

—В. Г. ЛЕБЕДЕВ

ОСНОВНЫЕ
ПРОБЛЕМЫ
И НОВЕЙШИЕ ТЕОРИИ
ГЕОМОРФОЛОГИИ

1965



Саратовский ордена Трудового Красного Знамени
государственный университет имени Н. Г. Чернышевского

Географический факультет



В. Г. ЛЕБЕДЕВ

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ
И НОВЕЙШИЕ ТЕОРИИ
ГЕОМОРФОЛОГИИ

(Избранные лекции)

Издательство Саратовского университета
1965



5397

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
I. Содержание и задачи современной геоморфологии	5
II. Значение эндогенных процессов в развитии рельефа земной поверхности и основные типы морфоструктур	17
III. Современные представления о процессе формирования эрозионных форм рельефа	35
IV. Современные представления о процессе формирования рельефа морского побережья	66
V. Особенности развития рельефа во влажных тропиках и субтропиках	95
VI. Об общих закономерностях развития рельефа под воздействием экзогенных процессов	104
VII. О генетической классификации четвертичных континентальных отложений	114

Валентин Григорьевич Лебедев

Основные проблемы и новейшие теории геоморфологии

(Избранные лекции)

Редактор **В. В. Токарева.**

Технический редактор *В. В. Зенин.* Корректор *А. Е. Храмов*

НГ57269. Сдано в набор 7.V.1965 г. Подписано к печати 26.VIII.1965 г.
Формат 60×90¹/₁₆. Печ. л. 7,75. Уч.-изд. л. 7,5.
Тираж 1000 экз. Цена 22 коп. Заказ № 1458.

Издательство Саратовского университета, Астраханская, 83.
Типография издательства «Коммунист», проспект Ленина, 94.

ПРЕДИСЛОВИЕ

На географических факультетах университетов для студентов-географов старших курсов, специализирующихся по геоморфологии, обычно читается курс «Основные проблемы геоморфологии». Это очень сложный курс, требующий от слушателей глубоких знаний теоретической геоморфологии и в особенности ее новейших достижений в области теории рельефообразующих процессов. Но, к сожалению, для этого далеко не всюду удастся организовать чтение дополнительных специальных курсов по новейшим частным теориям формирования рельефа, получившим уже достаточное развитие. Как известно, не во всех университетах читается курс «Геоморфология морских берегов», еще нигде не читается «Песковедение» или «Теория формирования эрозионного рельефа», не говоря уже об «Учении о морфоструктурах». Все это вызывает значительные трудности восприятия сложного материала по основным проблемам геоморфологии и отрицательно сказывается на общем уровне геоморфологической подготовки выпускников географических факультетов, работающих по учебному плану специальности «география» (№2030). Как нам представляется, для более правильной постановки геоморфологического образования уже настала пора для чтения особого курса «Динамическая геоморфология», в котором должны подробно рассматриваться современные теории всех рельефообразующих процессов как экзогенных, так и эндогенных.

В целях частичного устранения разрыва между требованиями к студентам по знанию основ геоморфологии и возможностями учебного плана специальности «география» мы начали читать на географическом факультете Саратовского университета специальный курс «Основные проблемы и новейшие теории геоморфологии», в котором рассматриваются не только проблемы геоморфологии, но и новейшие частные теории рельефообразующих процессов, еще недостаточно вошедшие в курс общей геоморфологии или не излагаемые в специальных курсах.

Предлагаемая читателю книга содержит лишь частьций этого курса, причем мы стремились отобрать в

очередь те, которые содержат наиболее важный материал, необходимый географу для завершения его геоморфологической подготовки и использования в практической деятельности. Сюда, прежде всего, относятся современные представления о процессах формирования эрозионного рельефа и рельефа морского побережья, разработанных в основном советскими учеными. Интересны новейшие исследования рельефа влажных тропиков и субтропиков, мало известных советским географам. Чрезвычайно актуален вопрос о роли эндогенных процессов в развитии рельефа земной поверхности и классификации основных типов морфоструктур. Наконец, в связи с появлением новых представлений о процессе рельефообразования необходимо повторное рассмотрение вопроса о содержании и задачах современной геоморфологии. Несколько особняком стоит материал последнего раздела — о генетической классификации четвертичных континентальных отложений. Казалось бы, рассмотрение этого вопроса не является прямой задачей геоморфологии, но в связи с неразрывностью процесса формирования толщ рыхлых континентальных отложений и денудационно-аккумулятивных форм рельефа трудно решить, чьей принадлежностью является этот раздел. Скорее всего, он в равной мере должен изучаться и геологами и геоморфологами. Поскольку без изучения четвертичных отложений практически невозможно установить историю развития рельефа и очень часто его генезис, мы сочли этот раздел важнейшим и поместили его в число избранных лекций.

Автор будет рад получить все критические замечания и отзывы по адресу: г. Саратов, Астраханская 83, Саратовский государственный университет, кафедра геоморфологии.

I. СОДЕРЖАНИЕ И ЗАДАЧИ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Геоморфология — это наука, занимающаяся изучением рельефа земной поверхности, его элементарных форм и законов их развития. Формы земной поверхности изучаются со стороны их внешних признаков, происхождения и закономерностей развития во времени, изучаются их естественные группировки и распространение по земной поверхности в зависимости от рельефообразующих процессов.

Но поскольку рельеф является одним из компонентов географической среды, он должен изучаться, как пишет крупнейший советский геоморфолог И. С. Щукин, во взаимосвязи и взаимообусловленности со всеми прочими компонентами этой среды — геологическим строением, климатом, поверхностными и подземными водами, почвенным и растительным покровом, животным миром и с географической средой в целом. При этом необходимо учитывать и те особенности географической среды, которые обусловлены или связаны с хозяйственной деятельностью человека.

