает внимание на связь типов осадков с береговыми климатами (в это понятие вкладывается и волновой режим). Песчаные осадки в основном преобладают на широтах от 15 до 60°, а илистые и биогенные распространены в приэкваториальной области, тогда как скальные выступы и гравийно-галечные отложения тяготеют к высоким широтам. Таким образом, в распределении типов осадков прослеживается ярко выраженная широтная зональность.

Многие исследователи (Зенкович, 1946, 1962) береговую зону понимают как поверхность, рельеф которой создан волнами при данном уровне моря. Береговая зона имеет определенную, в общем случае переменную по профилю толщину и представляет собой некоторое трехмерное пространство. Несомненно, что она представляет собой часть контактной зоны океана. Донную контактную зону В.В. Лонгинов (1977) определяет как зону механического взаимодействия движущихся масс воды и донного материала между собой и с неподвижным дном. Можно, по-видимому, считать, что береговая зона представляет собой часть донной контактной зоны океана, в которой градиенты взаимодействия вдоль поверхности дна имеют максимальные величины.

## ГИДРОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Гидрогенные процессы играют важнейшую роль в движении наносов, преобразовании рельефа береговой зоны моря, а также и в других явлениях (например, в перемещении питательных веществ для обитающих здесь организмов от источников их пос-

тупления, для удаления продуктов метаболизма и т.п.).

Среди гидрогенных процессов наибольшее значение придается поверхностному ветровому волнению, свойством которого является довольно быстрое затухание орбитальных скоростей с ростом глубины. Уже на глубине, равной половине длины волны, скорости уменьшаются в 23 раза, а на глубине, равной длине волны, в 512 раз по сравнению с поверхностной. Тем самым обуславливается максимальное воздействие придонных орбитальных скоростей на малые глубины в пределах береговой зоны.

Рельеф береговой зоны, подвергаясь воздействию волнения, сам является существенным фактором трансформации поля морских волн. Глубина – важнейшая физическая характеристика среды распространения волн, влияющая на скорость их движения. При уменьшении глубины скорость распространения волн также уменьшается. Вследствие этого при наличии вдоль контура берега различающихся глубин на подводном склоне и вызванных этим различий в скоростях распространения поверхностных волн, фронт волн искривляется, приспособляясь к новым условиям распространения. Явление трансформации волнового поля, вызванного изменением скорости их распространения, получило название рефракции волн. Рефракция волн, вызванная изменением глубин, сопровождается изменением их распространения таким образом, что фронты волн стремятся принять форму изобат.

Рефракция волн может быть вызвана не только рельефом дна, но и внешним по отношению к волнам полем скорости течений, например на приустьевом взморье реки при действии сточного течения или на постоянном течении со сдвигом скорости.

В водной толще при волнении происходит знакопеременное движение частиц жидкости по орбите. Характерно, что на мелководье орбита движения частицы за время действия одной волны разомкнута. Таким образом, в течение каждого периода волны происходит небольшое смещение жидкости в направлении луча волны. Скорость такого смещения, названная стоковой, невелика (примерно на порядок величины меньше орбитальной скорости движения). Однако значение ее во всех процессах гидро- и литодинамического характера огромно. Без понимания ее роли невозможно познать закономерности движения наносов и формирования рельефа подводного берегового склона.

При экспериментальных наблюдениях в природных условиях и экспериментальных наблюдениях было установлено, что в фазу гребня волны орбитальные скорости, направленные по лучу волны, почти не отличаются от теоретических, даваемых, например, линейной теорией гравитационных волн малой амплитуды, тогда как в фазу прохождения ложбины орбитальные скорости, направленные против луча волны, имеют существенно меньшие значения. Явление неравенства волновых орбитальных скоростей получило название асимметрии волновых скоростей, характеризующейся преоблада-



нием скоростей, направленных к берегу (точнее, по лучу волны), над скоростями жидкости, направленными от берега (против луча волны). Вследствие существования стокова переноса жидкости меняется и время действия орбитальных скоростей по лучу волны и обратно: время действия скоростей к берегу меньше времени действия орбитальных скоростей от берега.

Волновой (стоксов) перенос жидкости сопровождается появлением нагона (повышения уровня) у береговой черты. Уровень вблизи уреза может расти только до определенного предела, а затем начнется компенсация его повышения за счет действия так называемых компенсационных противотечений. Обычно они распространяются в средней части водной толщи, но при определенных условиях могут захватывать на отдельных участках берега всю водную толщу. Наиболее ярко выражение компенсационные течения получают при благоприятных геоморфологических условиях, например, при наличии подводных каньонов. В последнем случае часто такого рода течения достигают крайне резкого выражения, захватывая придонный слой, а иногда и всю толщу, — они получили название разрывных течений. Разрывные течения нередко отличаются стационарностью проявления во время штормов и приуроченностью их к понижениям подводного берегового склона. Они действительно прорывают полосу бурунов (зону разрушения волн), к которой постоянно "накачивается" вода за счет волнового переноса. Геоморфологическая роль разрывных течений по выносу в сторону моря наносов может быть очень существенной.

Однако асимметрия волновых скоростей сама сопровождается значительными литодинамическими последствиями. В частности для относительно крупных частиц в береговой зоне существуют условия, благоприятствующие их движению в сторону берега, тогда как для относительно мелких создаются условия, благоприятствующие их движению в море. Движение частиц разной крупности (плотности) в противоположных направлениях при действии волнения представляет собой наиболее специфичное явление литодинамики береговой зоны.

Компенсация переноса жидкости в сторону берега может осуществляться не только за счет ее стока в сторону моря, но и вдоль берега. В этом случае принято говорить о вдольбереговых энергетических течениях, источником энергии для появления которых служит вдольбереговая составляющая потока волновой энергии.

Если волны одних и тех же параметров действуют на берег достаточно долго, подходя к нему по нормали<sup>1</sup>, то наносы различной крупности на подводном береговом склоне и пляже занимают такое положение, что в итоге их направленного смещения не про-

<sup>1</sup> Угол подхода волн определяется как угол между лучом волны и перпендикуляром к изобате (линии берега).

исходит (они совершают лишь колебательное движение) – формируется профиль динамического равновесия. По экспериментам в волновых лотках и бассейнах было установлено (Катков, Петров, Сафьянов, 1984), что период релаксации – период времени, по прошествии которого направленные изменения профиля пляжа, сложенного гравийно-галечным материалом, отсутствуют:

$$T \approx 9 \cdot 10^4 \left( \frac{\bar{d}}{g} \right)^{0,5},$$

где  $T$  – период релаксации,  $\bar{d}$  – медианный диаметр частиц пляжа,  $g$  – ускорение свободного падения.

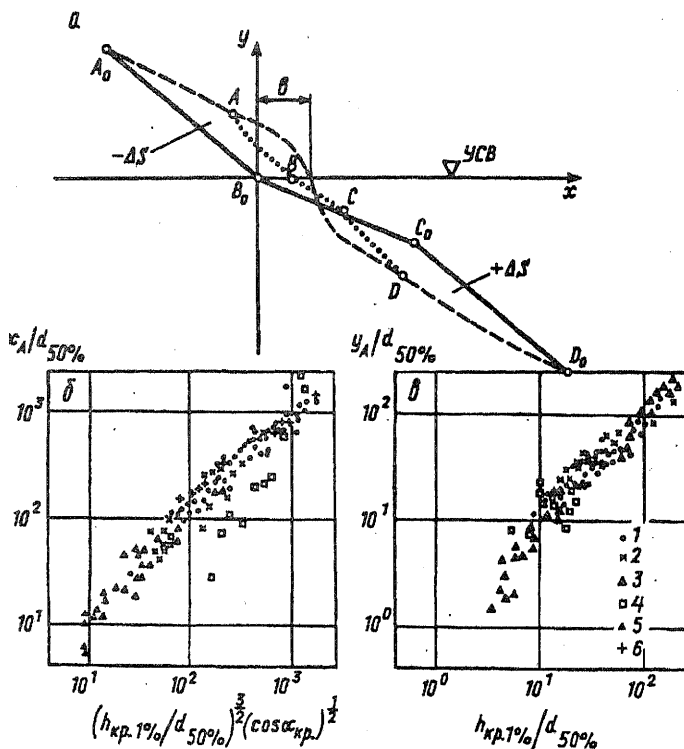


Рис. 78. Деформация поперечного профиля галечного пляжа во время шторма до равновесного состояния и его характерные точки (Катков и др., 1984): 1 – натура; 2 – бассейн,  $d_{50\%} \geq 3$  мм; 3 – лоток,  $d_{50\%} \geq 3$  мм; 4 – бассейн, лоток,  $d_{50\%} \leq 3$  мм; 5 – натура (П. Кэмп, 1963); 6 – бассейн,  $d_{50\%} \geq 3$  мм (Е. Ван Хьюм, 1976)

Выделение характерных точек пляжа позволяет связать в единой системе их профили, которые формируются при действии раз-

личных параметров волн. В процессе сравнительного анализа многих равновесных профилей было установлено несколько характерных точек (рис. 78,а): *A* – вершина гребня штормового вала (верхний предел самых мощных залпов); *B* – пересечение уровня спокойной воды и поверхности профиля пляжа. Введение координатной системы (*x*, *y*), своей для каждого волнения, не препятствует их объединению в одну систему через длину *b*, равную горизонтальному смещению линии уреза; *C* – бровка намывной ступени (вершины подводного вала), соответствующая линиям разрушения волн; *D* – выклинивание бермы пляжа, соответствующее началу деформации профиля со стороны моря.

Элементы равновесного поперечного профиля между этими характерными точками чаще всего определяются в виде линий *AB* – вогнутой, *BC* – прямой, *CD* – прямой или вогнутой.

В процессе определения координат выделенных характерных точек было проверено большое число безразмерных параметров. Изменения рельефа получены как функция ограниченного набора параметров: характеристики группы волн, рельефа и материала пляжа.

Основные результаты построения корреляционных зависимостей показаны на рис. 78,б,в. В качестве примера приводятся координаты точки *A* (*x<sub>a</sub>*, *y<sub>a</sub>*). Аналогичный характер имеют зависимости для точек *C* и *D*. В среднем координаты характерных точек выражаются следующими соотношениями

$$x_a = -h_{p1\%} \left( \frac{h_{p1\%}}{d} \right)^{0,5} \cos \alpha_p; \quad y_a = h_{p1\%};$$

$$x_c = -x_a; \quad y_c = -0,5h_{p1\%};$$

$$x_d = 2x_c; \quad y_d = -1,5h_{p1\%};$$

где *x<sub>a</sub>*, *x<sub>c</sub>*, *x<sub>d</sub>* – горизонтальные расстояния до характерных точек от начала координат; *y<sub>a</sub>*, *y<sub>c</sub>*, *y<sub>d</sub>* – глубины от уровня спокойной воды;  $\alpha_p$  – угол подхода волны к зоне разрушения; *h<sub>p1%</sub>* – высота волны по линии обрушения 1%-ной обеспеченности (в системе).

При использовании единой системы координат вводятся параметры: *b* – определяющий смещение уреза в процессе волнения до равновесного состояния,  $\pm \Delta S$  – площадь размыва в верхней или аккумуляции в нижней части профиля. Параметры выражаются через координаты характерных точек и *b*, при этом  $+\Delta S = |-\Delta S|$ , исходя из условия сохранения массы. Решение имеет следующий вид:

$$b = \frac{1}{3} \frac{h_{p1\%}^{1,5}}{d^{0,5}} \cos \alpha_p,$$

$$\pm \Delta S = \frac{1}{6} \frac{h_{p1\%}^{2,5}}{d^{0,5}} \cos \alpha_p.$$

Используя приведенные выше зависимости, можно прийти к заключению, что уклоны равновесного поперечного профиля на галечном пляже определяются отношением крупности частиц к глубине разрушения волн. При постоянстве гранулометрического состава наносов и изменении глубины разрушения волн, что может быть вызвано изменением параметров волн, происходит перестройка рельефа, связанная с массовым перемещением наносов. Достижение некоторых критических уклонов делает невозможным дальнейшее движение галечного материала. В сходном случае движение наносов на песчаных берегах продолжается при действии вдольбереговых течений.

Расход галечного материала по ширине потока имеет максимум в зоне наката, убывая к зоне разрушения. Совершенно аналогичные результаты дают и наблюдения на песчаных пляжах (Долотов, Жаромскис, Кирлис, 1982; рис. 79).

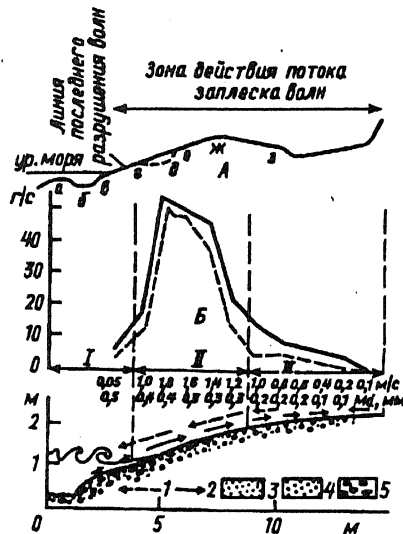


Рис. 79. Морфодинамические подзоны пляжа (А) и схема распределения скоростей потока заплеска волн (м/с), общего расхода рыхлого материала (г/с) и материала различной крупности ( $Md$ ) на морском склоне пляжа при конкретном волновом режиме (Б): а – прибрежный вал (бар); б – приурезовая ложбина; в – пляжевая ступень; ж – приурезовый валик; з – уступ размыва; е – морской склон пляжевого вала; жс – его вершина; з – береговой склон; I – зона окончательного разрушения волны (взмучивания песка); II – зона максимальных скоростей потока заплеска (транзита рыхлого материала); III – зона уменьшения энергии потока заплеска (отложения материала); 1 – величины скоростей обратного потока; 2 – значения скоростей прямого потока; 3 – песок; 4 – гравий; 5 – галька

Основные особенности морфодинамики пляжа применительно к галечным наносам установлены для интервалов времени порядка длительности штормов. Однако они хорошо соответствуют и известным сведениям о сезонных изменениях на пляжах. Известно, что сезонные изменения профилей пляжей связаны с сезонным изменением волнового режима. Различают так называемые штормовые (зимние) профили, характеризующиеся уменьшением уклонов в зоне пляжа и наличием аккумулятивных подводных песчаных валов, и так называемые нормальные (летние) профили с крутыми уклонами пляжей и отсутствием подводных валов. Полевые и лабораторные исследования показывают, что штормовые и нормальные профили соответствуют сезонным изменениям крутизны волн. Зимние штормовые волны были круче и размывали пляж, мористее, и за счет поступлений сверху возникал подводный вал. Летние волны меньшей крутизны подают наносы к берегу и восстанавливают пляж полного профиля. Значение крутизны волн, отделяющее формирование зимних и летних профилей, приблизительно равно 0,025. Японские исследователи нашли, что отношение высоты волны к медианному диаметру наносов – важный фактор, определяющий величину переходного значения крутизны волн.

Наличие вдольбереговой компоненты скоростей обуславливает развитие вдольберегового перемещения наносов. Вдольбереговая компонента может быть создана проекцией стокова переноса на контур берега. Естественно поэтому ожидать зависимости ее величины от угла подхода волн. Однако вдольбереговое перемещение наносов может происходить, когда угол подхода волн к берегу равен нулю. В этом случае оно определяется наличием дополнительных скоростей, имеющих вдольбереговое направление и не связанных с действием волн. В этом случае возникает суперпозиция (сложение) волнового поля с полем скоростей, например, постоянного течения. Такое же сложение, очевидно, может иметь место и для случая, когда ветровые волны подходят под косым углом к берегу.

Общие представления о методах исследования вдольбереговых потоков наносов излагаются в ряде монографий и учебных пособий (Зенкович, 1962; Леонтьев, 1961; Леонтьев и др., 1975; Лонгинов, 1963; Ингл, 1971; Сафьянов, 1973, 1978, 1987). Интересные результаты в этой области достигнуты английскими и американскими исследователями (Longuet Higgins, 1970; Bowen, 1969; Komar, Inman, 1970; Inman et al., 1969).

Полученные П. Комаром и Д. Инманом расчетные выражения касаются двух моделей транспорта песка вдоль берега. Первая модель исходит из пропорциональности расхода вдольберегового потока наносов, выраженного массой песка в воде (иммерсионной массой)  $I_1$ , вдольбереговой составляющей потока волновой энергии

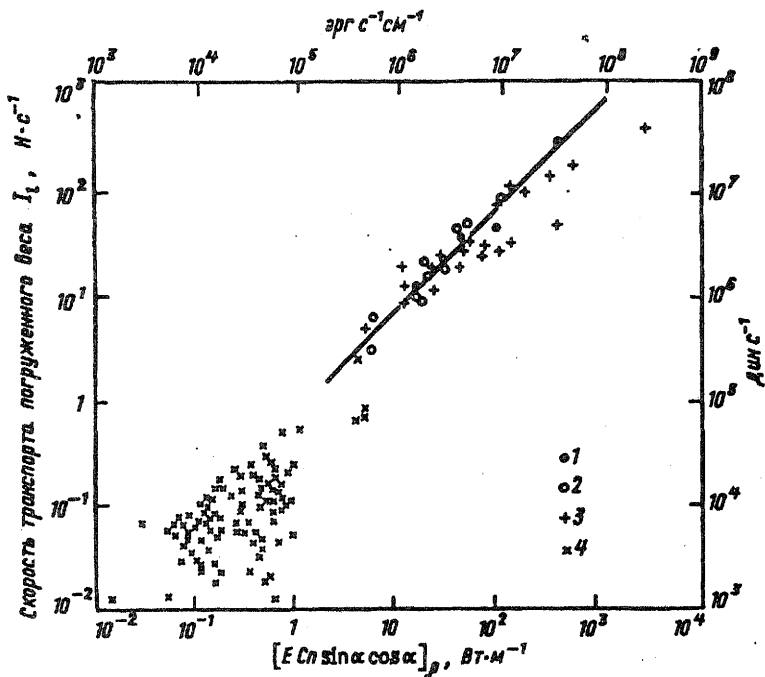


Рис. 80. Скорость вдольберегового транспорта песка в иммерсионном (погруженном) весе ( $\text{Н}\cdot\text{с}^{-1}$ ) как функция вдольбереговой составляющей потока волновой энергии ( $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-1}$ ). Полевые данные наблюдений за волнением исправлены от высот значительных волн к высотам среднеквадратическим (Inman et al., 1976): 1 – пляж Сильвер; 2 – Эль Морено; 3 – другие; 4 – постоянная амплитуда

гии (рис. 80):

$$I_l = k(EC_n)_p \sin \alpha_p \cos \alpha_p,$$

где  $E$  – плотность энергии;  $C_n$  – групповая скорость волн (скорость переноса энергии);  $\alpha_p$  – угол подхода волн к зоне разрушения. Значение коэффициента  $k$  по данным экспериментальных наблюдений оказалось равным 0,77.

Вторая модель предполагает, что волны обеспечивают энергию для движения и взвешивания наносов, орбитальное движение перемещает наносы по направлению луча волны и обратно, но не создает направленного переноса, хотя волновая энергия расходуется. Направленное перемещение вдоль берега, однако, обеспечивается вдольбереговой составляющей течения  $V_l$ , которое в общем случае может быть и не связано с углом подхода волн к зоне разрушения. Расход вдольберегового потока наносов для этого случая представлен в виде

$$I_l = K'(EC_n)_p \cos \alpha_p (V_l/V_m),$$

где  $V_m$  – величина максимальной горизонтальной составляющей придонной скорости в зоне разрушения волн. Ее значение может быть получено из теории одиночных волн:

$$V_m = \frac{1}{2} \gamma_p C_p,$$

в котором  $C_p$  – фазовая скорость волн,  $\gamma_p$  – отношение высоты волны в зоне разрушения к глубине разрушения, равное 0,78. Вдольбереговой перенос песка пропорционален диссипации энергии при трении о дно. Численное значение коэффициента  $K'$ , полученное по данным экспериментов, равно 0,28.