Таким образом, рельеф должен изучаться не изолированно, а в связи с другими природными элементами, в условиях определенной географической среды.

Геоморфология — наука сравнительно молодая. Основное ее развитие происходило последние 50—60 лет. За это время она полностью установила свои теоретические основы, отделилась от смежных дисциплин и разработала свои собственные методы исследований.

Если говорить о местоположении геоморфологии среди других наук и ее взаимоотношении с ними, то следует сказать, что она является наукой пограничной, стоящей на грани между геологией и физической географией, но с собственным объектом исследования и собственной методикой исследований.

За последние несколько десятилетий специфические геоморфологические методы нашли широкое применение во многих сопредельных науках — четвертичной геологии, геотектонике, учении о фациях, учении о поисках и разведках полезных ископаемых, инженерной геологии, гидрогеологии, почво-

ведении, геоботанике и т. д. В Советском Союзе геоморфологические исследования являются совершенно обязательными при проведении комплексной геологической съемки и при изысканиях для различных инженерных сооружений. Вполне естественно, что это привело к накоплению в последние годы огромного количества нового фактического материала, потребовавшего своего обобщения. Обилие новых, ранее неизвестных фактов вызвало необходимость пересмотра многих старых теоретических положений геоморфологии и в ряде случаев породило совершенно новые теории.

Краеугольным камнем современной геоморфологии является представление о том, что рельеф поверхности Земли формируется в сложном взаимодействии двух противоположных групп процессов — эндогенных и экзогенных. К окончательному торжеству этой идеи геоморфология как наука пришла, пережив весьма сложный и длительный путь накопления фактов и их обобщения, поисков новых теорий и иногда возвращения на новой основе к старым, казалось бы, навсегда отброшенным выводам.

С самого начала возникновения проблема происхождения рельефа земной поверхности решалась на основе представления об одновременном проявлении внешних и внутренних сил Земли. Но на разных этапах развития науки ведущая роль в формировании рельефа придавалась то одним, то другим группам процессов. Так, в начальном периоде развития наук о Земле господствовала точка зрения о главенствующем значении сил внутренних (М. В. Ломоносов, Л. Бух, Эли де-Бомон и др.), а несколько позже натуралисты стали уделять больше внимания внешним процессам, что было связано с появлением в первой половине XIX века принципа актуализма, окончательно сформулированного Ч. Лайеллем.

Особый интерес к современной жизни Земли и тем процессам, которые на глазах у человека изменяют формы земной поверхности, привел к выявлению многих, ранее не известных законов речной эрозии, морской абразии, ледниковой экзарации, эоловой деятельности, карстового процесса и т. д. В результате, к началу XX века была довольно подробно разработана общая теория формирования рельефа суши под воздействием экзогенных агентов (В. В. Докучаев, В. М. Девис, А. Пенк, Э. Брюкнер, Э. Мартель, З. Пассарге, И. Вальтер и др.). Благодаря этим успехам естествознания у многих исследователей того времени создалось представление, что ведущими в формировании рельефа являются внешние процессы, а геологические структуры земной коры — это всего лишь та пассивная среда, на которую они активно воздействуют. Проявляются же геологические структуры в рельефе, главным образом, через литологические особенности слагающих горных пород.

Так в геоморфологии наступает период господства «эрозионного» направления, отзвуки которого сказываются даже на некоторых современных геоморфологических работах. В первой половине XX столетия по мере развития геоморфологии и особенно геотектоники стало все больше накапливаться фактов, указывающих на то, что земная кора находится в постоянном тектоническом движении и многие черты рельефа непосредственно отражают это. В результате появляется метод Вальтера Пенка (1924 г.), обосновавшего возможность путем морфологического анализа устанавливать характер тектонических движений земной коры. Далее стало выясняться, что очень многие формы рельефа различной размерности являются прямыми производными от тех или иных структур земной коры. Еще В. Девис писал, что в геоморфологии очень важно выяснить отношение структуры к форме, так как форма, в сущности, является внешним выражением структуры. На современном же этапе развития естествознания эти соотношения должны рассматриваться в ходе непрерывного и поступательного развития земной коры.

Итак, постепенно геоморфология возвращается на новой основе к выводу об огромной роли внутренних сил Земли в общем процессе формирования ее лика, и теперь наиболее актуальным является выяснение степени соотношений внутренних и внешних процессов. Некоторые исследователи признают их роль суммарно равновеликой, но более правильное решение мы находим в выводах Б. Л. Личкова и И. П. Герасимова, считающих, что для разных категорий земной поверхности роль тех или иных групп рельефообразующих процессов различна.

Б. Л. Личков (1948) пишет, что «в построении поверхности Земли черты структуры земной коры — это общий остов, который усложнен или обогащен дополнительно разнообразным типичным орнаментом скульптуры или «надстройки» над мега- и макроформами структур, имея некоторую самостоятельность в своих изменениях по отношению к последним. Можно сказать, что структуры, меняющиеся гораздо медленнее скульптурных форм, имеют поэтому гораздо большее постоянство».

Такое разделение рельефа на две основные части — тектонический остов и скульптурный орнамент — очень важный шаг в развитии геоморфологии. Еще более глубокого решения добивается И. П. Герасимов, который формулирует понятие о трех геоморфологических категориях земной поверхности — геотектурах (материки и океанические впадины), морфоструктурах (равнины и горы, возвышенности и низменности) и морфоскульптурах (речные долины, ледниковые холмы, останцы и т. д.). Все эти группы элементов земной поверхности, пишет И. П. Герасимов, находятся в тесней-

шей генетической связи и являются продуктом единого и сложного геоморфологического процесса, возникающего и развивающегося в результате взаимодействия геофизических и географических явлений.

Но при всей сложности взаимодействия этих групп явлений, как все шире признается в настоящее время, ведущая роль принадлежит тектоническим движениям, поскольку даже направленность и темп экзогенных процессов помимо общих географических закономерностей в значительной степени определяются ими. Таким образом, тектонические процессы не только создают основные (морфоструктурные) неровности поверхности, но и во взаимодействии с экзогенными агентами определяют характер развития деталей рельефа (морфоскульптур).

В связи с этим вопросы формирования многих элементов рельефа поверхности Земли, особенно наиболее крупных, находят свое решение на грани двух отраслей естествознания — геоморфологии и геотектоники. В этом направлении в последние годы успешно проводят свои исследования многие ученые нашей страны (С. С. Воскресенский, И. П. Герасимов, К. И. Геренчук, Я. Д. Зеккель, Б. Л. Личков, К. К. Марков, Ю. А. Мещеряков, Н. И. Николаев, В. И. Попов, Б. А. Федорович, С. С. Шульц и др.).

Как решаются в настоящее время эти вопросы, можно показать на примере анализа рельефа Азии, в частности ее центральной части (южная часть Сибири, Средняя и Центральная Азия, территория Китайской Народной Республики и северная часть Индостана).

Если сделать общий обзор морфологических особенностей центральной части Азиатского континента, не вдаваясь в их генетическую сущность, можно видеть довольно закономерную картину. В самом центре Азии в виде огромного неправильного треугольника располагается возвышенная область, состоящая из обширных плато, нагорий и горных хребтов. По сторонам этого треугольника протягиваются зоны наиболее расчлененных и высоких горных сооружений, а центр занят плоскими высокими равнинами, плато и бессточными впадинами.

По северо-западному краю возвышенной области располагается Тяньшаньско-Байкальская система горных сооружений складчато-глыбового типа, с большим количеством межгорных впадин. На востоке выделяется подобная же система глыбовых гор и межгорных впадин, начинающаяся на севере Большим Хинганом и заканчивающаяся на юге в районе Сычуаньской впадины горами Циньлин. На юго-западе треугольник ограничивается массивом высочайших гор Памиро-Алая, Каракорума, Гималаев, Куньлуня и Тибетского нагорья.

С внешней стороны центральная возвышенная область

окаймляется обширными аккумулятивными равнинами, невысокими плоскогорьями и несколько приподнятыми денудационными равнинами с остаточными низкими горами. С Тяньшаньско-Байкальской горной зоной граничит Туранская и Западно-Сибирская низменности, область Казахского мелкосопочника и Средне-Сибирское плоскогорье. К востоку от Хинган-Циньлинской зоны располагается область великих равнин и низких гор Восточного Китая и южнее Гималаев — Индо-Гангская аккумулятивная равнина и плато Индостана.

Таким образом, центр Азиатского континента представляет собой высоко приподнятый массив, по периферии которого закономерно располагаются пониженные равнинные пространства. В возвышенной части господствующим типом является эрозионно-денудационный рельеф горных сооружений, нагорий и высоких плато, и лишь в пределах многочисленных, но небольших по размерам межгорных впадин и центральных бессточных котловин развит равнинный аккумулятивный рельеф. По окраинам же континента преобладает аккумулятивный рельеф обширных равнин и в повышениях между ними — эрозионно-денудационный рельеф в предельной стадии своего развития (денудационные равнины с остаточными горными массивами и мелкосопочником).

Объяснить все эти черты рельефа центральной части Азиатского континента можно только тектоническими явлениями, но возникает вопрос: какова же их конкретная роль и в каких формах рельефа они проявились?

Чтобы ответить на это, необходимо определить тектоническую природу отдельных частей Азиатского континента, в частности так называемого Азиатского горного пояса. По этому поводу имеется несколько противоположных точек зрения. Некоторые из советских исследователей (А. Д. Архангельский, Б. А. Петрушевский, В. Е. Хаин и К. А. Марков) видят в Азиатском горном поясе современную геосинклиналь, но большинство (Г. Ф. Мирчинк, В. А. Обручев, Н. М. Страхов, В. В. Белоусов, Е. В. Павловский, Н. И. Николаев и др.) считают, что здесь имеет место новая послеплатформенная форма развития земной коры, когда происходит переработка разросшейся платформы или, как удачно выразился В. В. Белоусов, ее активизация.

Н. И. Николаев (1956) по этому поводу пишет: «Учитывая необратимое развитие Земли, я пришел к выводу, что, выделяя только две формы развития земной коры — геосинклинальную и платформенную, неизменно проявлявшиеся на всем протяжении ее геологического развития, мы очень упрощаем сложную проблему развития структур Земли, и предложил выделять, помимо указанных, догеосинклинальную и послеплатформенную формы развития».

Как известно, геосинклинали в процессе своего историче-

ского развития постепенно сокращались за счет разрастания платформ, а к концу кайнозоя изменились не только количественно, но и качественно и перестали походить на типичные геосинклинали. В пределах Тянь-Шаня и всего Азиатского горного пояса, как считает Н. И. Николаев, в настоящее время располагается не современная геосинклиналь, а новый структурно-тектонический элемент, перерабатывающий платформы и заменяющий сокращающиеся геосинклинали. Именно такие участки получили, хотя и различные названия у разных авторов, но практически выражающие одну и ту же сущность — тектоническую активизацию платформы.