Применимость приведенных выражений установлена для диапазона изменения крупности частиц на пляжах от 0,175 до 0,6 мм, но, по-видимому, он несколько шире.

Общим недостатком этих выражений служит очевидный недоучет роли крупности наносов. Так, например, в экспериментальных условиях Б.А. Шуляком получено, что величина интегрального расхода при изменении диаметра частиц от 0,3 до 0,1 мм изменялась в 50 раз. Этот пример показывает, как важно знать функцию распределения частиц по размеру и плотности.

Учет гранулометрического состава наносов особенно очевиден при попытках расчета величины расхода вдольберегового потока галечных наносов.

Комплекс натуральных наблюдений, выполненных в широком диапазоне параметров волн и гранулометрического состава наносов пляжей, позволил получить зависимость расхода галечного потока наносов от вдольбереговой составляющей потока волновой энергии (Петров и др., 1983; Петров, 1984). Исследования проведены в диапазоне высот волн 1%-ной обеспеченности (в системе) по линии последнего разрушения от 0,25 до 3,0 м, углах их подхода к берегу от 0 до 45° и средних периодах от 3,1 до 9,8 с. Расчетная зависимость для расхода потока галечных наносов имеет вид:

$$G = 2 \cdot 10^{-6} \rho g^2 h_{p1\%}^3 \bar{\tau} \bar{d}^{-1} \sin \alpha_p \cos \alpha_p,$$

где  $\rho$  – плотность морской воды;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $\bar{\tau}$  – средний период волн;  $h_{p1\%}$  – высота волн в зоне разрушения 1%-ной обеспеченности (в системе);  $\bar{d}$  – осредненный для прибойной зоны медианный диаметр пляжеобразующего материала;  $\alpha_p$  – угол подхода волн к зоне последнего разрушения.

В природных условиях пляжи неоднородны по составу наносов, что сказывается на начальных условиях сдвига. На начало движения неоднородной по гранулометрическому составу грунтовой смеси целесообразно принять начало движения наносов с

крупностью, соответствующей медианному диаметру. Экспериментально было установлено (Петров и др., 1983), что при равенстве медианных диаметров пляжевых наносов для вовлечения в движение неоднородного материала необходимо более интенсивное волновое воздействие, и эта неоднородность может быть учтена в выражении для расхода вдольберегового потока наносов.

Однако механизм вдольберегового перемещения сложен во времени и во многом зависит от стадии формирования профиля. Было замечено (Катков и др., 1984), что в начальный период движение прибойного потока не обнаруживает заметной связи с циркуляцией воды до зоны разрушения. С увеличением длины наката по мере выработки профиля увеличивается и время наката, а время для действия обратного потока, наоборот, уменьшается. Откат не успевает завершиться до подхода следующей волны, которая попадает в более глубокий поток и разрушается не по типу ныряющего буруна, а по типу неполного разрушения. Затем уже этот "удвоенный" откат взаимодействует с третьей волной и образует правильное ныряющее обрушение. Такое неустойчивое поведение потока приводит к местной продольной межфестонной циркуляции, для которой характерно наличие разрывных течений и вдольбереговое изменение высоты волны. Три волны, следующие друг за другом по линии обрушения, образуют разную амплитуду, через три периода подходящих волн меняя положение на обратное. Вдоль линии обрушения возникают колебания по типу краевых волн. Из анализа соотношения силы, приводящей к межфестонной циркуляции, и силы, которая возбуждает вдольбереговое течение, получены условия равновесия (Комар, 1971). Отсюда образование фестонов вызвано вдольбереговым изменением высоты волны, которое тем больше, чем больше угол подхода волн. По мере дальнейшего формирования поперечного профиля разница в фазах между временем наката и периодом поступающих волн становится равной периоду волны, возникают условия для выработки равновесного предельного профиля. Исчезает различие высот волн вдоль берега, фестоны смещаются в соседние по ходу потока межфестонные ложбины.

Изменение высоты волны в процессе развития и затухания шторма часто приводит к тому, что пляж не успевает перестроиться, время изменения волновых условий меньше периода релаксаций. По этой причине при косом подходе волн наблюдаются переходные формы типа фестонов и гряд, которые медленно перемещаются в направлении вдольберегового транспорта наносов, происходят резкие пульсации расходов наносов.

Во вдольбереговом направлении в период перестройки рельефа от начальных условий происходит параллельный перенос площади поперечного сечения активной толщи  $\Delta S$  на некоторое расстояние вдоль берега  $\Delta l$ . Таким образом, перенос волновой энергии в отличие от ситуации на песчаных пляжах не всегда сопро-



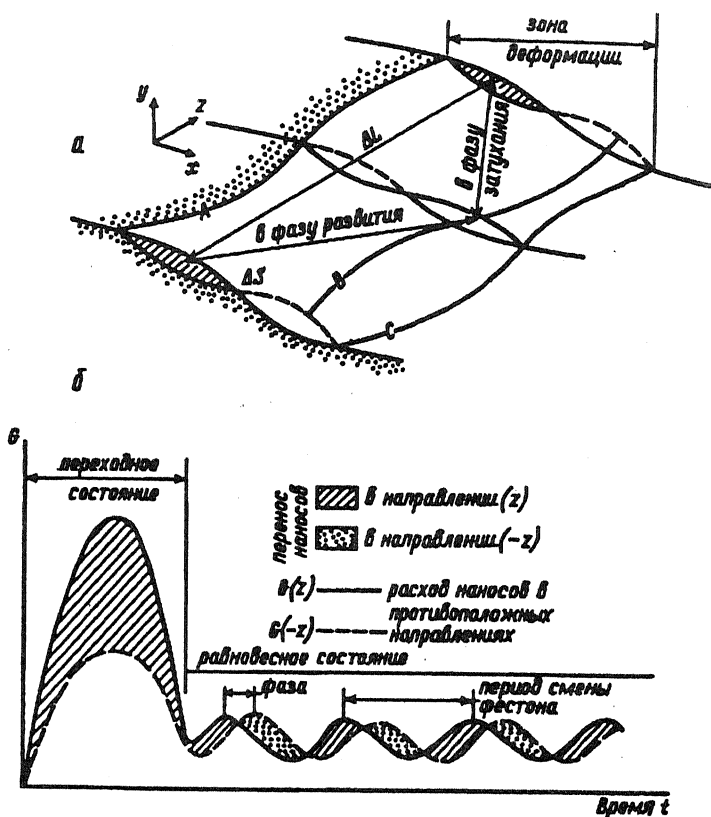


Рис. 81. Трехмерная модель механизма вдольберегового переноса пляжеобразующих наносов (по С.А. Каткову): а – общий перенос за период штормового цикла; б – изменение вдольбереговых расходов во время переходного (фазы развития и затухания волнения) и равновесного (фазы стабилизации) состояний

вождается переносом массы наносов.

Развитие трехмерной модели морфодинамики галечного пляжа (рис. 81), учитывающей прерывистый характер вдольберегового перемещения наносов, вызванный стадией волнения и формированием равновесного профиля и волнообразного (фестончатого) контура берега в плане, проведенное на основе значительного объема экспериментального материала, позволило определить средний объем вдольберегового транспорта пляжеобразующих наносов за период единичного штормового цикла (Катков, 1987):

$$\Delta Q = 21,3 h_{p1\%}^{2,5} g^{0,5} \bar{\tau} \sin \alpha_p \cos \alpha_p \left( 1 + 0,0326 \sqrt{\frac{h_{p1\%}}{d}} \right).$$

Приведенная зависимость при учете статистики штормов может служить для целей инженерных расчетов на берегах с галечным составом наносов.

Важно отметить, что периодическое изменение параметров волн, воздействующих на берега, может быть связано не только с их взаимодействием с накатом, как это было проиллюстрировано выше. Периодические формы рельефа широко распространены на берегах – это и пляжевые фестоны, и мегафестоны, и серповидные бары (подводные валы), и некоторые другие ритмические формы рельефа. Названные формы рельефа, как и появление периодических прибрежных циркуляций, западные исследователи в последние годы связывают с действием краевых волн.

Краевые волны представляют собой особую разновидность поверхностных волн, которые распространяются вдоль берега. Взаимодействие поверхностных ветровых волн, распространяющихся обычно по нормали к берегу, с краевыми волнами, движущимися вдоль контура берега, приводят к появлению зон низких и высоких суммарных волн. При этом из-за постоянного волнового переноса жидкости в сторону берега происходит компенсация притока воды в виде разрывных течений, направленных в сторону моря. Разрывные течения располагаются в областях, где отток в сторону моря облегчен, т.е. в зонах относительно низких волн. Действие разрывных течений, имеющих большую скорость и существенную локализацию в пространстве, приводит к формированию четко выраженных "факалов" выноса мелкодисперсной взвеси в сторону моря. Эти облака мелкодисперсной взвеси обычно хорошо выражены на космических и аэрофотоснимках. Расстояние между разрывными течениями, которое определяет вдольбереговой размер ячеек, названо длиной краевых волн.

Краевые волны могут перехватываться различными типами шельфа и вследствие особенностей подводного берегового склона. Известно также, что краевые волны могут возбуждаться группами падающих на берег волн. В этом случае, в связи со значительным периодом прибойных биений, соответствующих групповому строению поля волн, и краевые волны имеют относительно большой период. Возбуждение краевых длиннопериодных волн группами падающих ветровых волн и перехват краевых волн подводными каньонами на береговом склоне доказано Д. Инманом с соавторами. Эффективный перехват краевых волн происходит в тех случаях, когда размеры шельфа по нормали к берегу оказываются по крайней мере порядка длины краевой волны.

Несмотря на усложнение подхода, связанное с учетом суперпозиции ветровых и краевых волн, в указанных выражениях не учтена рефракция волн. В дополнение к сказанному приведем выражение, связывающее поток энергии волн на глубокой воде с иммерсионным весом транспортируемого песка, учитывающее

рефракцию волн на мелководье до зоны разрушения

$$I_l = K(EC_n S)_o \left( \frac{1}{S} \sin \alpha \cdot \cos \alpha \right)_p,$$

где  $o$  и  $p$  относятся соответственно к глубокой воде или к зоне разрушения;  $S$  – коэффициент рефракции волн. Эта форма представления величины расхода вдольберегового потока песчаных наносов более удобна, если волновые данные имеются для глубокой воды, и они приведены к зоне разрушения с помощью рефракционных планов (Inman et al., 1976).

Для геоморфологических целей гораздо удобнее выразить вдольбереговой транспорт не через иммерсионный вес, а через скорость объемного транспорта  $Q_l$ :

$$Q_l = I_l / [(\rho_s - \rho)gN_o],$$

в котором  $\rho_s$  и  $\rho$  – плотности частиц наносов и воды соответственно, а  $N_o$  – объемная концентрация песка.

Если скорость притока песка за счет вдольберегового перемещения равна скорости его оттока за счет этого же процесса, то данный участок берега остается стабильным, – на нем не происходит ни размыва, ни аккумуляции. Имеет место лишь транзит – постоянное замещение одних наносов другими. С другой стороны, если береговая линия и изобаты имеют неровности в плане, обуславливающие локальную конвергенцию (стягивание) или дивергенцию (растяжение) волновых лучей, скорости вдольберегового транспорта будут меняться вдоль пляжа, и будет происходить локальная аккумуляция или размыв вдоль берега. Скорость размыва или аккумуляции пропорциональна скорости изменения расхода объемного транспорта  $Q_l$  на расстоянии  $l$  вдоль берега, или градиенту расхода вдольберегового потока наносов вдоль контура берега (Inman et al., 1976):

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_l}{\partial l} &= \frac{\partial K}{\partial l(\rho_s - \rho)gN_o} (EC_n)_o \frac{S_o}{S_p} \sin \alpha_p \cos \alpha_p = \\ &= \text{const} (EC_n)_o \frac{\partial}{\partial l} \left( \frac{S_o}{S_p} \sin \alpha_p \cos \alpha_p \right), \end{aligned}$$

в котором константа имеет величину  $0,79 \cdot 10^{-4} \text{ м}^3 \text{ Н}^{-1}$ , а поток волновой энергии представлен в ваттах на метр фронта волны на глубокой воде. Размыв имеет место, если производная расхода вдоль контура берега  $\partial Q_l / \partial l$  положительна, а аккумуляция если  $\partial Q_l / \partial l$  – отрицательна.

Из приведенной зависимости видно, что литодинамический и геоморфологический эффект при наличии вдольберегового перемещения наносов определяется скоростью изменения вдоль берега

величины коэффициента рефракции волн и скоростью изменения вдоль берега угла подхода волн к зоне разрушения.

Другой важный элемент геоморфологического анализа, тесно связанный с рефракцией волн, а также с изменением контура берега и верхней части подводного берегового склона, — определение угла подхода волн к зоне разрушения. Ввиду той существенной роли, которую градиент этого угла играет в рельефообразующем и литодинамическом эффекте вдольберегового транспорта наносов, определение этой величины должно производиться с большей точностью, чем та, которая обычно характеризует измерения параметров волн в сети гидрометеорологических станций. Точность в определении направления подхода волн (угла подхода) должна быть не менее  $10^\circ$ , как и точность данных, характеризующих режимные сведения относительно углов подхода волн.

### ШИРОТНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЛНОВОЙ ЭНЕРГИИ

Южное полушарие сосредоточивает основные площади акватории Мирового океана. В связи с наличием здесь обширных акваторий, в пределах которых ветер способен длительно воздействовать на поверхность океана, приантарктическая область является главным источником штормовых волнений и волн зыби на значительных пространствах. Волны же антарктического происхождения фиксировались и в Северной полушарии (Гавайские и Алеутские острова).

На  $40-60^\circ$  ю.ш. постоянно существует несколько районов штормового волнения, перемещающихся в восточном и юго-восточном направлениях. Волны зыби, возникающие от штормов в этих широтах, приходят в субтропические широты от юго-запада, постоянно воздействуя на западные и юго-западные берега Южной Америки, Южной Африки и Австралии.

В зоне западного воздушного переноса приантарктического района выявлено пять центров штормового волнения (Ржеплинский, 1972).

1. Кергеленский — в антарктическом секторе Индийского океана — самый штормовой район Мирового океана. Во все сезоны года здесь наблюдаются наибольшие высоты ветровых волн (до 35 м) и максимальные значения режимной обеспеченности средних высот волн 3 и 6 м — 50 и 10% соответственно.
2. Новозеландский с центром в окрестностях островов Маккуори и Эмералд.
3. Южноамериканский, занимающий два обособленных района в прол. Дрейка и к северо-востоку от Южных Сандвичевых островов.
4. Южнотихоокеанский — в районе от  $100$  до  $140^\circ$  меридиана.

5. В зоне восточного переноса воздушных масс вблизи ледовой кромки Антарктиды штормы развиваются на путях субантарктических циклонов, возникающих из-за термических контрастов океана и поверхности льдов. По-видимому, именно зыбь, возникающая от штормов в зоне восточного переноса, определяет разрушение шельфовых и материковых льдов Антарктиды, поскольку их термическое разрушение без воздействия волнения не столь эффективно.

Охарактеризованные пять штормовых центров Южного полушария находятся в зоне западного воздушного переноса и являются районами наиболее интенсивной передачи кинетической энергии атмосферы поверхности океана.

В Северном полушарии выделяются еще четыре штормовых центра:

1) Северотихоокеанский – наиболее мощный для Северного полушария; 2) Североатлантический, вблизи Америки, расположенный несколько южнее в сравнении с положением Северотихоокеанского центра; 3) Аравийский, связанный с развитием сильного летнего муссона; 4) Бенгальский, также обусловленный действием муссона.

Участие муссонов в формировании последних двух центров существенно отличает их от других штормовых центров, обусловленных повышенной циклонической активностью.

На основе составленных в последние годы атласов волнения были вычислены потоки энергии волн для большинства районов береговой зоны Мирового океана (Сафьянов, 1978). В результате этого были составлены графики распределения потоков энергии вдоль берегов континентов, представляющие определенный интерес для анализа широтной зональности притока волновой энергии к берегам. Эти графики, несмотря на частные различия, характеризуются следующими общими свойствами. Потоки энергии оказываются максимальными для берегов высоких широт, при этом берега Южного полушария получают существенно большую энергию сравнительно с берегами тех же широт Северного полушария. Берега низких широт характеризуются сравнительно небольшими потоками энергии. Резкая граница по величине потоков волновой энергии для тихоокеанских берегов Северной и Южной Америки, а также американских берегов Атлантики проходит около  $30^\circ$  северной и южной широт. Для восточных берегов Атлантического океана граница резкого изменения потока энергии в Южном полушарии смещается к  $10^\circ$  ю.ш.

Граница между берегами с высокой и низкой энергией может быть проведена по значению, равному  $5 \cdot 10^8$  эрг·см<sup>-1</sup>·с<sup>-1</sup>. Максимальный уровень энергии, характеризующий приантарктические районы побережий, составляет  $20 \cdot 10^8$  эрг·см<sup>-1</sup>·с<sup>-1</sup>. Минимальный энергетический уровень, свойственный экваториальным районам, почти на порядок величины меньше максимального потока энер-

гии высоких широт.

Оценка естественной величины диссипации энергии волн, подходящих к берегам континентов, производилось путем графического интегрирования по длине берегов удельных потоков энергии волн 50%-ной обеспеченности и учета вклада в поток энергии составляющих меньшей обеспеченности.

Таким образом, поток волновой энергии, составляющий важнейшую часть общего баланса энергии береговой зоны Мирового океана и вместе с тем важнейшую геофизическую характеристику, имеет величину около  $3,1 \cdot 10^{19}$  эрг·с<sup>-1</sup>, или  $3,1 \cdot 10^9$  кВт. Эта оценка сделана по минимуму, поскольку в расчете принята минимальная длина контура берега, учитывающая лишь главные контуры материков (230 тыс. км вместо более точной длины в 470 тыс. км), а также исключено из рассмотрения большинство береговых линий островов и полузамкнутых акваторий. Тем не менее приведенная оценка существенно выше, чем ранее дававшиеся провизорные оценки величины потока волновой энергии к берегам в  $2,5 \cdot 10^{19}$  эрг·с<sup>-1</sup>.

В широтном распределении потоков волновой энергии важно отражение закона географической зональности. Из анализа распределения волновой энергии может быть сделано несколько выводов, имеющих непосредственное отношение к ходу литодинамических и рельефообразующих процессов в береговой зоне океана.

1. Литодинамические и рельефообразующие процессы, зависящие от поступления волновой энергии, должны иметь тот же закон распределения их интенсивности вдоль контуров материков. Например, абразия или разрушение берегов будут максимальными для высоких широт, и интенсивность их действия будет убывать к низким широтам. Соответственно зонально обусловленным будет и поступление обломочного материала в береговую зону вследствие абразии.

2. Вдольбереговое перемещение наносов, прямо пропорциональное вдольбереговому составляющим потоков волновой энергии, при учете генеральных контуров материков и центров штормовой активности будет отражать широтное распределение потоков волновой энергии. Наиболее развитое вдольбереговое перемещение наносов будет характеризовать 40-60° ю.ш., а также берега материков на 40-50° с.ш. Следует однако иметь в виду, что резкие изменения контуров материков и соответственно резкие колебания проекций вдольбереговых составляющих потоков волновой энергии будут приводить к значительным локальным изменениям их расхода, что повлечет за собой чередование областей размыва и аккумуляции наносов. Из этого следует также, что берега областей умеренных широт наиболее уязвимы при строительстве сооружений, прерывающих вдольбереговые потоки наносов.