Таким образом, представление о полном соответствии гор и равнин геосинклинальным областям и платформам уже не отвечает современным данным, и поэтому вопросы взаимосвязи рельефа и тектонического строения земной коры следует рассматривать с новых позиций, учитывая историчность нескольких, а не двух форм ее состояния (геосинклинальной и платформенной), а также необратимость процесса ее развития.

Мы полагаем, что введение нового понятия в геотектонику — «тектоническая активизация платформ» — имеет особое значение для вопросов геоморфологии. Особенностью активизированных областей является значительное преобладание тектонических движений над процессами денудации и аккумуляции, что приводит к общему поднятию и образованию горного рельефа.

В пределах центральной части Азиатского континента смыкаются три крупных региональных структуры альпийского времени. Большая часть северной и юго-восточной Азии занята обширной альпийской платформой, образовавшейся к началу кайнозоя на складчатых основаниях разного возраста, от докембрийского до герцинского и мезозойского (яньшаньского). В нее вошли жесткие докембрийские Сибирская и Китайская платформы и окаймляющие их каледонские, герцинские и яньшаньские складчатые зоны. По юго-западной окраине альпийской платформы протягивается альпийская геосинклиналь, а еще южнее располагается массив Индо-Австралийской платформы.

Процессом активизации, проявившимся в конце третичного и в четвертичный периоды, была охвачена значительная часть альпийской платформы в виде широкой зоны, пересекающей Азиатский континент от Тянь-Шаня до Байкала на протяжении более чем 4000 км. Кроме того, активизации подверглась и часть альпийской геосинклинали в пределах Памиро-Алая, Каракорума и Гималаев совместно с прилежащими более древними герцинскими сооружениями Куньлуня и Тибета, а также широкая Хинган-Циньлинская зона в северной части Китайской платформы, протягивающаяся

от Большого Хингана к Сычуаньской впадине по обе стороны плиты Ордос. Интенсивные и контрастные вертикальные движения отдельных блоков и сводов в активизированных областях привели к расчленению обширного древнего пенеплена, сформировавшегося в этих местах в мезозое и в начале третичного периода, и к образованию глыбового горного рельефа с многочисленными межгорными впадинами, заполненными мощными толщами рыхлых континентальных отложений. Мы считаем, что, с геоморфологической точки зрения, эту новую стадию развития платформы в соответствии с характером образовавшегося рельефа можно было бы образно назвать «взламыванием платформы». И действительно, отдельные глыбы альпийской платформы, имеющие самую различную конфигурацию в плане и приподнятые или опущенные на разную высоту, а в некоторых случаях изогнутые пологими вздутиями или прогибами, в общем производят впечатление участков, взломанных подобно речному льду при поднятии уровня воды. Если подробно рассмотреть основные черты рельефа и орографического плана отдельных частей Тяньшаньско-Байкальской и Хинган-Циньлинской зон, то приведенное сравнение становится еще более убедительным. Характерно также, что рельеф этих глыбовых возвышенностей, если смотреть на него со стороны, напоминает рельеф молодых складчатых зон земной коры, и только взгляд «сверху» обнаруживает участки древних поверхностей выравнивания, приподнятых на разную высоту, т. е. выясняется существо происхождения этих горных сооружений.

Кроме того, более детальный анализ указывает на то, что имеется определенная преемственность новейших движений по отношению к древним структурам, но одновременно с этим более мелкие новейшие движения часто не считаются с характером местных древних структур, и нередко можно наблюдать, как на месте, например, герцинской синклинали образовалось четвертичное поднятие, а на месте древней антиклинали развилась молодая синклиналь, что видно по деформации поверхности третичного или мезозойского пенеплена. Таким образом, тектоническая активизация неоген-четвертичного времени в общем плане наследует направления древних структур, но не всегда считается с характером конкретных местных структур следующих порядков.

Чрезвычайно интересен рельеф и в неактивизированной части альпийской платформы, охватывающей обширные территории Азии на севере, юго-западе и юго-востоке и разделенной на ряд крупных антеклиз (Уральская, Центрально-Казахстанская, Анабарская, Хангайская, Южно-Китайская и др.) и синеклиз (Западно-Сибирская, Туранская, Тургайская, Тунгусская, Восточно-Китайская и др.). Каждой такой структуре соответствует свой тип рельефа, отражающий процесс

геотектонического развития данного участка земной коры. Так, например, в пределах Западно-Сибирской, Туранской и Восточно-Китайской синеклиз развиты формы аккумулятивного равнинного рельефа с очень неглубокой современной эрозионной сетью. В областях же Центрально-Казахстанской, Уральской и Хангайской антеклиз, т. е. в районах общих пологих поднятий древнего фундамента, преобладает холмистый эрозионно-денудационный рельеф типа средних, а чаще низких гор и мелкосопочника с довольно обширными участками равнин денудационного происхождения.

Перечисленные выше структурные единицы осложнены поднятиями и прогибами следующих порядков, как это, например, хорошо показывает тектоническое строение Западно-Сибирской низменности или Центрального Казахстана. Причем эти структуры второго порядка также обладают особыми разновидностями того рельефа, который характеризует в целом структуру первого порядка.