Наши заключения о глобальном распределении потоков волно-

вой энергии и сделанные из него выводы о распределении вдоль берегового транспорта наносов соответствуют общим качественным заключениям Дэвиса (Davis, 1973).

3. Закономерности широтного распределения потоков волновой энергии к берегам Мирового океана являются основополагающими для определения нижней границы береговой зоны океана. Глубина ее залегания должна полностью соответствовать уровню волновой энергии и в основных чертах повторять это распределение, пока на высоких широтах не начнет сказываться снижение волновой энергии вследствие сезонного распространения льдов. Это означает, что наименьшая глубина нижней границы береговой зоны океана будет соответствовать экваториальному и тропическому поясам, а к высоким широтам глубина ее и соответственно ширина береговой зоны будет нарастать. Однако в наиболее высоких широтах арктических морей глубина волнового воздействия снова уменьшится из-за кратковременности действия волн и малого периода, характерного для ветровых волн.

### ПРИЛИВНЫЕ ВОЛНЫ И ТЕЧЕНИЯ

Приливы наряду с ветровыми волнами – наиболее мощный гидрогенный процесс, воздействующий на береговую зону. Источником энергии приливных волн служат приливообразующие силы Луны и Солнца. Приливные волны имеют большой период, поэтому для них любые глубины океана малы, однако наибольшая диссипация их энергии происходит на шельфах и в береговой зоне. Различают полусуточные (период колебания уровня в среднем 12 ч. 25 мин), суточные (24 ч. 50 мин) и смешанные приливы. С приливными колебаниями уровня связаны периодически меняющиеся по скорости и направлению приливные течения. В отличие от ветровых волн, где максимальные орбитальные скорости наблюдаются в фазу гребня и ложбины волны, в приливных волнах в этих фазовых точках наблюдаются минимальные скорости, а максимальные приходятся на узловые точки.

Высоты приливов максимальны для умеренных широт и минимальны для высоких, уменьшение уровня приливов к экватору менее заметно. Однако высота приливов в гораздо большей степени зависима от контура и планового расчленения берега: наибольшей величины приливы достигают в воронкообразных сужающихся к верховьям заливах (например, в зал. Фанди – 18 м, в заливе Шелихова – 13 м). Большими высотами характеризуется рост уровня в эстуариях, где приливы дополнительно взаимодействуют с речным стоком.

К числу наиболее важных в литодинамическом и геоморфологическом планах особенностей приливов отнесем асимметрию скоростей приливных течений, достигающую больших величин

по сравнению с асимметрией ветровых волн. Асимметрия приливных скоростей состоит в преобладании скоростей, направленных в сторону берега, что сопровождается переносом наносов в сторону берега. Следствием такого движения наносов является формирование в пределах приливных берегов обширных аккумулятивных форм рельефа – осушек, а при наличии растительности вблизи верхнего края осушек формируются марши. Сток приливных вод с поверхностей осушек и маршей приводит к возникновению прихотливого эрозионного расчленения – формированию каналов стока – криков. Условно можно считать осушки и марши “пляжами”, формируемыми приливными волнами (рис. 82).

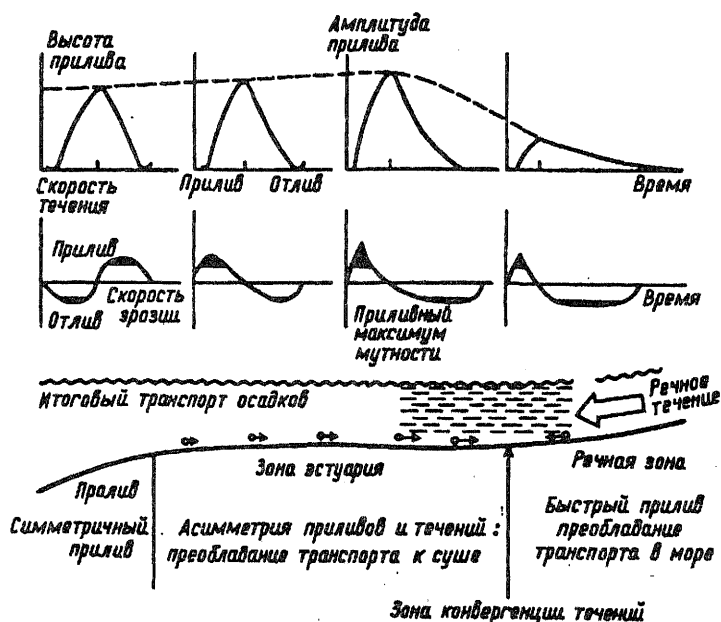


Рис. 82. Диаграмма приливной асимметрии в эстуарии, приводящей к направленному в сторону суши перемещению взвешенных наносов и формированию максимума мутности у предела проникновения приливных течений (Allen et al., 1980)

Осушки и марши имеют ничтожные уклоны поверхности, и их полосы захватывают по ширине десятки километров. Поверхности маршей в условиях благоприятного климата характеризуются максимальной величиной первичной продукции. Среднегодовая чистая первичная продуктивность маршей – 1125 г С на м<sup>2</sup>, а, например, среднесуточная продукция марша в Джорджии достигает 9 г С на м<sup>2</sup>. Из-за высочайшей первичной продуктивности марши служат источником питательных веществ для формирования плодородия окружающих пространств океана. Поэтому нужна осторожность в преобразовательских планах, касающихся с



виду "бесполезных" заболоченных пространств маршей.

Другая особенность, присущая приливному течению, — зависимость их направления от действия силы Кориолиса, которая совершенно не действует на ветровые волны. Вследствие действия этой силы происходит отклонение течений в Северном полушарии вправо от их оси, а в Южном — влево от оси их действия. Сила Кориолиса — массовая сила, и автором (Сафьянов, 1978) показано, что даже на мелководьях происходит большее отклонение взвеси при ее действии по сравнению с действием на частицы морской воды. Следствием такого эффекта служит возникновение аккумулятивных форм справа от оси приливных проливов для Северного полушария и связанное с этим длительное пространственное смещение самих проливов.

Огромную литодинамическую и рельефообразующую роль имеют приливные течения в сочетании с речным стоком и действием других факторов для эстуариев.

## ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

На основной части береговой зоны океана гравитационные процессы не играют существенной роли. Их проявлению препятствуют здесь в основном малые уклоны подводного берегового склона, находящиеся в диапазоне от 0,002 до 0,05. Кроме того, ускорение силы тяжести редуцировано под водой противодействием силы Архимеда. Следовательно, наиболее ярко проявление гравитационных процессов на крутых участках дна вблизи верховьев подводных каньонов или на участках локальной аккумуляции в условиях приглубого берега. На таких участках зафиксирована возможность проявления оползней, имеющих значительные размеры (в особенности на приустьевых взморьях рек), а также осыпи галечного материала. В верховьях подводных каньонов зарегистрированы также медленные течения песка (крип), на участках крутых перегибов продольного профиля каньонов, трансформирующихся в пескопады, — уникальный процесс, не имеющий аналогов на суше. Такое течение песка способно переносить более крупные обломки — валуны и глыбы, а также шлифовать скальные борта каньонов, на которых во многих случаях прослеживается уровень заполнения осадками.

На приустьевых взморьях рек в условиях массового поступления мелкозернистого материала установлена возможность действия суспензионных потоков. По-видимому, они способны совершать определенную работу по перемещению мелкозернистого материала и в нижней части береговой зоны, в том числе за ее пределы.

Наиболее практически важной областью действия гравитационных процессов является зона пляжа, где движение наносов

отчасти осуществляется в субаэральном режиме (при действии фронта заплеска), а кроме того, существуют максимальные для береговой зоны уклоны, приближающиеся в пределе к углу естественного откоса сыпучих наносов.

К числу гравитационных процессов условно отнесем флотацию – плавание песчаного и даже гравийного материала на поверхности воды, которое может происходить при отсутствии турбулентности вод (при спокойном приливном подъеме уровня). Решающим условием для развертывания этого процесса является сухость наносов на поверхности пляжа и медленный подъем уровня.

Мелководьям заливов, лагун и эстуариев свойственно широкое распространение водорослей и морских трав, осуществляющих фотосинтез. В ходе фотосинтеза происходит выделение газа, осуществляющееся также и при бактериальной жизнедеятельности. Но наиболее важно отметить, что пузырьки газа могут увлекать со дна некоторое количество взвеси. Так, за сутки в зарослях черепашьяй травы в зал. Тампа (Флорида) взвешивается около 1 мг частиц в сухой массе 1 м<sup>2</sup> дна. Это явление может играть определенную роль в динамике донных осадков, а также в транспорте биогенных соединений.

#### ФАЗОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

К числу наиболее типичных фазовых процессов береговой зоны относят термическую абразию – размыв берегов, сложенных вечномёрзлыми породами или льдом, происходящий при ведущей роли теплообмена, обусловленного термодинамическим действием прибоя или волнения. Этот процесс распространен на более чем 11% длины побережий Мирового океана. Кроме того, айсбергами осуществляется известная работа по перепахиванию дна на малых глубинах. Борозды глубиной до 9 м обнаружены в море Бофорта. Они постоянно присутствуют на глубинах от 6 до 30 м. На некоторых глубинах, по-видимому, их рельефообразующее действие доминирует над действием волнения, которое ослаблено наличием льдов.

Весной сильные ветры, дующие на континент, могут приводить к движению льдов, которые, подобно бульдозеру, вспахивают поверхность пляжа, перемещая наносы к его верхней кромке. Вблизи Барроу на Аляске наблюдались валы ледового давления, превышающие 4,5 м. Так могут перемещаться наносы выше типичного профиля равновесия.

Отдельные льдины, выброшенные волнением на пляж, впоследствии могут быть погребены наносами. После их вытаивания на поверхности пляжа возникают формы мезорельефа в виде впадин или западин.

Если температура воздуха становится ниже температуры за-

мерзания воды, то при действии заплеска прибойного потока вода начинает намерзать на поверхность пляжа, формируя защитное покрытие, которое препятствует перемещению наносов. Термическая аккумуляция (намораживание пресной воды) используется для защиты берегов от термоабразии, а также для создания искусственных твердых поверхностей (для погрузо-разгрузочных работ, швартовки судов и т.п.).

### ХЕМОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Многие породы представлены растворимыми разностями, среди которых наиболее распространены известняковые породы. Процесс растворения пород, происходящий при реализации энергии химического действия воды, называется химической абразией. Она происходит со сравнительно небольшими скоростями (0,5-5 мм-год<sup>-1</sup>). Однако во многих случаях таких скоростей достаточно для возникновения форм химического выщелачивания.

Наряду с абразией существует и химическая аккумуляция, связанная с выпадением разнообразных веществ из их насыщенных растворов. Такое отложение происходит прежде всего в условиях замкнутых и полужамкнутых водоемах аридной зоны. Человек давно использовал выпаривание лагунных рассолов для получения поваренной соли. В пляжевых отложениях аридной и даже умеренной зон нередко обнаруживаются сцементированные осадки beach rock (пляжевая скала). Цементация чаще всего обеспечивается выпадением из растворов карбоната кальция, хотя известны случаи цементации окислами железа. По-видимому, важную роль в этом процессе играет подтягивание рассолов морской воды к подогретой поверхности пляжевых отложений, вследствие чего происходит садка карбонатных солей как наименее растворимых. Важную роль в этом процессе придают деятельности микроорганизмов.

В лагунах аридной зоны, имеющих слабое сообщение с океаном, возникает возможность для последовательного извлечения из морской воды ряда растворимых соединений. В отложениях минувших геологических эпох обнаружены огромные толщи солей, ангидритов и других хемогенных отложений, свидетельствующие о широком развитии процессов химической седиментации в пределах береговой зоны.

В современных условиях на мелководьях Большой Багамской банки осуществляется интенсивная садка арагонита. Широко известны в отложениях мелководий экваториальной, тропической, аридной зон оолитов – хемогенных образований, обычно известнякового состава. Скорость осадконакопления карбонатов на Багамской банке достигает 80 см за 1000 лет.

Важную роль играет также аутигенное минералообразование

в поровых водах осадков. К группе аутигенных минералов обычно относят железо-марганцевые конкреции, глауконит, сульфиды, фосфоритовые конкреции. За исключением глауконита, они обычно образуют лишь характерные примеси к осадкам. Восстановительная среда, существующая на некоторой глубине в толще осадков, способствует миграции некоторых элементов (прежде всего металлов) в верхний окисленный слой.

### БИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Функции живых организмов в береговой зоне океана разнообразны и огромны по своей значимости. Ряд организмов разрушает и разрыхляет горные породы (это прежде всего моллюски-камнеточцы, но среди "разрушителей" имеются и представители нектона, многочисленны также микроорганизмы-литофаги). Множество организмов фильтрует воду, освобождая ее от взвеси. Объем фильтрации сопоставим с объемами приливных призм крупных прибрежных водоемов. Таким образом, эти организмы осуществляют концентрационную функцию. Воды деятельного слоя океана (0-200 м) отфильтровываются живым веществом океана 10-15 раз за год.

Ряд организмов, живущих в толще грунтов, непрерывно перерабатывают осадки, пропуская их через пищеварительный тракт, размалывая их, обогащая продуктами жизнедеятельности. Только лишь один из видов пескожилов на площади около 8 млн км<sup>2</sup> на литорали вблизи устья р. Фрейзер перерабатывает за год около 1 млн м<sup>3</sup> осадков (1/20 полной величины стока этой крупной реки).

Тысячи километров вдоль берегов охватывают заросли водорослей, морских трав, мангровых деревьев. Занимая миллионы квадратных километров океанического дна, они производят огромное количество осадочного материала.

Биогенная продукция коралловых рифов обеспечивает существование в открытом океане больших массивов суши, будучи единственным источником материала для их построения. Среднее содержание только карбоната кальция для современных осадков океана равно 34%, а для кернов бурения – даже 43%. Если суммировать вклад CaCO<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, C<sub>орг</sub> в современное осадконакопление в океане, то он оказывается равным 41%, а учитывая неполноту извлечения аморфного кремнезема при анализе, – примерно 50% (Лисицын, 1983).

Однако вблизи берегов сосредоточена основная часть продукции живого вещества. Поэтому роль биогенных процессов в современном осадконакоплении в пределах береговой зоны, вероятно, не менее 80-90% от общеокеанической.

"Геохимия океана есть биогеохимия", – отмечает А.П. Лисицын, и это замечание в большей степени может быть отнесено к

береговой зоне.

Центральное место в биогенной продукции осадочного материала принадлежит коралловым рифам и эстуариям. По величине первичной продукции они занимают лидирующее положение, давая  $1000 \text{ г С м}^{-2}\text{год}^{-1}$ . Между тем площадь их распространения всего лишь около 0,5% от площади поверхности океана, а общая продукция  $2 \cdot 10^9 \text{ т}\cdot\text{год}^{-1} \text{ С}_{\text{орг}}$ , что составляет около 10% общей суммарной первичной продукции океана.

Исходя из соотношения площадей, занимаемых лагуной (77%), рифовым плато (11%), водорослевым валом (3%), верхней частью склона (3%), нижней частью склона (7%), получена общая оценка величины валовой продукции для кольцевого атолла, составляющая  $7 \cdot 10^3 \text{ г СаСО}_3 \text{ м}^{-2}\text{год}^{-1}$ . Соответствующее значение для комплекса барьерного рифа равно  $8 \cdot 10^3 \text{ г}\cdot\text{м}^{-2}\text{год}^{-1}$ . При этом имелось в виду, что лагуна занимает 50% площади рифа, рифф-лет – 25, водорослевый вал – 5%, верхняя и нижняя части склона соответственно – 5 и 15%. Для окаймляющего рифа без лагуны валовая продукция составляет  $10^4 \text{ г СаСО}_3 \text{ м}^{-2}\text{год}^{-1}$ .

Валовая продукция может характеризовать действительное положение вещей лишь при несущественной роли механических и биологических потерь кальцита. Современное повышение уровня океана может быть компенсировано величиной чистой продукции, примерно равной  $10^3 \text{ г СаСО}_3 \text{ м}^{-2}\text{год}^{-1}$ . Линейный прирост у массивных колоний кораллов – примерно 1 см, а у ветвистых –  $10 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$ . В среднем же скорости роста рифа, экстраполированные по колониям за 70 млн лет, не превышают  $0,02 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$ .

## ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Некоторая часть береговой зоны располагается выше уреза – это пространство надводной части пляжа. Эоловому переносу подвержены в основном песчаные осадки, характерные для большинства пляжей. Имея в виду осредненную ширину пляжа (20 м) и распространение побережий аллювиальных, а также равнин флювиогляциальной, озерной и аллювиально-морской аккумуляции, в пределах которых могли возникнуть такие пляжи (примерно на 200 тыс. км), получаем, что площадь возможного развития эоловых процессов составляет не менее 4 тыс. км<sup>2</sup>.

Существование термических контрастов суши и океана приводит к развитию у береговой черты постоянных ветров, способных переносить песчаный материал. Особенно характерен такой процесс для аридных районов, характеризующихся высокой сухостью воздуха. Дело в том, что при возрастании влажности песков от 0,1 до 1% сдвигающая скорость<sup>1</sup> растет от 34 до 52

<sup>1</sup> Здесь речь идет о сдвигающей скорости на уровне контакта

см·с<sup>-1</sup>, а при влажности песков в 3% она достигает 60 см·с<sup>-1</sup>.

Эоловые формы рельефа широко распространены на многих побережьях. Известны массивы дюн, берущих начало на некоторых участках побережий Перу и Мексики, Бразилии и Израиля. На тихоокеанском побережье США в пределах штата Орегон развит крупный дюнный массив, где высота дюн достигает 110 м (рекордной величины). В районе м. Код дюны высотой до 20 м наступают на поверхность марша со скоростью 0,3-0,5 м·год<sup>-1</sup>. В Австралии на некоторых участках берегов встречаются плейстоценовые дюны, подмываемые в настоящее время морем.

### ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ В ОСАДКАХ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

В береговую зону морей и океанов поступает разнообразный в генетическом отношении седиментационный материал, имеющий различные гранулометрические и минералогические характеристики. В результате действия процессов, специфичных для береговой зоны, он приобретает ряд особенностей. Их изучение позволяет, пользуясь принципом актуализма, надежно идентифицировать прибрежно-морские отложения.

Наиболее важный вид преобразования свойств, поступивших в береговую зону осадков, — их сортировка по гранулометрическому составу и плотности (минералогическому составу). Она осуществляется в основном в ходе поперечного перемещения наносов на подводном береговом склоне, а также на пляже. Для осуществления направленной дифференциации наносов по их гидравлическим свойствам наибольшая роль принадлежит закону затухания волновых орбитальных скоростей с ростом глубины по экспоненте и асимметрии (различию) максимальных орбитальных скоростей в фазы гребня и ложбины (превышение максимальных скоростей, направленных в сторону берега, над направленными в море).

В волновом поле может происходить дифференциация наносов по гранулометрическому (по крупности) и минералогическому составу (по плотности). Достаточно полная минералогическая дифференциация обломочного материала возможна лишь в том случае, если материал прошел предварительную гранулометрическую сортировку и довольно однороден по крупности.

Гранулометрическая дифференциация. Региональные отличия в распределении гранулометрического состава осадков могут быть очень большими. Поэтому общие тенденции в распределении двух важнейших характеристик осадков волнового поля — ме-

---

с песком. Вообще же для начала движения песка мелкозернистого необходимы скорости ветра около 600 см·с<sup>-1</sup> за пределами пограничного слоя.

дианного диаметра  $M_d$  и коэффициента Траска (сортировки) должны быть выявлены при анализе данных, представляющих собой статистическую совокупность.

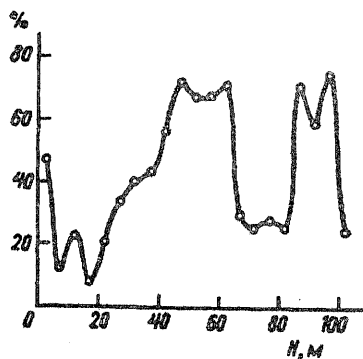


Рис. 83. Распределение гранулометрического состава донных осадков шельфа по глубинам (процентное содержание суммы фракций 0,25-0,5 и 0,5-1,0 мм)

Для характеристики распределения  $M_d$  осадков различных районов шельфа океана и моря использованы 502, а сортировки – 407 образцов (рис. 83). При большом разнообразии осадков для береговой зоны характерно преобладание фракций мелкого и среднего песка. Для распределения  $M_d$  характерна большая изменчивость в пространстве, поскольку он сильно зависит от источника поступающего материала. Наибольшим постоянством отличается диапазон глубин от 0 до 15 м.

В основном отложения береговой зоны хорошо и умеренно сортированы. Максимальные частоты распределения соответствуют умеренной сортировке. Сортировка наносов повсеместно ухудшается при увеличении глубины. Намечается также ее связь с распределением  $M_d$ . Зоне распределения глубин 0-15 м свойственна очень хорошая и хорошая сортировка.

Устанавливается три диапазона в изменении распределения сортировки: первая, стабильная (0-45 м) – от очень хорошей до хорошей; вторая, изменчивая (45-65 м) – от очень хорошей до очень плохой; третья, стабильная (>65 м) – от плохой до очень плохой.

Ориентировочно оценивая глубины мористой границы береговой зоны ряда районов океана, подверженных интенсивному волновому воздействию, можно прийти к заключению, что она располагается на глубине около 60 м.

Уменьшение величины  $M_d$  происходит лишь при возрастании глубин до 20 м, глубже в береговой зоне происходит инверсия

распределения крупности осадков, которая нарастает до глубины 40-45 м, а затем остается стабильной до глубины 60 м, ниже которой происходит резкое уменьшение крупности осадков. Таким образом, так называемой "нормальной" сортировке осадков с убывающим с глубиной размером частиц может быть отведена в береговой зоне сравнительно скромная часть (до половины верхней части береговой зоны). Нарастание крупности частиц в диапазоне глубин от 20 до 45 м связано с селекцией крупных частиц на больших глубинах, для которых орбитальные скорости оказываются уже несдвигающими.

Нарушения нормальной волновой сортировки осадков в верхней части береговой зоны могут быть вызваны притоком в береговую зону больших количеств обломочного материала (например, за счет речного стока). В нижней части береговой зоны нередко формируются наносы биогенного происхождения, в этом случае также имеет место обратная сортировка этого материала. "Самоукрупняющиеся" в процессе роста биогенные наносы после отмирания моллюсков или обламывания кораллов подаются в верхнюю часть береговой зоны, быстро истираются здесь и снова подаются в нижнюю часть береговой зоны. Такой механизм круговорота ракуши установлен на Каспии О.К. Леонтьевым.

На пляже фактором дифференциации наносов является прибойный поток. Распределение крупности пляжевого материала в основном соответствует распределению скоростей прибойного потока. Максимум  $M_d$  свойствен зоне разрушения волн и береговому склону пляжевого вала.

Усиление волнового воздействия сопровождается общим увеличением крупности слагающих пляж наносов. Отдельные жесткие штормы могут даже привести к необратимой замене песчаных осадков галечными. Однако более типичны медленные изменения крупности пляжевых отложений, связанные, например, с сезонной цикличностью волновых условий.

Кроме гранулометрической сортировки тонкой пленки поверхностных отложений подводного склона (обычно до 0,2-0,4 м) при воздействии волнения и сезонной смене его характеристик в толще грунтов мощностью до 2-2,5 м происходит сортировка по крупности – более грубый материал опускается в нижние горизонты. Первые дециметры прибрежно-морских осадков часто бывают "биотурбированы" – существенно изменены деятельностью живущих здесь организмов.

**Минералогическая дифференциация.** Для наиболее важных в практическом отношении минералов береговой зоны – ильменита, рутила, циркона и монацита – сдвигающие скорости имеют значительно большие величины по сравнению с равновеликими частицами кварца или полевых шпатов. Так, значения срывающей скорости пироксена и титаномагнетита размерности мелкого песка 25-36 см·с<sup>-1</sup> соответствуют срывающим скоростям для час-



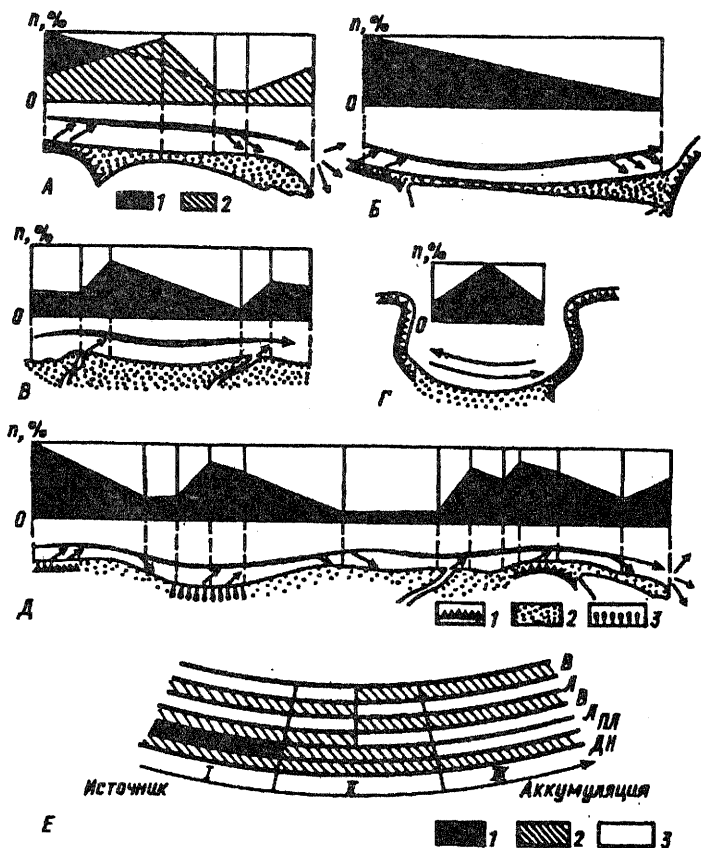


Рис. 84. Распределение тяжелых минералов вдоль берега некоторых аккумулятивных форм (Аксенов, Невеский, Павлидис, Шербаков, 1965). А – распределение тяжелых минералов вдоль свободной аккумулятивной формы с абразионным питанием: 1 – при абразии мелкопесчаной толщи, 2 – при абразии грубообломочной толщи. Б – распределение тяжелых минералов вдоль замыкающей аккумулятивной формы при одностороннем переносе наносов. В – распределение тяжелых минералов вдоль аккумулятивного берега при аллювиальном питании. Г – распределение тяжелых минералов по дуге аккумулятивного берега при миграциях наносов. Д – распределение тяжелых минералов вдоль сложного абразионно-аккумулятивного берега с однопоточным потоком наносов: 1 – абразионные участки берега, 2 – аккумулятивные участки берега, 3 – размыв аккумулятивных участков. Е – принципиальная плановая схема распределения тяжелых минералов на аккумулятивном участке побережья в зависимости от параметров потока наносов: I – зона зарождения потока, II – зона транзита наносов, III – зона аккумуляции наносов: дн – дюна, пл – пляж, л – ложбина, в – вал; 1 – максимальные, 2 – средние, 3 – минимальные концентрации

тиц кварца крупностью 0,5-1,8 мм.

Наибольшее количество минералов тяжелой подфракции с удельной массой более  $4 \text{ г·см}^{-3}$  приходится на размерности мелкого песка (0,1-0,25 мм) и крупного алеврита (0,05-0,1 мм). Про-

центное содержание тяжелых минералов в крупном алеврите обычно в несколько раз больше, чем в мелком песке, однако валовые содержания тяжелых минералов из-за большей распространенности песка гораздо выше в песчаной фракции.

Вблизи нижней границы береговой зоны находится первая из областей концентрации тяжелых минералов, связанная с возможностью движения кварцевых частиц в этой области и невозможностью движения тяжелых минералов. Такая область установлена, например, на глубинах 18-27 м в Тихом океане. Сепарация тяжелых минералов обычно происходит на незначительную глубину в толще осадков (около 20 см).

Наибольшие объемы перемываемых масс обломочного материала свойственны верхней части береговой зоны – зоне песчаных валов, где постоянные изменения параметров волн (штормовые, сезонные, многолетние) создают возможность избирательного накопления более устойчивых тяжелых минералов.

Третья область концентрации тяжелых минералов связана с деятельностью прибойного потока на песчаных берегах. Здесь также происходит направленный вынос гидравлически более легкого материала и накопление тяжелого.

Четвертая область возможных концентраций тяжелых минералов связана с работой эоловых процессов. При наличии рассеянных полезных компонентов в толще пляжевых отложений они будут накапливаться в дюнных полях вследствие направленного выноса более легких частиц ветровым потоком.

Минералогическая дифференциация отложений может иметь место и в ходе вдольберегового транспорта наносов. В этом случае благоприятные возможности для концентрации тяжелых частиц существуют на участках тонких локализаторов. Таким локализатором может служить, например, постепенное изменение контура береговой линии (и изобат), меняющее и условия вдольберегового транспорта наносов. При отклонении угла подхода волн от угла  $\varphi$  в первую очередь произойдет остановка тяжелых минералов, тогда как относительно легкие продолжают свое движение. Подобные повторяющиеся эффекты приводят к формированию месторождений тяжелых минералов (рис. 84).

Большие поля накоплений тяжелых минералов могут формироваться в условиях постоянного функционирования источника рассеянных тяжелых минералов и постоянного сдвига области сортировки наносов (например, в ходе трансгрессии уровня океана).

## БАЛАНС НАНОСОВ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

Соотношение между приходом и расходом наносов в береговой зоне называется балансом наносов. Баланс наносов может быть определен в целом для береговой зоны океана. Он также

может быть определен для отдельных участков береговой зоны, что нередко требуется для разнообразных практических целей. Следует также иметь в виду, что он может определяться для части береговой зоны, ограниченной какими-то глубинами, или, например, только лишь для надводной части пляжа.

Нередко делаются попытки составить общее уравнение баланса наносов, куда входили бы отдельные составляющие приходной и расходной части баланса. Это требует конкретного знания многих процессов, происходящих как в пределах участка береговой зоны, так и на смежных с ней, а также на границах входа в балансовую систему береговой зоны или выхода из нее.

Приходную часть баланса наносов  $q_n$  слагают: твердый сток рек и временных водотоков; приток обломочного материала в результате абразии; приток материала за счет склоновых процессов; приток материала со смежных участков побережья; биогенная или химическая седиментация материала в пределах самого участка; искусственное добавление материала.

Расходную часть баланса наносов  $q_p$  слагают: уход наносов за пределы участка побережья; уход наносов на глубины, исключаяющие их возвращение в береговую зону; потери галечных наносов на истирание; искусственные изъятия наносов из береговой зоны.

В соответствии с этой схемой баланс наносов определяется разностью между приходом наносов на отрезок побережья, для которого рассчитывается баланс, и уходом их за его пределы:

$$\Delta q = q_n - q_p.$$

На основе расчета баланса за несколько лет обычно составляется прогноз направления развития побережья. Естественно, что при использовании любого метода расчета возникает необходимость оценки прежде всего фактических тенденций развития береговой зоны за отрезок времени, предшествующий прогнозу. Устанавливается направление развития береговой зоны путем сравнения промеров на подводном склоне и нивелировок пляжа, проведенных по одним и тем же створам в разное время. При этом предлагается следующий порядок вычисления баланса наносов.

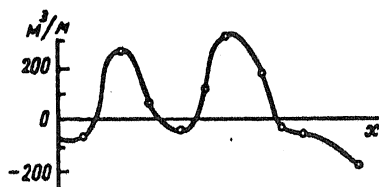


Рис. 85. График функции, описывающей изменения рельефа на створах по нормали к берегу и служащей для расчета баланса наносов

На двух совмещенных профилях подводного склона и пляжа подсчитывается разница площадей (изменений рельефа), или, другими словами, объемы изменений в кубических метрах на метр береговой линии. Затем строится график, в котором по оси координат откладываются эти величины с соответствующим знаком, а по оси абсцисс – расстояние вдоль берега (рис. 85). Каждым двум совмещенным профилям на графике соответствует точка. Проведя нелинейную интерполяцию между точками, можно получить график функции  $q(x)$ , где  $x$  – расстояние вдоль берега по линии уреза. Интегрирование этой функции в пределах заданного участка позволяет определить объемы аккумуляции (размыва), причем возникает возможность для объективного выделения участков побережья с положительной (или отрицательной) тенденцией развития за отрезок времени между двумя съемками. Границы балансовых участков определяются как точки на графике, где функция  $q(x)$  меняет знак.

Очевидно, что

$$\int_0^{\zeta} q(x) dx = \Delta q,$$

где  $\Delta q$  определяет баланс наносов на отрезке береговой зоны от 0 до  $\zeta$ .

Для определения  $\Delta q$  в пределах каждого балансового участка нужно произвести интегрирование функции в соответствующих пределах. Учитывая затруднительность выражения функции  $q(x)$  в аналитическом виде, проще всего сделать это графическим методом (подсчитать площади, ограниченные осями координат и кривой  $q(x)$ ).

В будущем не исключена возможность выражения функции  $q(x)$  в аналитическом виде.

Метод совмещенных поперечников – наиболее распространенная методика расчета баланса наносов береговой зоны в настоящее время. Между соседними парами поперечников производится интерполяция изменений. Соответствующим образом полученная балансовая кривая представляет собой развертку вдоль берега изменений, происшедших в рельефе подводного склона (Сафьянов, 1969). Этот метод дает продольную структуру баланса наносов. Другая методика обработки промерных поперечников включает составление планов изолиний деформации рельефа за время между съемками (Коробова, 1970) и успешно используется для точного выявления пространственной локализации тех или иных изменений баланса наносов.

Проведение повторного промера по фиксированным створам связано с большими техническими трудностями. Условия промера осложняются, а объем подготовительных работ резко воз-

растает, когда на побережье остается лишь часть геодезической опорной сети прошлого промера.

Все эти трудности стимулируют поиски новых методов анализа баланса наносов и литодинамики береговой зоны. Нами предложена методика анализа литодинамики береговой зоны с помощью батиграфической кривой береговой зоны. Принципы ее построения аналогичны построению интегральной кривой распределения любых величин. При построении батиграфической кривой береговой зоны исходным аргументом служит распределение глубин береговой зоны в пределах строго ограниченного участка. Сечение изобат желательно брать меньшим – не более чем через 2,5 м.

После составления детального батиметрического плана на исследуемый участок береговой зоны вычисляются площади между изобатами, проведенными через постоянное сечение. Значение площадей в процентах наносится на график в функции определенного диапазона глубин. В результате построения получается обобщенная кривая рельефа подводного склона – батиграфическая кривая.

После проведения следующего этапа промера строится батиметрический план того же масштаба и повторяется построение батиграфической кривой в пределах того же планшета. Ввиду возможных деформаций линии уреза (ее отступления в ходе размыва или выдвигания при аккумуляции) построение второй батиграфической кривой производится в процентах от общей площади первого промера.

Объектом исследования в дальнейшем служат две совмещенные батиграфические кривые береговой зоны на разные периоды времени. Видимо, разность интегралов вдоль батиграфической кривой второго и первого промеров, взятых в пределах изученных глубин, будет равна балансу наносов за интервал времени между съемками:

$$\Delta q = \int_0^H [\varphi_2(h) - \varphi_1(h)] dh,$$

где  $\Delta q$  со знаком плюс – аккумуляция на подводном склоне, со знаком минус – размыв.

Практически интегрирование выполняется либо графическим путем, либо взвешиванием ввиду затруднительности аналитического выражения для каждой индивидуальной батиграфической кривой. Проценты площадей в определенных диапазонах глубин в соответствии с их ценой переводятся в абсолютные значения площадей ( $m^2$ ), а в результате интегрирования получают абсолютные значения объемов изменений ( $m^3$ ).

Для полноты анализа баланса наносов желательны присоединение к батиграфической кривой и участков надводной части пляжа. Опыт использования батиграфических кривых для анализа динамики береговой зоны дал отличные результаты. Метод совмещенных батиграфических кривых дает поперечную структуру баланса наносов береговой зоны.

**Баланс наносов береговой зоны океана и оценка его составляющих.** Приходную часть баланса наносов береговой зоны океана формируют твердый сток рек, ледников, поступление наносов в результате абразии, биогенная седиментация, вулканизм, химическая седиментация, эоловое поступление осадков, поступление за счет склоновых процессов.

Расходную часть формируют потери осадков на аккумуляцию при действии волнения и течений, вследствие стока в подводные каньоны, действия эоловых процессов, флотации осадков и химической абразии. Частным видом потерь следует считать потери на истирание галечного материала, однако для тех случаев, когда баланс вычисляется для зоны пляжа.

Общие основания для оценки статей баланса наносов приведены в работах автора (Сафьянов, 1978, 1987). Несмотря на выражение оценок числом, хотелось бы подчеркнуть, что за малым исключением они имеют лишь качественный характер. То же может быть сказано и о других попытках расчета. В лучшем случае эти вычисления дают порядок величин. Пожалуй, лишь для стока речных наносов может быть указана точность расчета. Все остальные оценки провизорны – они представляют лишь начальный этап исследования баланса наносов.

Для сравнения приведем полученные цифры. Для твердого стока рек в виде взвесей получена оценка поступлений в 18,5 млрд т в год. При введении дополнительной поправки на сток влекомых наносов в 15% от стока взвесей получаем величину притока наносов в 21,3 млрд т-год<sup>-1</sup>. Несмотря на большую длину побережий с современным ледниковым покровом (примерно 38,5 тыс. км), приходится иметь в виду, что основная разгрузка ледникового материала происходит за пределами современной береговой зоны. Кроме того, подводный склон таких районов оказывается приглубым и приходится принимать сравнительно небольшую его ширину. Величина твердого стока ледников поэтому оказывается около 0,01 млрд т-год<sup>-1</sup>, т.е. на три порядка величины меньше стока рек. Более солидной величиной характеризуется поступление на берега за счет склоновых процессов (0,4 млрд т-год<sup>-1</sup>), однако и эта величина примерно в 15 раз меньше стока рек.

Оценка поступлений наносов вследствие абразии имеет тенденцию к увеличению – по-видимому, она распространяется где-то между 1,5 и 3 млрд т-год<sup>-1</sup>, а по Ю.Д. Шуйскому, – 14,7 млрд т-год<sup>-1</sup>. Принятая им в расчете длина "реально" абразируемых берегов 370,7 тыс. км не подтверждается другими оценками (Ле-

онтьев и др., 1977), будучи по крайней мере в два раза меньшей. Каждому абразионному берегу Ю.Д. Шуйский придает бенч, с которого поступает столько же, а то и в несколько раз больше наносов, чем с поверхности клифа, что не отвечает действительности, исключая, быть может, берега, сложенные суглинками без примеси крупнообломочного материала. Завышены также оценки удельных поступлений наносов с абразионно-аккумулятивных берегов, поскольку суждение об их размерах основано на скоростях отступления берегов, а в этом случае основную роль играет не движение наносов в море, а перебрасывание их на тыловую часть пляжа. Более того, на тыловую часть пляжа наносы могут поступать и за счет размыва подводного склона, что и происходит на многих берегах. Учет приведенных соображений уменьшит оценку Шуйского примерно в 5 раз, что, по-видимому, приблизит к реальности.