Одно время считали, что геологические структуры и тектонические движения находят прямое отражение лишь в рельефе горных областей, образовавшихся после завершения складчатых и орогенических движений в геосинклинальных зонах. В пределах же платформы, обладающей преимущественно равнинным рельефом, влияние тектоники на современный рельеф незначительно, и в его развитии главную роль играют экзогенные процессы. В последние годы все больше появляется работ, доказывающих, что это далеко не так (И. П. Герасимов, К. И. Геренчук, В. Г. Лебедев, Ю. А. Мещеряков и др.). Более того, самыми новейшими работами К. И. Геренчука устанавливается, что на равнине во многих случаях можно довольно просто выявить влияние тектоники на рельеф, если применить некоторые новые методы исследований, в частности анализ связи орографического плана и конфигурации речной сети с геологическим строением. В равнинных условиях реки очень чутко реагируют на тектонические движения и легко к ним приспосабливаются. Поэтому рисунок гидросети обычно в какой-то мере отражает характер геологических структур и тектонических движений той или иной территории.

В одной из наших работ мы показали, что если бросить общий взгляд на Западно-Сибирскую низменность в целом, то обращает на себя внимание своеобразие плана ее речной сети. Многие реки делают большие изгибы и резкие повороты, часто согласованные друг с другом. В ряде мест располагаются хорошо выраженные речные веера и ясно видно стремление ряда водотоков к определенным зонам. Крайне закономерна ориентировка и конфигурация водораздельных возвышенностей и впадин между ними, и в общем орографическом плане низменности можно хорошо различить

два главных направления—северо-западное и юго-западное. Самой же главной особенностью всей Западно-Сибирской низменности является более сложное строение рельефа в юго-восточной части, примыкающей к Тяньшаньско-Байкальской зоне тектонической активизации, где наблюдается пересечение обоих направлений, и более строгое и простое устройство рельефа дальше к северу, где преобладает одно направление.

Объяснение всем этим особенностям рельефа Западно-Сибирской низменности можно найти только в истории геотектонического развития Сибири в мезокайнозойское время и главным образом в последних его этапах, когда определенные части жесткой альпийской платформы подверглись активизации. По мере удаления от окраин зоны молодого горообразования к северу интенсивность движений постепенно ослабевала, и поэтому рельеф юго-восточной части Западно-Сибирской низменности гораздо сложнее, чем ее северной половины.

Подобная же картина наблюдается и по южной окраине Средне-Сибирского плоскогорья в области его смыкания с Восточным Саяном и Байкальским нагорьем, т. е. в зоне активизации. Таким образом, резкой границы между зонами активизации и неактивизированной частью платформы не существует и наблюдается более или менее постепенный переход между ними, что находит свое отражение в рельефе.

Итак, все наиболее крупные элементы рельефа центральной части Азиатского континента—равнины (аккумулятивные или денудационные), плоскогорья и горные сооружения любых размеров образовались при ведущей, даже резко преобладающей роли тектонических процессов. Отсюда ближайшей задачей теоретической и региональной геоморфологии является полное выяснение геоморфологического значения всех видов эндогенных сил и процессов и всех исторических этапов геотектонического развития земной коры.

Такой широкий подход к вопросам происхождения рельефа земной поверхности резко изменил старые представления о предмете изучения геоморфологии как науки. Раньше считали, что геоморфология изучает только формы поверхности суши, оставляя в стороне рельеф дна океанов и морей. Теперь же, когда широко раздвинулись наши представления о рельефообразующих процессах, стало ясно, что ареной их деятельности является вся поверхность Земли, а не только суша и, более того, появилась возможность для решения проблемы формы Земли в целом.

В связи с новыми задачами, поставленными перед геоморфологией, в последнее время ее стали делить на три более или менее самостоятельные части:

1. **Планетарная геоморфология**, изучающая форму Земли как целого. В этом разделе геоморфолога должны интересовать формы Земли как сфероида и геоида по внешнему выражению, по их происхождению и закономерностям развития во времени. Несомненно, что причины возникновения современных форм Земли, а также всех происходящих изменений этих форм лежат в силах космических и планетарных—эндогенных. Участие сил экзогенных в этом процессе, если и проявляется, то крайне ограничено.

2. **Структурная геоморфология**, изучающая происхождение основных неровностей земной поверхности—материков и океанических впадин и наиболее крупных форм в их пределах—горных систем, равнин, плато, плоскогорий, отдельных горных возвышенностей, холмов и т. п.,—морфология, генезис и развитие которых обусловлены преимущественным действием эндогенных сил и процессов.

Все перечисленные формы земной поверхности являются выражением тех или иных геологических структур земной коры, т. е. представляют собой морфоструктурные элементы земной поверхности. Поэтому структурная геоморфология посвящена изучению таких геоморфологических категорий земной поверхности, как геотектуры и морфоструктуры. Следует отметить, что морфоструктуры могут быть весьма различных размеров: от крупных морфоструктурных зон, занимающих сотни тысяч и миллионы квадратных километров и соответствующих целым геосинклинальным зонам или платформам, до сравнительно небольших возвышенностей или впадин, занимающих всего лишь несколько десятков квадратных километров, отвечающих небольшим геологическим структурам земной коры.

3. **Частная или климатическая геоморфология**, анализирующая те частные формы земной поверхности, которые созданы экзогенными силами и процессами на поверхности тектогенных форм—эрозией и аккумуляцией водных потоков, морской абразией и аккумуляцией, деятельностью ледников, карстовым процессом, деятельностью ветра и т. д.—и объединяемые в группу морфоскульптур. Эти частные формы морфоскульптуры находятся в прямой зависимости от географических (климатических) условий, поэтому их пространственное размещение подчиняется закону географической зональности.

Итак, становится совершенно очевидным, что первые два раздела геоморфологии находятся в самой тесной связи с вопросами происхождения и развития Земли в целом, т. е., прежде всего, должны опираться на данные астрономии, сейсмологии, гравиметрии, геохимии и геотектоники. Третий же раздел более близок к географии, так как разнообразие и особенности частных форм земной поверхности зависят не

только от внутреннего строения земной коры (литолого-структурных особенностей), но главным образом от характера действующих экзогенных процессов, т. е. в первую очередь климатических условий.