Величина биогенной и химической седиментации ограничена верхним пределом поступления растворенных веществ в океан за счет речного стока в  $3,2$  млрд  $\text{т}\cdot\text{год}^{-1}$  (Лисицын, 1974). Имея в виду, что значительная часть первичной продукции создается в океане, прежде всего в береговой зоне, можно прийти к заключению, что за счет биогенной продукции создается не менее  $2,5$ , а за счет химической седиментации — около  $1,4$  млрд  $\text{т}\cdot\text{год}^{-1}$  вещества, которое мобилизуется в качестве осадков береговой зоны.

Путем провизорных оценок поступление наносов вследствие вулканизма оценено в  $0,1$ , а вследствие эолового переноса в  $0,2$  млрд  $\text{т}$  в год.

Ведущим процессом расхода материала осадков в береговой зоне является, с одной стороны, его потеря на создание аккумулятивных форм рельефа, а с другой — на выход его в сторону моря за морскую границу береговой зоны. Десятки процентов от величин притока наносов в береговую зону расходуются на построение аккумулятивных форм, отчасти выходящих за пределы современной береговой зоны, и близкие, но меньшие величины расходуются при действии волн и течений. Выносятся из береговой зоны в основном мелкозернистый материал, тогда как на создание аккумулятивных форм в основном расходуются крупнообломочный.

Сток в подводные каньоны составляет около  $15\%$  аллювиальных поступлений, и это может быть обосновано некоторыми данными, основанными на балансе наносов и распределении подводных каньонов на устьевых взморьях крупнейших рек (Шепард, Дилл, 1972; Леонтьев, Сафьянов, 1973).

Эоловые потери осадков из-за преобладания ветров в сторону континентов составляют около  $0,5$  млрд  $\text{т}\cdot\text{год}^{-1}$ , и они превышают поступление осадков в береговую зону за счет ветрового переноса.

Несущественными полагаются потери осадков за счет хими-

ческой абразии, а также флотации и ледового выноса. В целом ледовый вынос может быть значительным фактором транспорта осадков на берегах арктических морей, но основная часть льдин будет прибита к берегу из-за преобладания волнового переноса жидкости в сторону суши.

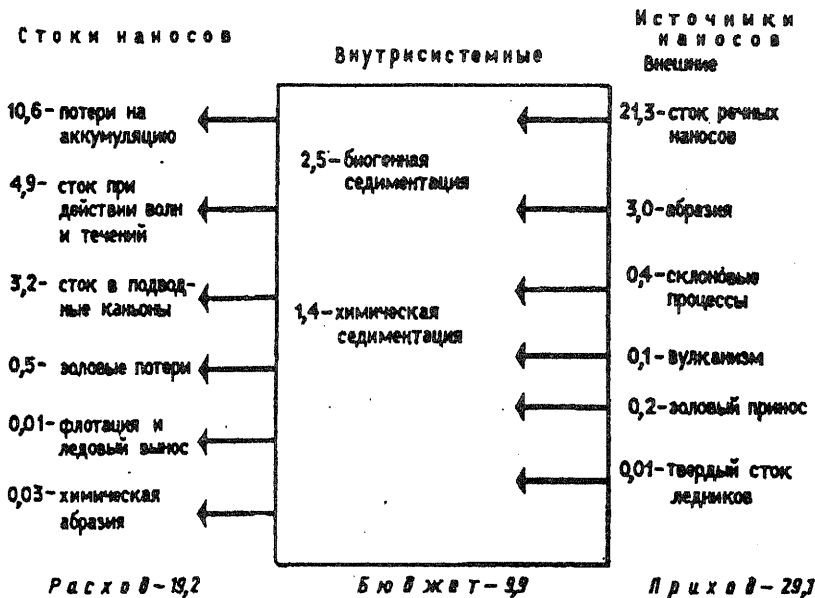


Рис. 86. Структурная схема баланса наносов береговой зоны океана ( $10^9$  т/год)

Структурная схема баланса наносов береговой зоны океана показана на рис. 86.

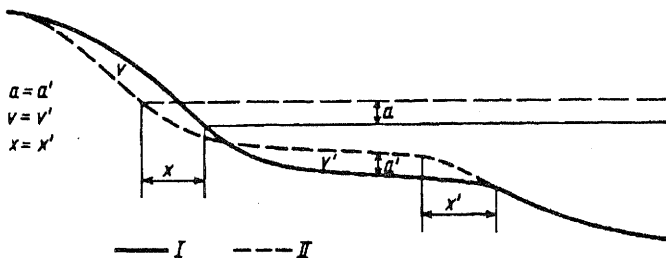


Рис. 87. Реакция профиля берега на повышение уровня моря (по Бруну, Дюбуа, с изменениями): I - уровень моря и профиль берега (исходные); II - уровень моря и профиль берега после повышения уровня



**Реакция береговой зоны океана на повышение уровня.** При подъеме уровня дно моря в границах береговой зоны перестраивается в направлении установления соответствующей "равновесной формы". Уровень дна как бы следует за повышением уровня воды, пока дно не будет покрываться слоем воды, который существовал на данном расстоянии от береговой линии до подъема уровня (рис. 87). Исходя из предположения о поступлении материала для повышения поверхности дна за счет поперечного перемещения наносов с поверхности побережья выше прежнего уровня, П. Бруун (1983) определил для условий юго-восточного побережья Флориды скорость отступления береговой линии около  $0,3-0,9$  м год<sup>-1</sup>.

Математическое выражение для профиля равновесия, проверенное на размываемых берегах с равновесным профилем, имеет вид  $H^{3/2} = px$ , где  $H$  – глубина,  $x$  – расстояние от уреза берега,  $p = 0,04$ . Значение коэффициента, зависящего от гидравлических свойств наносов, может существенно меняться, как это показано Р. Дэном (Dean, 1977), на многих профилях по побережью США. Расчеты, проведенные исходя из этой зависимости для подъема уровня в  $0,5$  м, показывают, что линия берега должна отступить на  $50$  м. Вместе с тем на выработку такого профиля требуется значительное время, а шторм может прекратиться до того, как профиль равновесия окончательно сформируется. Наиболее быстрая реакция на изменение гидродинамической обстановки во время приливных колебаний уровня отмечается для хорошо фильтрующих относительно крупнозернистых песчаных отложений.

Закономерность, связывающая повышение уровня моря и отступление аккумулятивного берега, получила за рубежом наименование "правила Брууна", хотя справедливее называть ее "правилом Брууна-Зенковича".

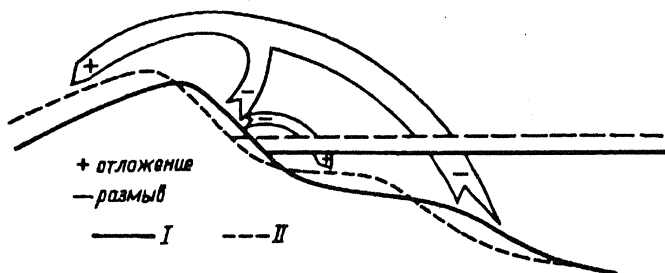


Рис. 88. Гипотетическая реакция профиля берега на повышение уровня моря и переплескивание прибойного потока через береговой вал (по Дюбуа):  $I$  – уровень моря и профиль берега (исходные);  $II$  – уровень моря и профиль берега после повышения уровня

Обсуждение применимости правила Брууна к анализу динамики берегов в ходе трансгрессии океана выявило, в частности, возможности принципиально иных направлений движения наносов в зоне пляжа, обеспечивающих тем не менее тот же конечный эффект отступления береговой линии, что и правило Брууна (рис. 88). Теоретический анализ, а также данные прямых наблюдений показывают важность расхода пляжевых наносов, который обеспечивается переплескиванием прибойного потока через поверхность сравнительно узких аккумулятивных форм рельефа (баров и кос) в тыловую часть пляжа. К сходным эффектам ведут эоловые потери наносов, а асимметричные течения в приливных проливах со взморья внутрь лагун и эстуариев также приносят значительную часть наносов. Так, по оценке соотношений объемов размыва с потерями наносов вследствие названных процессов на одном из участков побережья Род Айленда, переплескивание прибоя обеспечивает перемещение 26%, а отложение в приливных дельтах – 35% наносов от величины объема размыва за тот же период (Proceedings..., 1980). Таким образом, лишь 38% от общего объема размыва обеспечивается движением наносов в соответствии с правилом Брууна, а 62% потерь – иными механизмами транспорта, имеющими прямо противоположное направление (в сторону суши).

Выполненные расчеты (Леонтьев и др., 1976) указывают на небольшое преобладание длины берегов относительного погружения над длиной берегов относительного поднятия. Поэтому примерно для половины общей длины берегов Мирового океана будет сказываться эффект повышения уровня моря. Этот эффект особенно значителен там, где величина подъема уровня океана вследствие трансгрессии складывается с величиной тектонического погружения. Берега погружения, как правило, приурочены к аккумулятивным участкам, причем во многих случаях процесс самого тектонического погружения является своеобразной компенсацией избыточного осадконакопления. Это явление особенно ясно прослеживается в дельтах крупных рек. В связи с тем, что суммарная скорость погружения на таких берегах максимальна, необходим учет ее при балансовых расчетах, в особенности на длительные промежутки времени. Например, при ширине подводного склона в 10 км суммарная скорость погружения в  $5 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$  эквивалентна потере  $50 \text{ м}^3$  осадков на 1 м береговой зоны в год. Это огромная величина, если иметь в виду, что концентрируется она в основном вблизи уреза.

Если принять условие неизменности глубин над поверхностью дна береговой зоны океана, ориентируясь на длину главным образом аккумулятивных берегов (около 200 тыс. км) и ширину береговой зоны около 25 км, то современная скорость повышения уровня океана в  $1,5 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$  обеспечивает расход примерно  $8 \cdot 10^3 \text{ м}^3 \cdot \text{год}^{-1}$  осадков, "компенсирующих" рост уровня соответ-

вующим возвышением дна. Эти ориентировочные расчеты подтверждают явную недооценку роли повышения уровня океана для современных тенденций динамики береговой зоны океана.

**Общие черты баланса береговой зоны океана.** Береговая зона океана в целом должна иметь положительный бюджет (см. рис. 86). Однако недостаточная изученность некоторых статей баланса наносов, прежде всего расходных, не позволяет сделать такого заключения вполне надежно.

Наибольшее значение в приходной части имеет сток речных наносов, на порядок величины превышающий любую другую статью. Сопоставимые и значимые величины поступления осадков в береговую зону обеспечивают биогенная седиментация, абразия берегов и дна, химическая седиментация. Остальные статьи баланса, исключая поступление за счет склоновых процессов, имеют региональное значение.

Главная составляющая расходной части баланса наносов – потери осадков на аккумуляцию, хотя хорошо обоснованных данных о ее величине нет. Можно полагать, что до половины величины стока речных наносов изымается на построение аккумулятивных форм и их частичный выход за пределы береговой зоны. Потери наносов в подводных каньонах следует считать на порядок меньше притока аллювиальных наносов. Однако региональный сток прибрежных наносов в подводные каньоны может стать решающим фактором ухудшения баланса наносов.

Прогрессивные методы берегоукрепления направлены на улучшение баланса наносов. Вместе с тем увеличивается непрерывно и объем работ, связанных с искусственным изъятием наносов на участках добычи полезных ископаемых, а также для борьбы с нежелательной аккумуляцией для целей обеспечения судоходства. Основой для проведения этих и других инженерных мероприятий в береговой зоне океана должны служить фундаментальные знания природы и процессов береговой зоны.

## ФОРМИРОВАНИЕ ПОБЕРЕЖИЙ

Побережье по отношению к современной береговой зоне представляет более широкую полосу суши, на которой имеются формы рельефа, созданные морем при древних высоких уровнях. Если берег не имеет следов поднятия, то условной границей побережья будет линия, соединяющая вершины заливов (Зенкович, 1946). О.К. Леонтьев (1955) включает в понятие "побережье" и часть морского дна, в пределах которой имеются береговые формы рельефа, созданные при древних низких уровнях. Логически это правильно, но эта полоса дна представляет собой уже шельф, рассмотрение рельефа и процессов которого выходит за рамки геоморфологии морских берегов. Поэтому для характеристики формирования побережий ограничимся определением В.П. Зенковича.

Два решающих условия определяют возможность формирования побережий: 1) относительное изменение уровня океана; 2) положительный баланс наносов, способный сам по себе без изменения уровня океана создать достаточно широкую полосу суши, выходящую за границу современной береговой зоны.

Относительные изменения уровня океана происходили неоднократно, и за последние 65 млн лет развития Земли установлено 9 крупнейших циклов (суперциклов) продолжительностью от 3 до 11 млн лет каждый. Максимальная амплитуда изменений уровня в этот период не превышает 800-850 м.

Вряд ли имеет смысл рассматривать изменения уровня океана, происходившие десятки миллионов лет тому назад. Гораздо более перспективны поиски береговых форм для эпох стояния уровня океана в десятки и сотни тысячелетий. Трудности таких поисков заключаются в том, что даже для последнего этапа развития побережья оказалось невозможным составить единую кривую гляциоэвстатического подъема уровня океана. Поэтому П.А. Каплин (1982) сделал заключение, что каждому побережью соответствуют индивидуальные черты развития, связанные с таянием последних ледниковых щитов и растеканием талых вод, и для каждого участка характерна своя кривая подъема уровня фландрской трансгрессии (даже если не учитывать собственные тектонические деформации побережий) (рис. 89).

На протяжении последних 300 тыс. лет уровень океана по крайней мере 6 раз значительно превосходил современный уро-

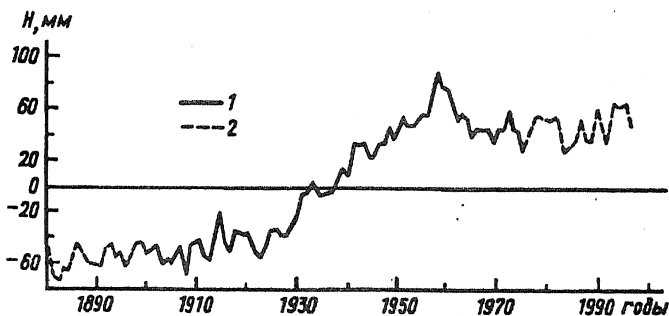


Рис. 89. Колебания современного уровня океана: 1 – фактические данные; 2 – возможные колебания (Клиге, 1982)

вень стояния (самая древняя береговая линия за этот период достигала относительного превышения в 120 м над современным уровнем), а шестое превышение, вероятно, имело место в эпоху климатического оптимума голоцена и не превышало 2-3 м (Клиге, 1982). Нарастание уровня происходило с замедлением во времени, тогда как его падение было резким и кратковременным. В целом в плейстоцене развивался направленный циклический процесс с изъятием значительных объемов воды океана и их консервации в виде ледниковых покровов.

Естественно, что развитие побережья в значительной степени зависимо не только от баланса гидросферы, но и от развития тектосферы и общегеографической обстановки. Поэтому рассмотрим классификации побережий, учитывающие разномасштабность их форм рельефа (рис. 90).

Д. Инман и К. Нордстрем (Inman, Nordstrom, 1971) исходя из понятий тектоники плит различают формы побережий океана первого порядка, соответствующие по размерам движущимся плитам тектосферы и достигающие размера 1000 км вдоль берегов, около 100 км по ширине и до 10 км по амплитуде рельефа. Эти отдельные блоки земной коры и верхней мантии движутся как более или менее жесткие единицы. Их движением и историей развития определяются главные геоморфологические и седиментологические особенности формирования побережий на обширных пространствах.

Формы первого порядка служат фоном для развертывания процессов, приводящих к возникновению форм рельефа второго порядка. Последние связаны главным образом с соотношением эрозии и аккумуляции примыкающих участков континента и имеют размеры около 100 км в длину, примерно 10 км в ширину и до 1 км в высоту (дельты крупных рек, поля прибрежных дюн и т.п.). Формы третьего порядка возникают при действии характерных процессов береговой зоны – волнения и течений, и имеют длину

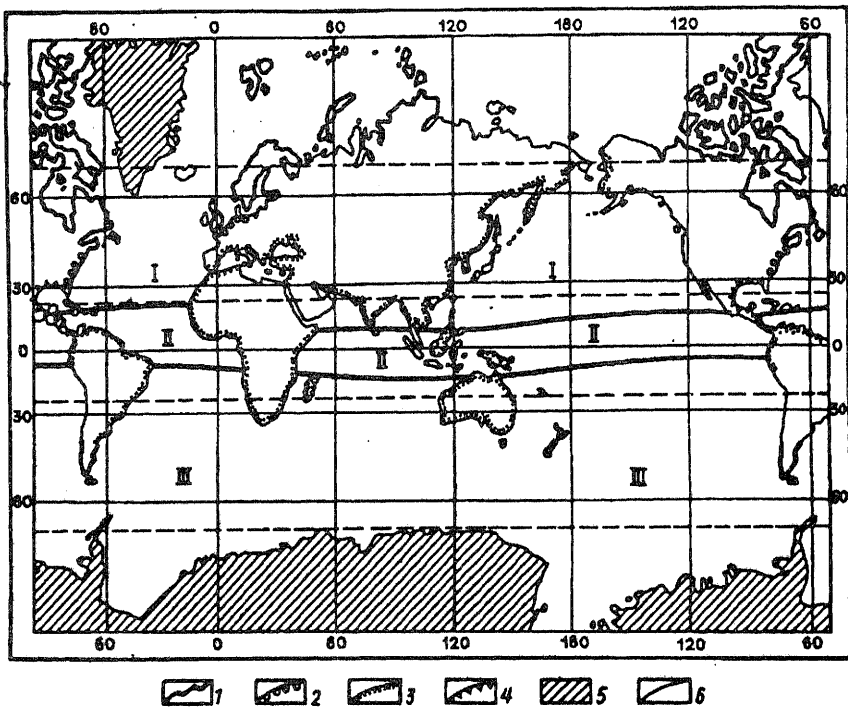


Рис. 90. Схема районирования Мирового океана и континентальных побережий по характеру изменения уровня моря в голоцене (на основе фактических данных; Клиге, 1982). Континентальные побережья: 1 – тип 1 (гляциоизостатически поднятые побережья); 2 – тип 2 (современный уровень моря наивысший); 3 – тип 3 (уровень моря был выше современного на несколько метров); 4 – тип 4 (уровень моря последние  $4-5 \cdot 10^3$  лет был близок к современному); 5 – области современного оледенения; 6 – побережья, для которых нет достаточно точных данных; I – область, где уровень океана постепенно поднимался до современного, II – область, где уровень океана последние  $3-4 \cdot 10^3$  лет был близок к современному, III – область, где уровень океана  $5 \cdot 10^3$  лет назад превышал современный на 1-3 м

от 1 до 100 км, ширину от 10 м до 1 км и высоту 1-10 м. К ним относятся типичные аккумулятивные формы рельефа береговой зоны – косы, бары.

Учет наиболее крупных форм рельефа побережья (первого порядка), определяемых положением современных береговых зон в системе движущихся плит тектосферы, приводит к выделению трех классов побережий, подразделяемых на подклассы:

1. Коллизионные побережья, образующиеся вследствие конвергенции двух плит, в том числе коллизионные побережья континентов, формирующиеся при столкновении континентальной плиты с океанической, и коллизионные побережья островных дуг, формирующиеся при столкновении двух океанических плит. При-

мерами первого подкласса коллизионных побережий являются западные побережья Северной и Южной Америки, а второго подкласса – побережья Филиппин, Индонезии, Алеутских островов.