В заключение необходимо сказать еще о других разделах геоморфологии — региональной геоморфологии, палеогеоморфологии и прикладной геоморфологии, в последние годы достигших, по существу, положения самостоятельных наук.

Региональная геоморфология. Как известно, рельеф любого участка земной поверхности состоит из взаимосвязанного, генетически и исторически обусловленного комплекса отдельных форм. Поэтому наряду с изучением морфологии, происхождения и развития отдельных представителей или комплексов форм рельефа земной поверхности возникает необходимость изучения рельефа конкретных районов или площадей поверхности Земли.

Таким образом, региональная геоморфология изучает рельеф конкретного участка земной поверхности с точки зрения его внешнего выражения, происхождения и истории развития для целей использования этих данных в науке или в практической деятельности человека.

Палеогеоморфология. Каждый рельеф имеет свой возраст, т. е. те или иные комплексы рельефа образовались в определенный этап геологической истории данного участка земной коры. Выяснение условий формирования рельефа того времени, реконструкция картин прошлого и выяснение характера преобразований этого рельефа вплоть до настоящего момента и входит в задачу данного раздела.

Прикладная геоморфология — это наука, изучающая вопросы приложения теории геоморфологии к решению практических задач различных отраслей хозяйственной деятельности человека. В настоящее время в Советском Союзе геоморфология широко используется в таких отраслях народного хозяйства:

1) При поисках и разведках целого ряда видов полезных ископаемых, в первую очередь при поисках и разведках россыпей, месторождений строительных материалов (глин, песка, гравия, галечника, бутового камня и валунов), бокситов и месторождений нефти и газа.

2) При изысканиях для строительства инженерных сооружений—гидротехнических, путей сообщения, городов, промышленных предприятий.

3) В сельском хозяйстве для оценки земель и более эффективного использования отдельных площадей.

4) В картографическом производстве и составлении топографических карт.

Основная литература

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., 1954.
2. Воскресенский С. С. Тектонические формы рельефа.— Вопросы географии, сб. 46, 1959.
3. Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР.—Проблемы физической географии, т. 12, 1946.
4. Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., АН СССР, 1959.
5. Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины, Львов, 1960.
6. Звонкова Т. В. Изучение рельефа в практических целях. М., 1959.
7. Лебедев В. Г. Связь современного рельефа Западно-Сибирской низменности с мезокайнозойской тектоникой. Изв. АН СССР., сер. географ., № 2, 1959.
8. Лебедев В. Г. Основные морфоструктуры центральной части Азиатского континента. ДАН СССР, т. 132, № 4, 1960.
9. Личков Б. Л. Основные законы развития рельефа земного шара. Труды II Всес. географич. съезда, т. II, 1948.
10. Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., 1948.
11. Мещеряков Ю. А. Основные элементы морфоструктуры Земли и проблема их происхождения. Изв. АН СССР, сер. географич., № 4, 1957.
12. Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М., АН СССР, 1960.
13. Николаев Н. И. Основные черты истории рельефа СССР и его геоморфологическое районирование. Вопросы географии, сб. 39, 1956.
14. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., 1962.
15. Хаин В. Е. и Милановский Е. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. БМОИП, отд. геол., т. 31, вып. 3 и 4, 1956.
16. Щукин И. С. Общая геоморфология. М., Изд-во МГУ 1960.

II. ЗНАЧЕНИЕ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЗВИТИИ РЕЛЬЕФА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МОРФОСТРУКТУР

Как уже было нами отмечено в первой лекции краугольным камнем современной геоморфологии является представление о том, что рельеф поверхности Земли формируется в сложном взаимодействии двух противоположных групп процессов—эндогенных и экзогенных.

Не менее важным теоретическим достижением современной геоморфологии является понятие «морфоструктура», введенное в науку академиком И. П. Герасимовым при выделении трех основ геоморфологических категорий земной поверхности—геотектур, морфоструктур и морфоскульптур.

Под морфоструктурами понимаются крупные и вместе с тем целостные орографические и геоструктурные элементы, отчетливо видимые на всех сводных геологических и гипсометрических картах. К их числу относятся все крупные неровности рельефа континентов и дна морских впадин, т. е. разнообразные низменности, равнины, плато, отдельные горные кряжи и хребты, предгорные и внутригорные впадины и т. д., которые в своих различных сочетаниях придают участкам более крупного порядка (элементам геотектуры) те или другие индивидуальные особенности.

Генетическая же сущность морфоструктур, по И. П. Герасимову (1959), определяется следующим образом: «Морфоструктурные элементы рельефа возникают под ведущим влиянием эндогенных сил—тектонических движений—в ходе исторически развивающегося противоречивого воздействия эндогенных процессов с разнообразными экзогенными явлениями».

Выделив такие понятия, как геотектура, морфоструктура и морфоскульптура, И. П. Герасимов отмечает, что в геоморфологии до сих пор отсутствовали четкие определения понятий «структурные» и «скульптурные» формы рельефа и различные исследователи вкладывали в них неодинаковое со-

держание. «Кроме того,— пишет он,— под структурными формами нередко понимались только такие элементы рельефа, которые были связаны с препарировкой геологических структур и с пассивным отражением в рельефе некоторых особенностей литологии субстрата и условий залегания пород. В противоположность этому, в значительной мере статическому пониманию структурных форм, предлагаемое определение основывается на динамическом принципе. Происхождение морфоструктурных элементов рельефа связывается с активным проявлением эндогенного фактора — с движениями земной коры. Заметим также, что новое содержание, вкладываемое в понятие морфологической структуры, вполне соответствует современному пониманию соответствующего термина в геологии, рассматривающей структуру земной коры как продукт тектонических движений различного возраста и характера».

Можно сказать, что морфоструктура — это геологическая структура земной коры, дневная поверхность которой образует свою определенную форму или комплекс форм земной поверхности, и исторический ход тектонического развития этой структуры в сочетании с подчиненным воздействием экзогенных процессов создают все особенности рельефа этой поверхности.

В справедливости такого вывода можно легко убедиться, если одновременно рассматривать и анализировать для какой-либо более или менее значительной территории тектоническую и гипсометрическую карты. Но при таком региональном анализе, особенно в том случае, если мы подвергнем ему значительную территорию, например Азиатский материк, немедленно обнаружится, что в разных тектонических зонах степень совпадения геоструктурных и морфологических элементов весьма различна и что в современном рельефе наиболее полное и прямое отражение находят новейшие (кайнозойские) структуры, и чем структуры древнее, тем они слабее, а иногда и совсем не проявляются в современном рельефе.

Это может быть объяснено, с одной стороны, разной продолжительностью действия экзогенного фактора с нарастающим во времени суммарным результатом и, с другой стороны, — тектонической переработкой старых структур по новому плану качественно иными процессами. Поэтому, изучая современный рельеф, мы прежде всего сталкиваемся с кайнозойскими морфоструктурами, то есть видим отражение в рельефе наиболее молодых движений земной коры. Здесь же могут быть обнаружены разной степени сохранности реликты более древних морфоструктур, отражающих более древние тектонические явления.

Таким образом, морфоструктура — это динамический

элемент рельефа земной поверхности, постоянно развивающийся во времени, и чем сложнее история геотектонического развития той или иной области, тем сложнее соотношение геоструктурных и морфологических элементов.

Взаимоотношение морфоструктур и геотектур определяется общностью их происхождения, так как в обоих случаях активная роль принадлежит тектоническим процессам. В каком выражении и в комбинации с какими другими процессами они создали самые крупные геотектуры — материки и океанические впадины, — пока остается неясным. Более того, мы до сих пор не знаем, представляют ли собой материки и океанические впадины тектонические структуры особого порядка.

В состав материков и океанических впадин входят геосинклинальные зоны, обширные платформы и щиты или их части, которые в свою очередь распадаются на отдельные структуры разных размеров. Если говорить о выраженности наиболее крупных структур в рельефе, то следует указать на два основных типа рельефа — горно-котловинный и преимущественно равнинный, пространственно соответствующие молодым замкнувшимся или еще развивающимся геосинклиналям и зонам активизации и жестким, мало подвижным платформам и щитам. Структурам же следующих порядков обычно отвечают орографически обособленные формы рельефа. Например, антиклинорию или горсту соответствует горный хребет или целая горная страна, синклинорию или грабену — впадина с равнинным рельефом и т. д.

Таким образом, слагающие материки и океанические впадины разные структурные элементы обладают морфологической выраженностью разного порядка и поэтому не могут быть объединены в одну группу. Орогенические зоны и платформы с щитами, образующие целые морфологические области с достаточно разнообразным рельефом и сложной орографией, стоят ближе к геотектурам, а составляющие их структуры, обладающие орографической обособленностью, должны быть отнесены к типичным морфоструктурам. Как пишет Ю. А. Мещеряков (1960), «...к группе морфоструктурных элементов должны быть отнесены не только самые крупные, но и сравнительно небольшие по размерам формы рельефа, которые являются отражением таких тоже не крупных структур, как валы купола, небольшие антиклинальные и синклинальные складки, грабены, дайки и т. п.»

Между морфоструктурами и элементами морфоскульптуры грань устанавливается более резко, так как последние возникают при ведущей роли экзогенных сил, но при определенном и иногда довольно сильном влиянии тектонических процессов. Таким образом, морфоструктуры и морфоскульптуры относятся к разным генетическим группам. Как уже

отмечалось выше, морфоструктуры могут иметь весьма различные размеры, но в любом случае это будут достаточно крупные формы рельефа земной поверхности, а морфоскульптуры—это в основном мелкие формы, наложенные на грани морфоструктур или вырезанные в них.

Различия между этими группами проявляются в разных закономерностях их пространственных сочетаний. Для морфоструктур характерен довольно длинный ряд с постепенным убыванием по величине и наложением одних форм на другие, т. е. с совмещением в пространстве, что определяется их тектонической природой. Элементы же морфоскульптуры, обладая в общем одной размерностью, образуют территориальные сочетания районного типа, в основном в соответствии с законами географической зональности. В связи с этим наиболее крупные подразделения, занятые однотипными морфоскульптурами, соответствуют целым климатическим зонам земного шара.

Иногда образование и расположение морфоскульптур почти целиком зависит от структурно-литологических особенностей или направленности последнего этапа тектонического развития данного участка земной коры, поэтому в таких случаях морфоскульптура может считаться прямой производной тектонических процессов, но и это не меняет существа принципиальных различий между указанными двумя группами форм рельефа.

Итак, морфоструктуры имеют достаточно четкие естественные границы и поэтому всегда могут быть выявлены при применении соответствующих методов исследования.

На основании изложенных выше принципов выделения разных категорий форм земной поверхности Ю. А. Мещеряков (1960) предложил следующую общую схему классификации рельефа Земли (см. стр. 21).