2. Побережья влекомого края, среди которых различаются три подкласса: новообразованные, формирующиеся вблизи центров дробления континентов и рифтов (побережья Красного моря и Калифорнийского залива); африканского типа – противоположный край континента тоже является влекомым, что определяет отсутствие высоких гор и сравнительно слабый приток осадков на берега из-за ослабленной денудации континента (побережья западной и восточной Африки); американского типа – противоположный край континента представляет коллизионное побережье ввиду асимметрии положения водораздела на континенте; характеризуется обильным поступлением наносов с обширных речных водосборов на восточную окраину континента (восточные побережья Северной и Южной Америки). Вследствие такого притока терригенного материала возникают протяженные аккумулятивные формы аллювиально-морского и прибрежно-морского генезиса, а на подводном склоне существуют обильные запасы обломочного материала.

3. Побережья окраинных морей (Приохотья, Приморья, Кореи, Китая, Вьетнама), отделенных от океана островными дугами.

Перечисленные классы тектонической классификации побережий Мирового океана характеризуются геоморфологической однородностью в пределах каждого класса. Коллизионным побережьям, например, свойственны прямолинейность контуров, гористость, наличие клифов, узость шельфа, а во многих случаях присутствие подводных каньонов, проникающих в пределы береговой зоны. Для второго подкласса коллизионных побережий характерен вулканизм как важный источник поступающего на берега материала, большая роль тектонических движений, имеющих подчас катастрофический размах.

При формировании побережья две переменные участвуют в процессе: изменение уровня океана и тектонические движения. Отделить их друг от друга методически очень трудно, поэтому часто принято говорить об относительном повышении уровня или о его относительном понижении. Точно также говорят о повышении берега или его погружении. Большой интерес представляют те случаи, когда удается отделить эвстатику от тектоники. Так, проведенные исследования колебаний морского уровня позволили представить общую схему его изменения в текущем столетии (1900-1975 гг.) вдоль побережий Мирового океана (Клиге, 1982). Из этой схемы видно, что на 4,7% побережий уровень понижается со скоростью более 2 мм/год, на 7,9% – до 2 мм/год, на 24,9% – уровень довольно стабилен, на 48,2% – наблюдается его подъем со скоростью до 2 мм/год, а на 14,3% – подъем

составляет более 2 мм/год. Исключение балансовых изменений, вызванных климатическими причинами, позволило исключить эвстатические причины и составить представление о распределении тектонических движений на современных побережьях океана. При этом четко выделились зоны поднятий (около 10%), приуроченные преимущественно к районам, подверженным гляциоизостазии (Фенноскандия, Канада), и зоны опускания берега, которые охватили около 13% побережий, охарактеризованных данными наблюдений. Четко выделились, как опускающиеся, устьевые области крупных рек мира. Вместе с тем почти 80% побережий оказались довольно стабильными (рис. 91).

При относительном падении уровня волнение воздействует на участки дна, имеющие относительно меньший по сравнению с исходным уклон, что при наличии достаточного запаса крупнообломочного материала на дне приводит к массовому выбросу наносов в прибойную зону. Такой процесс изучен О.К. Леонтьевым (1949) применительно к снижавшемуся тогда уровню Каспия. Он приводил к последовательному формированию большого числа береговых валов. Рост высоты валов в сторону суши при этом свидетельствует об относительном падении уровня, тогда как снижение их высоты в сторону континента, наоборот, является признаком относительного повышения уровня.

Диагностическим признаком таких же процессов может служить в отдельных случаях и наличие характерных разновозрастных абразионных форм рельефа. Исходя из возможных условий подхода волн к данному участку берега, следует ориентироваться на корректировку положения бывшего уровня моря по отношению к элементам волноприбойных ниш.

Относительное падение уровня океана приводит в итоге к последовательному накоплению на побережье информации о процессах на берегах в минувшие эпохи стояния уровня в виде систем береговых валов или абразионных форм. Эти образования считаются морскими террасами. По генезису и сложению они могут разделяться на абразионные, цокольные (абразионно-аккумулятивные) и аккумулятивные.

Воздействие относительного поднятия на развитие побережья сводится к следующему (Леонтьев и др., 1975).

1. На аккумулятивных берегах в условиях поднятия отмечается общая интенсификация аккумулятивного процесса. Береговые аккумулятивные формы разрастаются главным образом в ширину.

2. Аккумулятивные формы, получающие питание за счет абразии смежных участков берега, в условиях поднятия деградируют, а образующиеся из-за поступления наносов со дна сначала интенсивно развиваются, а после истощения запасов крупнообломочного материала деградируют.

3. Абразионные формы в условиях поднятия характеризуются



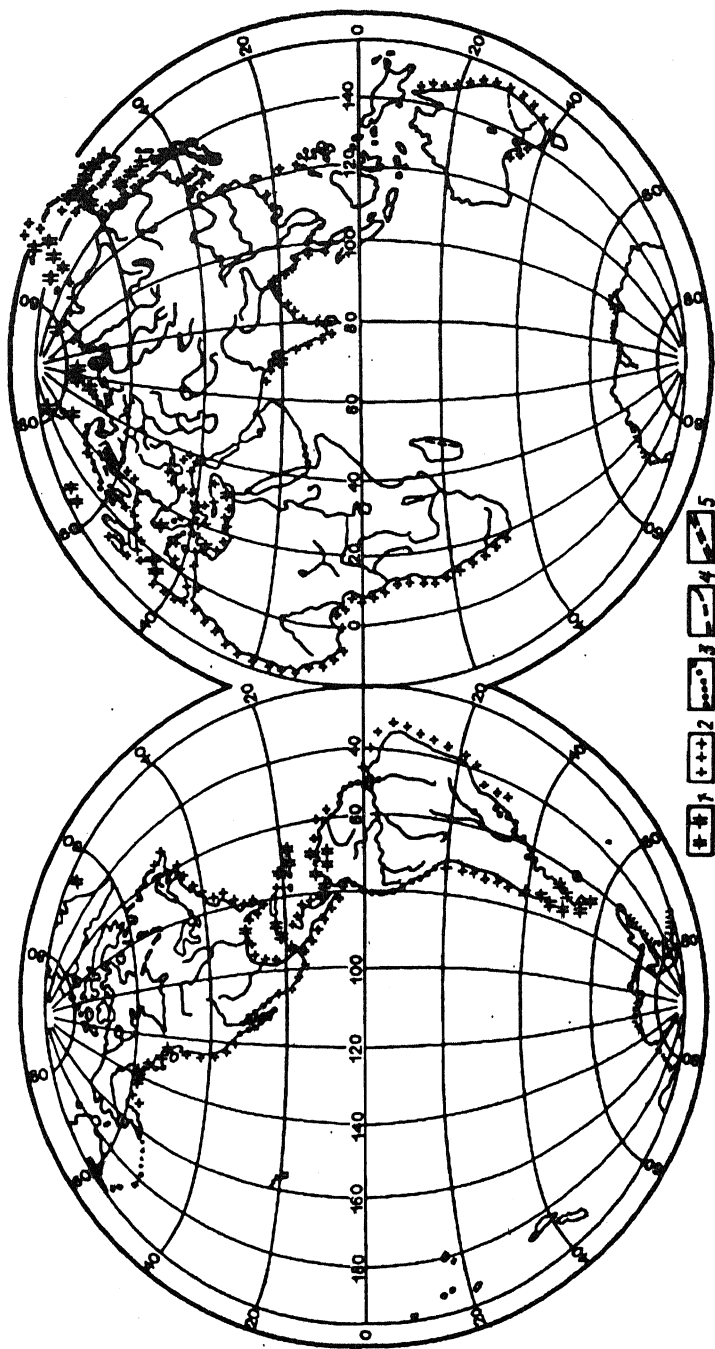


Рис. 91. Наблюдаемые изменения уровня океана на побережьях (Клиге, 1982): 1 - более 2 мм/год; 2 - от 1 до 2,0; 3 -  $\pm 1$ ; 4 - от -1 до -2; 5 - менее 2 мм/год

отмиранием клифов и образованием поднятых бенчей.

4. В ходе прерывистого или неравномерного поднятия формируются террасы, выдержанные по простиранию вдоль берега. Локальное образование лестницы террас принципиально доказано и для равномерного поднятия берега.

При погружении побережья обнаруживаются иные тенденции развития.

1. В целом создаются условия, благоприятствующие усилению абразии.

2. Аккумулятивные формы характеризуются уменьшением высоты по мере удаления от берега в сторону суши. Свободные и замыкающие формы рельефа уменьшаются по ширине и имеют тенденцию надвигания на лагуну. При умеренном поступлении наносов в ходе погружения происходит размыв аккумулятивных форм.

3. На берегах, сложенных рыхлыми породами неоднородного гранулометрического состава, образуются валунно-глыбовые бенчи; на берегах приливных морей нередко основание клифа бывает затоплено при приливе, а при быстром погружении подножие клифа может опускаться на глубину.

4. Выравнивание береговой линии может происходить при условии слабой сопротивляемости пород к абразии и при умеренной глубине расчленения подтапливаемого рельефа. При достаточной прочности пород и большой глубине расчленения рельефа ингрессионное расчленение контура берега сохраняется довольно устойчиво.

Некоторые процессы, нередко признаваемые неспецифичными для береговой зоны, могут компенсировать даже самое быстрое повышение уровня. Так, сравнение скорости повышения уровня океана, которая в ряде районов атлантического побережья США усиливалась тектоническим опусканием примыкающей суши со скоростями аккумуляции на маршах, показывает, что скорости седиментации для семи объектов из восьми существенно превосходили скорость повышения уровня океана, и лишь в одном случае седиментация "отставала" от уровня, повышавшегося со скоростью 9,2 мм в год.

Таким образом, во многих случаях, когда баланс наносов участка берега положителен, может происходить успешное формирование широкого пояса побережья как в условиях постоянства уровня, так и при сравнительно небольших скоростях опускания, компенсированных притоком наносов. При дефиците наносов на берегу развитие полосы побережья может происходить лишь при поднятии берега.

## ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ДНЕ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Интенсивность проявления экзогенных процессов связана с механическими свойствами субстрата и динамичностью среды, в которой они протекают (Леонтьев, 1963, 1982). В этом отношении условия развития экзогенных процессов на суше и на дне океанов и морей резко отличаются. На дне океанов и в толще океанических вод господствует значительно большая инертность физических условий. Скорости морских течений несравнимы со скоростями ветра на суше, сезонные изменения физических условий в океане происходят только в самом верхнем слое и практически не отражаются на геологических процессах дна, незначительны изменения плотности и солёности придонных вод по меридиональному разрезу. В связи с этим отмечается растянутость границ различных сред в водной толще.

Океан представляет собой область необратимой аккумуляции осадочного материала, поступающего с суши, а также осадков морского (биогенного, хемогенного, аутигенного) происхождения. Поэтому осадкообразование на его дне следует рассматривать как один из важнейших экзогенных геологических факторов в океане, имеющий огромное значение для формирования верхних слоев земной коры и рельефа океанического дна (Леонтьев, 1982).

Наибольшая работа экзогенных факторов проявляется в береговой зоне морей и океанов. Однако и на дне океана, на больших глубинах, также отмечается существенная деятельность экзогенных процессов, приводящая к значительным морфологическим результатам. Экзогенные геологические факторы, действующие в океане, разделяются на гидрогенные, гравитационные и биогенные (Лонгинов, 1973; Леонтьев, 1982). К гидрогенным факторам относятся ветровое волнение и сопровождающие его различные виды течений, приливно-отливные движения воды и волны цунами, постоянные поверхностные и донные течения, вертикальная циркуляция морских вод и внутренние волны. В деятельности гидрогенных процессов участвует сила тяжести, однако в этом случае она имеет подчиненное значение.

Широко известен морфологический результат деятельности ветровых волн и связанных с ними течений, сгонно-нагонных явлений, приливов и отливов в береговой зоне и шельфе морей и

океанов. В пределах шельфа существуют морфологические свидетельства направленного переноса осадочного материала как поперек шельфа с выносом наносов к бровке и далее на материковый склон и материковое подножие, так и вдоль поверхности шельфа, благодаря чему осуществляется обмен рыхлым материалом на больших пространствах (Лонгинов, 1973; Айбулатов, 1985).

## ГИДРОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

На дне океана особо важную роль играют придонные стационарные течения, которые часто выступают одновременно с приливно-отливными течениями и волнами цунами (два последних вида течений связаны с так называемыми волнами перемещения, охватывающими всю водную толщу).

До недавнего времени геологи использовали существование знаков ряби и перерывов в осадконакоплении морских отложений в геологических разрезах как прямое доказательство мелководной среды при накоплении осадков или существование континентальных условий во время стратиграфического перерыва. Только после начала глубоководного бурения (особенно после 1968 г.) были признаны широко распространенными экзогенными процессами размыв, перенос и аккумуляция глубоководных осадков.

Большая часть площади дна океанов омывается довольно медленными глубинными течениями. Однако в некоторых районах абиссали прямыми измерениями установлены скорости 15-20 см/с, на которые могут накладываться приливные колебания, которые у дна на подводных горах имеют скорости до 17 см/с (Кеннет, 1987). Там, где течение обтекает подводную гору, скорость может увеличиваться в два раза.

Трассы течений определяются в основном взаимодействием конфигурации океанского дна и сил, приводимых в действие вращением Земли. Вследствие действия силы Кориолиса течения, направленные вдоль изобат, проходят преимущественно вдоль западных окраин континентов. Здесь же особенно значительна геологическая роль придонных течений, названных контурными. Важными с геологической и океанологической точек зрения являются так называемые глубоководные проходы, соединяющие разные океаны. Особый интерес представляют районы максимального переноса вод, где наиболее сильно сказывается действие придонных потоков (Лисицын, 1980).

Начиная с 70-х годов стало известно, что существует целая система донных абиссальных течений (Heezen, Hollister, 1972). Они образуются за счет опускания и растекания по дну холодных антарктических и арктических вод. Более локальное значение имеет донный сток очень соленых и соответственно более плотных вод, поступающих в океан из Средиземного, Красного морей и

Персидского залива.

По Ле Пишону и др. (Le Pichon et al., 1971), Атлантико-Антарктическое донное течение в южной части Аргентинской котловины прорывается в зоне Фолклендского разлома и образует Западное Фолклендское донное течение со скоростью от 5 до 25 см/с. Воды этого течения проникают почти до 40-ой параллели. Навстречу ему с севера из Норвежско-Гренландского бассейна вдоль берегов Северной Америки продвигается западное Пограничное донное течение, скорость которого, по Хизену и Холлистеру (Heezen, Hollister, 1971), достигает 20 см/с. В Индийском океане течение донных антарктических вод также прижато к восточному берегу Африки и Мадагаскара и также достигает экватора. В Тихом океане отмечаются две ветви растекания холодных донных антарктических вод, одна из которых проходит вдоль восточных берегов Австралии, а другая – через центральную часть океана вплоть до Берингова пролива.

Из течений, образуемых стоком аномально соленых вод, хорошо изучено Лузитанское течение (западнее Гибралтарского пролива) со скоростью (на глубине 700-800 м) 150 см/с (Леонтьев, 1982).

Размыв или аккумуляция осадков на дне определяется в первую очередь соотношением между скоростью поступления осадков и их удалением с океанического дна. Первая определяется биологической продуктивностью и поставкой терригенного материала, а последняя – скоростью придонных течений и агрессивностью придонных вод к биогенным осадкам. Растворение биогенных осадков в результате длительного контакта с придонными водами также является важнейшим рельефообразующим фактором, являющимся разновидностью размыва (Кеннет, 1987).

Трудно точно установить истинные критические скорости придонных течений, при которых происходит размыв, перенос и отложение осадков в океанах. В результате экспериментальных исследований с пелагическими биогенными осадками, например, установлено, что критические скорости размыва известковых илов варьируют от 15 до 35 см/с. Хизен и Холлистер указывают, что для размыва неконсолидированных глинистых частиц требуются скорости придонных течений 10-20 см/с, для размыва частиц песчаных размерностей – 20-40 см/с, но для размыва консолидированных отложений скорости должны быть значительно выше.

По данным Флуда и Гарднера (Flood, 1978; Gardner, 1978), для приведения в движение частиц размером около 2 мкм требуется скорость течения только 4 см/с, а для размыва тонкозернистых известковых илов – 7 см/с. Результаты указанных авторов являются реальными лишь в первом приближении, поскольку глубоководные обстановки и осадки резко отличаются не только от условий размыва в реках и наземных потоках, но и от места к месту в пределах Мирового океана.

Формы размыва, или, как их называют не очень удачно, "эрозионные формы", широко распространены во всех океанических бассейнах и имеют размеры от миллиметров до сотен километров. Эти образования концентрируются вдоль оси глубинных течений, в то время как аккумулятивные формы тяготеют к периферическим частям зоны течений. Поэтому максимальное количество эрозионных форм донного рельефа сосредоточено в проливах, внутривбассейновых каналах и других относительно узких проходах для глубинных вод, где, естественно, усиливается скорость придонных течений.

Одной из наиболее интересных эрозионных форм рельефа дна океанов являются промоины или эрозионные желоба, имеющие длину несколько километров, ширину несколько метров и глубину от 1 до 20 м. Эти желоба располагаются с интервалом 10-100 м и протягиваются параллельно направлению потока, изгибаются и приспособляются к особенностям рельефа (Flood, 1978). Борты многих желобов покрыты знаками ряби, а дно выровнено, вырабатываются они в основном в тонкозернистых связных осадках. Подобные формы детально изучены в Тихом океане (Johnson, 1972) и в Атлантике (Leglletter, Johnson, 1976).

Вероятно, желоба сформированы узкими струями течений, которые должны иметь скорость более 10 см/с. Существуют геологические свидетельства о том, что описываемые желоба реликтовые и образованы в периоды более высоких скоростей течений, чем в настоящее время. Сейчас желоба сохраняются благодаря своей морфологии - в них локализируются современные течения (Кеннет, 1987).

Более крупномасштабными эрозионными формами дна океана являются рвы и маргинальные (краевые) каналы, имеющие широкое распространение во всех океанах и образующиеся вокруг возвышенных участков (Davies, Laughton, 1972). Глубина и размеры этих форм рельефа зависят от длительности эрозии и от состава субстрата. Рвы и каналы в Тихом и Атлантическом океанах связаны с западными пограничными течениями.

В результате деятельности донных течений на значительных площадях, расположенных на трассах растекания придонных вод, происходит удаление осадочного материала со дна. Этот мощный экзогенный процесс не создает специфических форм рельефа, за исключением общего понижения поверхности дна, однако имеет громадное геологическое значение, так как в результате возникают перерывы в осадконакоплении, охватывающие иногда десятки миллионов лет. Исследования поверхностных осадков в экваториальной области Тихого океана Джонсоном (Johnson, 1972) показали существование регионального перерыва, образующего размыв нескольких сотен метров осадков вплоть до эоцена. А.П. Лисицын (1980) доказал, что перерывы могут быть глобальными, региональными и локальными, а по фактору воз-

действия определяются механическими (течения) или химическими (растворение агрессивными водами) факторами. Главной причиной возникновения крупных перерывов остаются течения, которые значительно усиливались в периоды оледенений, когда в океан начинают поступать значительно большие объемы выхоженных вод. Химическое растворение, в первую очередь карбонатного материала, особенно усиливается также при одновременном воздействии течений, которые сносят с поверхности защитную илистую пленку. Изучение перерывов позволяет восстанавливать палеотечения и реконструировать палеоклиматические условия. Однако несмотря на выявление эпох глобального распространения перерывов и существование современных областей размыва донных осадков, дно океана всегда было и остается областью преимущественной аккумуляции, а не эрозии. Перерывы – это единовременные акты перераспределения не закрепленного цементированием вещества на дне, т.е. лишь закономерный этап аккумуляции материала (Лисицын, 1980). Одним из основных литодинамических экзогенных процессов является перенос осадков в океане течениями различного типа. В большинстве случаев осадки переносятся в виде взвеси, количество которой резко увеличивается в интервале глубин 50-500 м от поверхности дна. Перенос осадков может осуществляться обычными придонными течениями с высокими скоростями, которые периодически взмучивают осадки, переносят более грубый материал на относительно короткие расстояния.

Более тонкие осадки, взмученные придонными течениями, переходят в суспензию с концентрацией частиц 50-100 мкг/л, имеющие распылчатые границы и достигающие мощности нескольких сотен метров над океаническим дном. Это так называемые нефелоидные слои – долгоживущие суспензии, переносимые даже самыми слабыми течениями на громадные расстояния. В нефелоидные слои поступает и взвешенный материал, опускающийся из верхней части водной толщи. Нефелоиды были открыты в 1953 г. Ерловым и названы так Юингом и Торндайком (Ewing, Thorndike, 1965).

Эрозия донных отложений может происходить относительно быстро, но накопление осадков – процесс очень медленный. По грубым оценкам считается, что время пребывания взвешенной частицы в нижней 15-метровой водной толще составляет от нескольких дней до нескольких недель, а в нижней 100-метровой – от нескольких недель до месяцев (Кеннет, 1987).

Нефелоидные слои широко распространены в Мировом океане, тесно связаны не только с течениями, но и с потенциальными температурами придонных вод и, таким образом, являются индикаторами отдельных придонных водных масс. Нефелоидный слой поддерживается постоянным взмучиванием и осаждением осадка, без которых он может существовать лишь немногие месяцы. От-

ложение большей части осадков нефелоидного слоя происходит в зоне, прилегающей к сильным пограничным течениям.

По данным Пака (Pak et al., 1971), Кардера и др. (Carder et al., 1971) и Заневельда (Zaneveld et al., 1974), 90% частиц в нефелоидном слое имеют размер от 0,5 до 8,5 мкм и являются материалом субаэрального происхождения, принесенного с суши турбидными потоками по подводным каньонам или поступающего в виде ледниковой муки непосредственно в придонные воды в Антарктике.

Как уже упоминалось, процесс осадконакопления в океане является одним из ведущих экзогенных процессов. Значительная часть терригенного, биогенного и хемогенного материала осаждается под влиянием силы тяжести, но основная часть осадков подвергается перемещениям в водной толще донными течениями. Скорость осадконакопления в разных зонах океана колеблется в очень широких пределах – от менее 1 мм в 1000 лет до многих тысяч миллиметров в год. Накопление глубоководных красных глин идет со скоростью менее 1 мм в 1000 лет. По составу глинистых минералов очевидно, что в кайнозойское вещество поступало в океан терригенным путем, и распределение глинистых минералов в современных бассейнах седиментации связано с климатическими условиями соседней суши. Несмотря на то, что значительная часть глинистого вещества выносится в океан реками, в удаленных от суши районах преобладают глинистые минералы, перенесенные ветром, которые, как правило, идентичны наземным ассоциациям (Кеннет, 1987). Хлорит и иллит распространены в районах с более холодным климатом, а каолинит приурочен к тропическим зонам.

Эоловые осадки на дне океана распространены регионально и также имеют особое значение в районах, примыкающих к аридным зонам суши (Сев. Африка, Австралия, Аравия, запад Сев. Америки). За пределы Сахары пыльными бурями ежегодно выносятся от 60 до 200 млн т эолового материала (Felger, 1970), а после мощной пыльной бури в Австралии в 1928 г. в Новой Зеландии (на удалении 2000 км) отложился слой пыли от 3 до 30 гр/м<sup>2</sup> (Glasby, 1971).

Тонкий вулканогенный материал разносится по всему земному шару, а грубый пепел переносится на расстояние несколько тысяч километров. Количество вулканогенного материала, попадающего в атмосферу, а затем и в осадки океанического дна, может характеризоваться следующими цифрами. Подсчитано, что за последние 500 лет 450 действующих вулканов выбросили около 330 км<sup>3</sup> пирокластического материала и 50 км<sup>3</sup> лавы, причем 310 км<sup>3</sup> пепла выброшено вулканами островных дуг и 19 км<sup>3</sup> – вулканами внутри океана (Лисицын, 1972). В северной и южной частях Тихого океана и в центральной Атлантике обломочная фаза донных осадков на 25-75% сложена материалом воздушной взвеси, и хотя разделения на вулканогенную и невулканогенную составляющую



не производилось, очевидно, что значительная часть взвеси имеет вулканогенную природу (Лисицын, 1972).

Определенную роль в формировании океанических осадков играет ледниковый материал, разносимый по океану плавающими льдами. А.П. Лисицын (1972) указывает, что ежегодный сток льда с ледникового щита Антарктиды составляет около  $1450 \text{ км}^3$ . В айсбергах содержится около 1,6% по объему осадочного материала, что дает максимальную величину годового твердого стока от 35 до 50 млн т. В целом осадки ледникового разноса в океане играют достаточно скромную роль.

Наибольшее значение в процессе осадконакопления в океане имеют биогенные осадки, представленные в основном остатками морских организмов. Самыми широко распространенными из них являются планктоногенные илы, состоящие по крайней мере на 30% из скелетных остатков пелагических организмов: карбонатные илы сложены остатками раковин карбонатного состава, а кремнистые илы представлены кремнистыми микрофоссиями. Карбонатные илы покрывают около 50% площади дна океанов и содержат 67%  $\text{CaCO}_3$ , имеющегося в донных осадках океана.  $\text{CaCO}_3$  обычно отсутствует на глубинах более 4,5 км вследствие его растворения. Известковые илы обычно накапливаются со скоростями 1-3 см/1000 лет, однако фактическая скорость накопления сильно варьирует. Например, в пелагических разрезах Мексиканского залива она составляет 10-100 см/1000 лет, а на континентальных окраинах и в провинциях бордерлендов – 20-30 см/1000 лет.

Кремнистые илы (диатомовые и радиоляриевые) накапливаются в основном в зонах продуктивности кремнистого планктона: вокруг Антарктиды, в высоких широтах Северного полушария, в районах апвеллингов. Скорость накопления кремнистых илов составляет 4-5 мм/1000 лет. Накопление аутигенных осадков в океане, т.е. продуктов физико-химического процесса и биохимических реакций, на поверхности дна или внутри осадочной толщи незначительно.

Максимальные значения скоростей накопления осадочных толщ соответствуют периферическим частям океанов и тяготеют к устьям крупнейших рек. В центральных частях океанов высокие скорости осадконакопления отмечаются в гумидных зонах, локально – у основания подводных поднятий и склонов. Распределение скоростей седиментации определяется сочетанием климатической циркуляцией континентальной и вертикальной зональностей осадконакопления (Лисицын, 1980).

В результате процессов осадконакопления в океане при одновременном действии гидрогенных факторов в придонном слое на дне океана образуются многочисленные аккумулятивные формы рельефа. Экзогенные формы варьируют в размерах от правильных синусоидальных волн ила с расстоянием между гребнями в

несколько километров и высотой в несколько десятков метров до мелких линий течений и знаков ряби сантиметрового размера. Мелкие формы существуют недолго – дни, недели, а огромные осадочные валы создаются придонными течениями, существующими сотни тысяч или миллионы (?) лет.

Знаки ряби – это мелкомасштабные закономерно чередующиеся аккумулятивные образования, удаленные друг от друга на несколько сантиметров. Они могут быть симметричными и асимметричными, вытянутыми вдоль потока и поперечными к нему. Длина знаков ряби от 10 см до 1 м, а высота от едва различимой до 20 см; встречаются на всех глубинах от пляжа до абиссали. Знаки образуются и на поверхности илистых осадков, в глубоководных областях, не говоря уже о прибрежных обстановках в приливных морях. Образуются знаки ряби при скоростях течений 15-30 см/с, а также под воздействием волн на мелководье.

Более крупномасштабными, чем знаки ряби, являются так называемые осадочные волны, образованные песком или илом. Длина волн варьирует от 10 м до 10 км. Илистые волны представляют собой правильные крупномасштабные гряды связанных илистых осадков, обычно встречающихся вниз по течению от районов поступления больших количеств осадков, например устьев подводных каньонов и континентальных подножий (Кеннет, 1987).

Песчаные волны наиболее характерны для подводного рельефа. Это – крупные симметричные или асимметричные гряды длиной от 150 до 1000 м и средней высотой 15 м (до 27 м). Замеренные скорости течения у дна чаще всего составляют 15 см/с (Лонгинов, 1973). Т. Офф (Офф, 1963) указывает, что песчаные волны встречаются в зонах расширения поверхности шельфа при существовании мощных приливов. Он различает характерные районы развития волн: у выходов из бухт и заливов, в дельтах и эстуариях, в проливах, у открытых берегов океана при больших амплитудах прилива и в окраинных мелководных морях. Д. Картрайд и А. Страйд (Cartright, Stride, 1958) полагают, что образование песчаных волн связано не только с приливными течениями, но и с внутренними волнами. Это особенно важно учитывать, имея в виду активность песчаных волн, которые могут перемещаться со скоростью 10-70 см/дн (Jones, 1965). В ряде случаев отмечаются неподвижные песчаные волны на шельфе, но в этом случае они считаются древними образованиями, имеющими по крайней мере голоценовый возраст (Лонгинов, 1973). Иногда на шельфе возникают песчаные полосы осадков, параллельные основному движению наносов приливными течениями, с длиной до 15 км и шириной 200 м (Kenyon, 1970).

Наиболее сложным остается вопрос о динамике крупных песчаных волн, о механизме их образования и перемещений. Существование и движение песчаных волн на малых глубинах говорит об их современном происхождении, но существование аналогич-

ных форм на больших глубинах шельфа скорее свидетельствует об их реликтовом характере. Происхождение на абиссальных глубинах аккумулятивных форм типа песчаных волн ни в одном случае не дает права утверждать, что мы имеем дело с современными образованиями, созданными современными течениями (Лонгинов, 1973). Тем не менее Кеннет (1987) описывает некоторые песчаные образования, которые он называет дюнами. По материалам Лонсдейла и Мальфе (Lonsdale, Malfait, 1974) на хребте Карнеги в восточной экваториальной части Тихого океана отмечается поле изолированных абиссальных барханов, вытянутых рядами вниз по течению. На этом поле есть также правильные цепочки поперечных дюн с многочисленными переходными формами. У большинства барханов ширина между рогами и длина от вершины до окончания рогов 10-100 м (средняя 20 м), они имеют пологие склоны по течению и осьшающиеся передние откосы с уклонами 25-30°. Геологические и гидрологические данные показывают, что дюны и барханы эпизодически мигрируют, вероятно, в периоды перетекания плотных придонных вод через хребет Карнеги. Таким образом, имеются свидетельства существования современных песчаных волн и абиссальных барханов на значительных глубинах. Абиссальные песчаные волны настолько трудно выявить с помощью традиционных методов, что, видимо, их количество сильно занижено. Их распространение ограничено областями развития сильных течений (вероятно, более 30 см/с), однако механизм их образования и перемещения остается неясным.

О масштабах аккумулятивной деятельности придонных абиссальных течений может свидетельствовать существование осадочных валов или аккумулятивных хребтов, таких, как Фени, Гардар и Эрик, Ньюфаундлендский и Блейк-Багамский в Северной Атлантике, хр. Сапиола в Аргентинской котловине, Восточно-Тихоокеанский экваториальный вал и др. (Леонтьев, 1975; Кеннет, 1978). Осадочные валы или хребты – это обычно слабо стратифицированные формы рельефа, вытянутые параллельно направлению придонных течений. Они часто покрыты волнами ила длиной 1-2 км и амплитудой в первые десятки метров. Длина самих хребтов достигает сотни километров, а ширина – десятков и сотен километров. Например, Блейк-Багамский хребет имеет длину около 800 км, ширину 400 км и среднюю высоту 2 км. Форма вершин хребтов варьирует от остроконечной до слабовыпуклой, а скорости аккумуляции – до 12 см/1000 лет. Процесс отложения осадков, формирующих эти хребты, является результатом взаимодействия между различными течениями, такими, как Гольфстрим и Западное пограничное глубинное или взаимодействия между активными придонными течениями и относительно неподвижной водой. Осадочные хребты, или как их назвал О.К. Леонтьев (1975) гигантские аккумулятивные формы,

имеют значительный возраст (иногда несколько миллионов лет) и возникли на периферии глубоководного течения.

## ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

В этих процессах движущим фактором является тяжесть твердых частиц, и их энергия способна приводить в движение окружающие массы воды. В гидrogenных процессах обломочный материал играет более пассивную роль. Всю группу гравитационных процессов можно разделить на две подгруппы: собственно гравитационные перемещения, для которых полностью выполняется указанное энергетическое условие движения основной массы твердого вещества, и суспензионные потоки, для которых эти условия полностью выполняются, но значительная часть работы по перемещению материала может совершаться через посредство промежуточного агента – воды или суспензии (Лонгинов, 1973).

В.В. Лонгинов считает, что собственно гравитационные процессы в условиях океана принципиально не отличаются по своему проявлению от соответствующих процессов на суше, только роль водных потоков суши здесь играют суспензионные потоки. Можно также отметить большую диспергированность осадков, залегающих на крутых подводных склонах океана, значительно меньшую их массу в воде и большую силу сцепления, возникающую при отложении в океане. Трудно утверждать, где легче осуществимы гравитационные перемещения материала – на суше или в океане. Возможно, что в океане происходят сравнительно редкие, но наиболее грандиозные на планете гравитационные подвижки осадков, а общая мощность гравитационных процессов способна компенсировать непрерывную подачу терригенного материала с суши. Можно утверждать, что именно гравитационные процессы выполняют в океане основную работу по реализации общего литодинамического процесса нашей планеты.

Для разделения гравитационных процессов в океане логично использовать терминологию, принятую для суши, однако в каждом отдельном случае следует помнить о водной среде, где развиваются эти процессы, и о некоторых отклонениях их существа по сравнению с сушей. Все гравитационные процессы можно разделить на две группы, в первую из которых входят обвалы и осыпи, а во вторую – оползни. Перемещение твердых частиц в первой группе происходит при упругом взаимодействии их между собой и с поверхностью, по которой они движутся. Перемещение материала в оползнях осуществляется в виде пластичного сдвига больших масс, связанных между собой частиц, как единого целого по поверхности скольжения (в этом случае не обязательны водоупор и грунтовые воды по сравнению с оползнями суши). По мере роста водонасыщенности материала появляются движе-

ния типа селей, которые можно рассматривать в значительной мере как вязкое течение и, наконец, суспензионные потоки, соответствующие по своей физической сущности полностью вязкой жидкости (Лонгинов, 1973). Как правило, гравитационные перемещения могут переходить одно в другое, служить начальными стадиями более крупномасштабных перемещений осадочных масс вниз по склону в виде гравитационных перемещений, но могут существовать и независимо.

Процессы обваливания и осыпания свойственны крутым склонам, угол которых превышает угол естественного откоса осадков. Как правило, осадки в этом случае имеют размерность не мельче алевритов. Обвал представляет собой перемещение блока осадков вниз по склону вдоль плоскости срыва. Обычно слои в толще обвалившейся массы породы имеют обратный наклон, а нижний край обвала, как правило, разжижается, что создает предпосылки для возникновения грязе-каменного потока. Крупные обвалы охватывают осадки мощностью в сотни метров. Один из крупнейших обвалов находится близ отмели Большой Ньюфаундлендской банки — его мощность 400 м, а длина 50 км. У побережья Израиля обвальные структуры развиты на всем склоне от бровки до основания. Особенно часты обвалы в пределах шельфа в верховьях и на бортах подводных каньонов. В верховьях каньонов, как правило, существуют крутые уклоны подводного склона и чрезвычайно высокий темп седиментации осадков. Борты каньонов постепенно подмываются, что стимулирует периодическое обваливание осадочных масс. В районах с очень высокими скоростями осадконакопления, например в дельте реки Миссисипи, обвалы происходят даже при наклоне дна  $0,2-1,5^\circ$ . Особым видом гравитационного движения на склонах и дне каньонов является течение или осыпание песка и более крупнозернистых осадков. Впервые это явление описано американцами в 1959 г., где отмечено, что течение песка сопровождалось штормовыми условиями и придонными течениями воды со скоростями около 10 см/с. Течение песчаных частиц определяется в первую очередь пористостью и степенью насыщения водой. При механическом воздействии происходит потеря связности частиц, что приводит к течению грунта. Разжижение возникает вследствие быстрого сокращения объема пор и невозможности мгновенного ухода поровой воды. В результате резко повышается давление, разрушается сцепление между зернами, осадок разжижается и начинает течь. Разжижению подвержены осадки крупностью от песков до алевритов, но возможно и в более тонкозернистых грунтах (Andersen, Bjerrum, 1967; Morgenstern, 1967). Подобные метастабильные структуры могут возникать при землетрясениях, вибрациях, при активном накоплении осадков в верховьях подводных каньонов и дельтах рек. Это явление проверено и экспериментальным путем (Кнаар, Ейпе, Ferzaghi, 1968; 1956; 1957).

Особое место в ряду гравитационных процессов занимает медленное течение песка, которое называют крипом. Скорость такого течения сравнима со скоростью движения ледника и отмечается только с помощью реперов (Лонгинов, 1973). Крип под водой следует считать пластическим течением песка, содержащего небольшую примесь глинистых частиц. В процессе непрерывного медленного перемещения зерна песка достигают оптимальной укладки, и даже при сильных сейсмических толчках не происходит разжижения осадка (Dill, 1969). Моргенштерн (Morgenstern, 1967) и Мур (Moore, 1961) считают, что стабильные осадки в океане вполне способны удерживать углы откоса более 45°. В результате сходные грунты на океаническом дне оказываются более прочными, чем на суше, и крупные гравитационные смещения вероятны только в районах быстрого накопления осадков.

Еще более многочисленны на подводных склонах оползневые процессы. Морфологические следы оползней широко распространены практически на всех крутых склонах морского дна. Влияние оползневых деформаций сказывается по меньшей мере на 50% осадочных толщ, слагающих континентальное подножие Атлантического побережья Северной Америки (Emery et al., 1970). Известны многочисленные наблюдения последствий оползней, сопровождавшиеся авариями прибрежных сооружений и обрывами кабелей. Размеры оползней могут достигать громадных величин (табл. 30).

Таблица 30

Размеры подводных оползней (по Менарду, 1966)

Местоположение	Объем, м <sup>3</sup>	Мощность, м	
		средняя	максимальная
Дельта Магдалены (Колумбия)	3·10 <sup>8</sup>	20	60
Подводный склон у г. Сува (о-ва Фиджи)	1,5·10 <sup>8</sup>	30	100
Оркдалс-Фьорд (Норвегия)	10 <sup>7</sup>	—	—
Дельта Миссисипи	4·10 <sup>7</sup>	10	20
Подводный каньон Скриппс	10 <sup>4</sup> · 10 <sup>5</sup>	4	6
Фолла-Фьорд (Норвегия)	3·10 <sup>5</sup>	—	—
Сагами (Япония)	7·10 <sup>10</sup>	100	590

Размеры оползней на океаническом дне оказываются гораздо большими, чем размеры самых больших оползней на суше. Латеральная протяженность крупных оползней имеет длину от 20 до 170 км. На взморье Миссисипи зафиксированы оползни, один из которых, шириной около 70 миль, продвинулся от устья реки на 160 миль, а другой, шириной 38 миль, переместился на 130 миль

(Wolker, Massingil, 1970).

В зависимости от сочетания ряда факторов формируются блоковые или структурные оползни, пластичные или оползни-сплывы и грязевые или гравитационные (суспензионные) потоки (Dott, 1963).

Структурные оползни представляют собой движение целых блоков осадочной породы, которые перемещаются по определенным, отчетливо выраженным поверхностям, образующим вогнутую поверхность смещения. Этот процесс происходит без существенных нарушений внутренней структуры осадков (Леонтьев, 1982). Когда величина возникающих напряжений в теле оползня превосходит предел текучести осадков, то в толще породы начинается относительное перемещение частиц, в результате чего внутренняя структура начинает разрушаться и начинается пластическое движение грунта. Дотт (Dott, 1963) называет "истинными подводными оползнями" движение твердой или полусвязной массы вдоль дискретной поверхности скольжения с малым трением. С ростом нагрузки оползень превращается в пластическое движение, а по мере перехода через предел текучести возникает вязкое течение грунтов, к которому относятся суспензионные потоки.

Оползни могут возникать при воздействии самых разных внешних причин: землетрясений, давления на грунты при прохождении крупных поверхностных волн, подмыва склонов подводными течениями, газообразования в толще осадков (особенно в дельтовых областях), при давлении морских льдов, воздействии внутренних волн и деятельности человека (например, при сооружении буровых установок, прокладки кабелей и т.д.). Особенно часто оползни образуются за счет нарушения устойчивого равновесия при избыточном осадконакоплении. Этот процесс обычно наблюдается на периферии дельтовых областей, где уклоны дна составляют  $0,2-1,7^\circ$ . Так, в устье р. Миссисипи обнаружен реликтовый оползень, образовавшийся в мощном слое осадков вскоре после их отложения. Оползень сместил к подножию континентального склона до  $8600 \text{ км}^3$  шельфовых и склоновых отложений (Coleman et al., 1983). Аналогичные явления разных масштабов зафиксированы по периферии дельт Нила, Ориноко, Магдалены, Амазонки и т.д.

Геоморфологическое значение подводных оползней усиливается их способностью продуцировать суспензионные потоки за счет прогрессирующего разжижения материала подводного оползня по мере его увеличения вниз по склону. Другой причиной возникновения суспензионных потоков является большой твердый сток рек.

Гравитационные потоки осадков делятся на два основных типа: потоки с высокой концентрацией твердой фазы и турбидные (мутьевые, суспензионные) потоки со сравнительно низкой кон-

центрацией твердых частиц. Плотность потоков высокой концентрации немногим меньше плотности неконсолидированных осадков (от 1,5 до 2,4 г/см<sup>3</sup>), а плотность потоков низкой концентрации колеблется от 1,03 до 1,3 г/см<sup>3</sup> (Кеннет, 1987).

Миддлтон и Хэмптон (Middlton, Hampton, 1976) выделяют четыре главных типа гравитационных потоков осадков.

1. Потоки разжиженного осадка представляют собой движение несвязанной массы частиц, которые удерживаются восходящими потоками жидкости, выжимающейся из межгранулярного пространства при оседании зерен под воздействием силы тяжести. Движение возникает в песках с неплотной упаковкой зерен, когда поровое давление превышает нормальное гидростатическое. В этом случае происходит сползание песка в виде покрова волочения даже на пологих склонах.

2. Зерновые потоки, в которых зерна осадка удерживаются во взвешенном состоянии, отталкиваясь друг от друга. Примером зернистых потоков может служить течение по дну подводных каньонов и накопления в них хорошо отсортированного гравия (Shepard, Dill, Von Rad, 1969).

3. Грязекаменные потоки представляют собой движение смеси крупных и мелких частиц с водой, причем более крупные зерна удерживаются во взвешенном состоянии наполнителем, состоящим из воды и тонкозернистого материала (глинистого раствора). Грязекаменные потоки могут активно двигаться даже на склонах крутизной 0,1° и являются обычным явлением в океанах. Кеннет указывает, что на континентальном подножии Западной Сахары обломочные отложения вынесены грязекаменными потоками на расстояние 700 км и покрывают площадь до 30 тыс. км<sup>2</sup>. По структуре валунные отложения грязекаменных потоков напоминают тиллиты, что привело к ошибочной интерпретации генезиса некоторых древних грубообломочных отложений.

4. Турбидные потоки – это короткоживущие мощные гравитационные течения разбавленной суспензии осадочного материала, повышенной по сравнению с водой плотности. Движение турбидных потоков определяется внутренней турбулентностью. Турбидные потоки являются главными агентами транспортировки терригенных осадков в глубоководные районы океанов. При отложении осадков из турбидных потоков образуются турбидиты, характеризующиеся градиционной слоистостью, хорошей сортировкой и седиментационными текстурами. Минимальная скорость турбидного потока составляет около 13 см/с, а максимальная 870 см/с. В общем турбидные потоки могут двигаться со скоростью свыше 90 км/час, перенося до 3 кг/м<sup>3</sup> осадков на расстояние более 100 км от источника (Кеннет, 1987), однако Хизен и Юинг (Heezen, Ewing, 1952) указывают на перемещение турбидного потока в районе отмели Большой Банки на расстояние более 720 км от своего источника.



Турбидные потоки создают в устьях подводных каньонов мощные конусы (фены), расщепленные одним или несколькими каналами с прирусловыми валами, которые в ряде случаев заполняются мелководными осадками, снесенными сюда турбидными потоками. Основной и единственной эрозионной формой рельефа, созданной и моделируемой турбидными потоками, являются подводные каньоны и каналы конусов выноса. Подводные каньоны служат главными проводниками терригенного осадочного материала с континентов в глубоководные бассейны. Эти образования имеют крутые борта, извилистые русла, Y-образный поперечный профиль, ступенчатое неровное дно. Большинство каньонов берут начало на шельфе, обычно против устья крупных рек, ориентированы по нормали к краю шельфа или следуют вдоль тектонических линий, пересекают континентальный склон до основания и выходят в пределы континентального подножия в виде каналов, врезанных в отложения конусов выноса. По оценке Шепарда и Дилла (Shepard, Dill, 1966), каньоны Мирового океана имеют среднюю длину около 50 км, при этом самый длинный каньон (370 км) обнаружен в южной части Берингова моря. Средний уклон дна каньонов составляет 58 м на 1 км, но у длинных каньонов уклон дна, как правило, меньше и варьирует от 8 до 13 м на 1 км (Shepard, Dill, 1966). Достигнув устьевой части каньона, мутьевые потоки растекаются, образуя густую и сложную сеть русел. Характерной морфологической особенностью этих русел является их обвалованность, что связано с массовым выпадением взвешенного материала по бортам русла при его переполнении турбидным потоком. Глубина вреза этих русел составляет 100-150 м, но протяженность может достигать, как, например, главная долина Бенгальского конуса, более 2700 км.

Наиболее четко выраженные в рельефе и быстро растущие конусы выноса суспензионных потоков или турбидитные фены встречаются против устья крупных рек и подводных каньонов. Рупке (Rupke, 1978) предложил классификацию турбидитных фен по источникам поступления материала, в которой следует выделить глубоководные фены, образованные у устьев каньонов, например конус у каньона Монтерей размером до 300 км и мощностью до 1 км; абиссальные конусы у дельт крупных рек, например Бенгальский конус длиной до 3000 км и мощностью осадков 12 км (Curray, Moore, 1971); и фены континентального подножия, формирующиеся под влиянием контурных течений, перерабатывающих осадки (например, континентальное подножие восточного побережья Северной Америки). Кроме того, Рупке выделил фены смешанного типа.

В морфологии, структуре и характере осадков многих конусов выноса, развивающихся в разных географических и геологических условиях, имеется определенное сходство. В их пределах выделяется три зоны, различающиеся по морфологии, характеру

долинной сети и особенностям осадконакопления. Это – верхний, средний (супрафен) и нижний конус, развитие которых определяется скоростью поступления и крупностью наносов (Norgmark, 1978). Подобная чувствительность глубоководных фенев и абиссальных конусов выноса к объемам осадочного материала особенно ярко проявлялась в ледниковые эпохи в связи с приближением источников снабжения осадками к краю шельфа (в связи с падением уровня океана) и при отступлении ледников и трансгрессиях океана, когда источники питания осадочным материалом отдаляются.

## БИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Общая величина биомассы в океане достигает примерно 25 млрд т. Здесь обитает около 200 000 видов животных и 15 000 растений, которые в процессе своей жизнедеятельности прямо или косвенно влияют на развитие подводного рельефа (Богоров, 1969). Наибольшей биомассой и продуктивностью, а следовательно, и потенциальным геологическим значением отличается зоопланктон (фораминиферы и радиолярии) и фитопланктон (диатомовые). Непосредственное влияние на распределение морских организмов имеет глубина моря, освещенность и температура воды, соленость, поступление питательных веществ (устья рек, апвеллинг), широтная климатическая зональность.

Морские организмы выступают как активный или пассивный фактор рельефообразования. В результате активного участия морских организмов в рельефообразовании возникают коралловые рифы и происходит образование рифовых известняков. Морские организмы могут служить и разрушающим агентом вследствие деятельности камнеточцев и биокарстовых процессов. Пассивная роль деятельности морских организмов в рельефообразовании выражается в накоплении на дне скелетов и оболочек организмов кремнистого или известкового состава, что ведет к погребению ранее существовавших неровностей и к выравниванию донного рельефа.

Важнейшим биологическим агентом активного рифообразования являются рифостроители – коралловые полипы, известковые водоросли и мшанки. Они создают крупнейшие формы рельефа в океане – коралловые (или мшанковые) рифы.

Коралловые постройки развиты вдоль всех берегов тропических морей и формируют подводные террасы, окаймляющие барьерные и кольцевые рифы (атоллы). Большой Барьерный риф протягивается вдоль северо-западного побережья Австралии на 2300 км и имеет высоту по отношению к тыловой лагуне 30-40 м. Бурение на атоллах показало, что они начали образовываться еще в эоцене, а общая мощность рифовых отложений достигает в них

полутора километров.

На горные породы оказывает воздействие многочисленный класс камнеточцев, которые сверлением, соскабливанием или выделением особых веществ разрушают породы, что в целом составляет процесс биоабразии. Эффект этой деятельности достаточно высок. Так, мергелистые глины на морском дне в районе Сочи разрушаются моллюском *Vogelia Candida*, плотность которого достигает 2600 экземпляров на 1 м<sup>2</sup>, что способствует увеличению скорости абразии дна до 4 мм/год (Никитин, 1951). У восточного побережья Англии в результате сверления моллюском *Pholas* скорость размыва бенча, сложенного мергелистыми известняками, составляет 1,25 см/год. При дополнительном химическом воздействии на известняки сверлящие губки могут разрушать их со скоростью 14 мм/год, а различные эхиподды эродируют известковые породы со скоростью 6 мм/год (The encyclopedia of geomorphology, 1968). По подсчетам на атолле Альдабра (Индийский океан) на долю биоабразии приходится до 50% общей денудации известнякового бенча (Trudgill, 1976). На тихоокеанском побережье Коста-Рики происходит интенсивное разрушение каменистых бенчей до глубин 6-8 м сверлящими организмами, средняя плотность которых составляет 80-100 экз. на 1 м<sup>2</sup>. Организмы проникают в базальтах на глубину до 10 см, в гранодиоритах – до 12 см.

Скорость разрушения базальтов морскими ежами достигает 1 мм/год и составляет примерно 0,4-3 кг уничтоженной породы на каждый метр берега в год (Fischer, 1981).

Весьма существенно участие морских организмов в процессах океанической седиментации и прежде всего в перераспределении донных осадков. Это воздействие в основном заключается в изменении гранулометрического состава осадка и нарушении его стратификации, изменении физико-механических характеристик осадка и искажении структуры потока в пограничном слое вокруг биогенного микрорельефа.

Илоеды – группа организмов, которые, пропуская грунт через пищеварительный тракт, химически и механически воздействуют на донные осадки. Различные черви, иглокожие, некоторые моллюски и крабы перемешивают поверхностный слой осадков, разрыхляют его, нарушают осадочную структуру (подвергают осадки пеллетизации, в результате чего они приобретают копролитовую структуру). Все это сказывается на механизме движения осадка и способах его переноса (Nowell et al., 1981).

Степень и скорость биогенного перемешивания донных отложений определяется скоростью осадконакопления и активностью морских организмов. Исследования в эстуарии р. Гудзон показали, что активность организмов возрастает вместе с повышением солености и достигает 30 см<sup>2</sup>/год (Olsen et al., 1981). Имеющиеся наблюдения показывают, что биотурбированные осадки легче подвергаются размыву и переотложению. Критическая скорость

потока при размыве обработанных морскими организмами осадков может снижаться до 60% от начальной величины в ненарушенных отложениях (Айбулатов, Друшиц, 1985).

Морская флора и фауна может оказывать скрепляющее действие на морские грунты. Выделяемая илоедами слизь способствует склеиванию осадков, и эти биогенные холмики устойчивы после начала общего движения донных наносов. Известковые трубки полихет, выступающие над дном, увеличивают турбулентность потока и способствуют ускорению размыва осадков, но с увеличением количества трубок прочность донных отложений в целом возрастает. Хорошо известна скрепляющая способность морской растительности, которая может ослабить и силу водного потока и энергию морского волнения. В ряде случаев, в частности на маршах и в районах развития мангров, растительность может активизировать процессы аккумуляции в береговой зоне.

Способность многих организмов усваивать из воды растворенные вещества и в первую очередь кремнезем и известь определяет первостепенное значение этих организмов как поставщиков осадочного материала, из которого формируются различные типы морских отложений в количестве до 1,8 млрд т/год (Лисицын, 1974).

## ЛИТЕРАТУРА

- Аболтинъш О.П. Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига, 1989. 284 с.
- Ананьев Г.С. Динамическая геоморфология. Формирование вершинных поверхностей. М., 1976. 173 с.
- Ананьев Г.С. Анализ междуречий в морфоструктурных и поисковых целях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1984. № 3. С. 56-62.
- Ананьев Г.С. Вершинные поверхности междуречий, процессы их формирования и эволюция // Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск, 1987. С. 7-25.
- Аристархова Л.Б. Процессы аридного рельефообразования. М., 1971. 176 с.
- Аристархова Л.Б., Федорович Б.А. Склоновые процессы в пустынях и полупустынях // Вопросы географии. М., 1976, вып. 85. С. 25-51.
- Асеев А.А., Маккавеев А.Н. Гляциальная геоморфология // Итоги науки и техники. ВИНТИ, 1976. Т. 4. 177 с.
- Борсук О.А., Спасская И.И., Тимофеев Д.А. Вопросы динамической геоморфологии // Итоги науки; геоморфология. ВИНТИ. М., 1977. Т. 5. 149 с.
- Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М., 1971. 230 с.
- Гвоздецкий Н.А. Карст. М., 1981. 214 с.
- Гинзбург И.И. Стадийное выветривание минералов // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии, М., 1946.
- Евтеев С.А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М., 1964. 120 с.
- Емельянова Е.П. Современное состояние и основные проблемы классификации склонов // Проблемы классификации склоновых гравитационных процессов. М., 1985. С. 56-64.
- Золотарев Г.С. Типы и закономерности геологических явлений на склонах (вопросы методики исследований) // Методика инженерно-геологических исследований высоких обвальных и оползневых склонов, М., 1980. С. 8-38.
- Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор. Новосибирск, 1981. 173 с.
- Карасев М.С., Худяков Г.И. Речные системы на примере Дальнего Востока. М., 1984. 143 с.
- Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран // Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 245. 183 с.
- Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Смищенко Ф.В. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. Л., 1982. 272 с.
- Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., 1976. 238 с.
- Ламакин В.В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений // Землеведение. М., 1948. № 2.
- Левков Э.А. Гляциотектоника // Наука и техника. Минск, 1980. 280 с.
- Леонтьев О.К. Морская геология. М., 1982. 344 с.
- Леонтьев О.К., Сафьянов Г.А. Каньоны под морем. М., 1973. 254 с.
- Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М., 1975. 336 с.
- Лютцау С.В., Сафьянов Г.А. Инженерно-геоморфологические исследования в долинах рек и на берегах морей. М., 1983. С. 44-73.
- Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., 1955.
- Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М., 1986. 264 с.
- Масайтис В.Л., Данилин А.П. и др. Геология астроблем. Л., 1980. 231 с.

- Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М., 1980. 212 с.
- Некрасов Б.В. Общая химия. М., 1973. Т. 1. С. 122-123.
- Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., 1971. 251 с.
- Пенк В. Морфологический анализ. М., 1961. 359 с.
- Петров М.П. Пустыни Земного шара. Л., 1973.
- Полов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. М., 1985. 239 с.
- Проблемы методологии геоморфологии. Новосибирск, 1989. 129 с.
- Проблемы теоретической геоморфологии. М., 1988. 256 с.
- Современный рельеф. Понятия, цели и методы изучения. Новосибирск, 1989. 157 с.
- Проблемы экзогенного рельефообразования. М., 1976. Кн. 1. 428 с.; Кн. 2, 319 с.
- Райс Р.Д. Основы геоморфологии. М., 1980. 574 с.
- Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX в. М., 1978. 263 с.
- Сафьянов Г.А. Инженерно-геоморфологические исследования на берегах морей. М., 1987. 149 с.
- Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М., 1972. 356 с.
- Суходровский В.Л. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. М., 1979. 280 с.
- Толстых Е.А., Ключкин А.А. Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических процессов. М., 1984. 117 с.
- Федорович Б.А. Динамика и закономерности рельефообразования пустынь. М., 1983. 235 с.
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., 1966. 237 с.
- Щукин И.С. Общая геоморфология. М., 1960. Т. I. 612 с.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Ю.Г. Симонов) .....	3
Глава 1. Введение в динамическую геоморфологию (Ю.Г. Симонов) .....	5
Глава 2. Процессы эндогенного рельефообразования (Ю.Г. Симонов, Г.С. Аманьев, Л.Б. Аристархова) .....	24
Глава 3. Участие космических тел в формировании рельефа (Г.С. Аманьев) .....	76
Глава 4. Процессы выветривания и образования элювия (Ю.Г. Симонов, ) .....	80
Глава 5. Склоновые процессы и морфолитогенез на склонах (С.С. Воскресенский) .....	112
Глава 6. Флювиальные процессы и морфолитогенез (С.В. Лютцау) .....	137
Глава 7. Формирование речных долин (Г.С. Аманьев) .....	165
Глава 8. Формирование междуречий (Г.С. Аманьев) .....	195
Глава 9. Речные бассейны (Ю.Г. Симонов, В.И. Кружалин) .....	237
Глава 10. Нивальные и лавинные процессы (Г.С. Аманьев) ..	265
Глава 11. Гляциальные процессы и морфолитогенез (А.И. Спиридонов) .....	274
Глава 12. Криогенные процессы (Г.С. Аманьев) .....	315
Глава 13. Эоловые процессы и морфолитогенез (Л.Б. Ари- стархова) .....	323
Глава 14. Карстовые процессы (Г.С. Аманьев) .....	352
Глава 15. Озерные процессы и морфолитогенез (Ю.Г. Симо- нов) .....	361
Глава 16. Биогенные процессы (Г.С. Аманьев) .....	372
Глава 17. Прибрежно-морские процессы (Г.А. Сафьянов) ....	380
Глава 18. Формирование побережий (Г.А. Сафьянов) .....	420
Глава 19. Экзогенные процессы на дне морей и океанов (Л.Г. Никифоров) .....	427
Литература .....	445

Учебное издание

Динамическая геоморфология

Зав. редакцией *И.И. Щегуря*  
Редактор *Л.М. Батыгина*  
Художественный редактор *А.Л. Прокошева*  
Переплет художника *Ю.И. Артюхова*  
Корректоры *Л.А. Костылева, Н.В. Иванова*  
ИБ №4213

Сдано в набор 17.07.91

Подписано в печать 07.02.92

Формат 60x90/16. Бумага типографская №2.

Гарнитура Таймс. Офсетная печать.

Усл. печ. л. 28,0. Уч.-изд. л. 27,34.

Тираж 2200 экз. Заказ 1097. Изд. №1647.

Набор выполнен на компьютере в ордена "Знак Почета" издательстве Московского университета 103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.

Типография ордена "Знак Почета" изд-ва МГУ. 119899, Москва, Ленинские горы