Согласно этой схеме, морфоструктуры обладают определенным положением среди всех элементов рельефа земной поверхности. В соответствии с их природой они объединяются с геотектурами в одну группу морфотектонических образований и противопоставляются морфоскульптурным категориям. Выделение морфоструктур двух порядков достаточно условно. Этих порядков может быть гораздо больше, что зависит от детальности самой классификации и полноты выявления всех типов морфоструктур. Последнее можно осуществить лишь на основе детального анализа рельефообразующей роли тех или иных тектонических процессов.

Рельфообразующая роль тектонических процессов проявляется как в перемещении масс внутри Земли, так и в изменении физического состояния близких к периферии участков земной коры в виде перехода чрезвычайно уплотненного твердого вещества в жидкую магму с повышением темпера-

Морфотектонические элементы рельефа	Морфоскульптурные категории рельефа	
	суши	дна морей и океанов
<p>ГРУППА ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОТЕКТУРЫ</p> <p>Геотектуры I порядка — континентальные выступы (включая шельф) и океанические впадины</p>	Морфоскульптурные (морфоклиматические) зоны	Морфоскульптурные зоны (?)
<p>Геотектуры II порядка — равнинно-платформенные и горные (орогенические) области</p>	Морфоскульптурные провинции, области	
<p>ГРУППА ЭЛЕМЕНТОВ МОРФОСТРУКТУРЫ</p> <p>Морфоструктуры I порядка — возвышенности и низменности равнинных областей, хребты и впадины горных областей</p>	Морфоскульптурные районы	
<p>Морфоструктуры II порядка — выраженные в рельефе валы, прогибы, купола и т. п.</p>	Мелкие формы рельефа суши, обусловленные преимущественно экзогенными агентами	Мелкие формы подводного рельефа, обусловленные преимущественно неотектоническими факторами

туры. В совокупности эти процессы приводят к образованию на земной поверхности различных неровностей, соответствующих тем или иным структурам.

Перемещение масс земной коры и физико-химические превращения горных пород — это стороны единого и сложного процесса, названного М. М. Тетяевым (1941) геотектогенезом. «Наиболее сложное и многообразное проявление геотектогенеза, — пишет он, — мы наблюдаем в процессе геоморфогенеза в виде тех разнообразных изменений земной поверхности, которые происходят в условиях ее взаимодействия с атмосферной оболочкой и биосферой и влияния солнечной энергии и реализуются в процессе создания и развития ее рельефа. Лежащие в основе этого процесса движения земной поверхности, с одной стороны, определяют формы современного рельефа и их изменения, а с другой — дают начало образованию слоев осадочных пород, по которым мы вскрываем эти движения в историческом прошлом. Процесс геоморфогенеза проявляется перед нами, та-

ким образом, как новое качество геотектогенеза, присущее земной поверхности в своей специфической форме».

Перемещения материала земной коры в геотектонике называются тектоническими движениями. По М. М. Тетяеву и В. В. Белоусову, выделяются следующие их основные типы:

Колебательные движения, выражающиеся в выгибании и прогибании земной коры и приводящие к образованию крупных поднятий и впадин (прогибов), всегда хорошо выраженных в рельефе. В областях положительных движений формируются возвышенности разной высоты и разной степени расчлененности, а при опусканиях образуются равнины, чаще всего аккумулятивные, или впадины, заполненные водой.

Основное свойство колебательных движений заключается в их обратимости, т. е. в том, что в одном и том же месте поднятие может смениться опусканием, и наоборот. Но разные знаки движения обычно не охватывают в точности те же самые площади, а происходит постепенное изменение очертаний, размеров и местоположения участков поднятий и опусканий. Таким образом, структура, создаваемая колебательными движениями, не фиксируется навечно, а испытывает непрерывные изменения в различных направлениях.

Изучение колебательных движений земной коры показывает, что они имеют две разновидности: 1) Волновые движения, выражающиеся в длительном и медленном развитии поднятий и опусканий земной коры с закономерным изменением их положения путем волнового перемещения, что находит прямое отражение в рельефе. Характер этих движений различен в гессинклинальных областях и на платформах. 2) Общие колебания, происходящие одновременно на очень больших площадях, охватывающие в равной мере как геосинклинали, так и платформы и распадающиеся на много порядков. Среди них характерны как эпизодические и кратковременные движения, выражающиеся в быстром поднятии и новом опускании больших участков земной коры, так и медленные и длительные пульсации земной коры, определяющие основную периодичность колебательного процесса разных порядков.

Кроме этого, В. В. Белоусов высказывает еще одно, очень важное соображение, что, быть может, в качестве особой категории колебательных движений должны быть выделены движения, вызывающие образование материков и океанических впадин, поэтому совершенно правильно И. П. Герасимов выделяет материки и океаны в особую геоморфологическую категорию геотектур.

Складчатые движения, выражающиеся в смятии слоев земной коры в складки и находящие или непосредственное отражение в рельефе или чаще всего оказывающие влияние

на характер рельефа при препарировке экзогенными процессами складчатых структур.

Поскольку складкообразование представляет собой пластическую деформацию земной коры, участки, подвергшиеся смятию, не могут вернуться в первоначальное состояние, т. е. выпрямиться. Раз образовавшаяся складчатая структура фиксируется или усложняется под действием повторных складкообразовательных движений. Преобразование складчатых структур может происходить лишь в одном направлении.

Разрывные движения, приводящие к образованию тектонических трещин и разрывов в земной коре, по которым может произойти относительное смещение ее отдельных участков. В этом случае разрывы обычно находят непосредственное отражение в рельефе в виде ступеней, глыбовых возвышенностей (горстов) и впадин (грабенов). Когда же смещения не происходит и породы, оставаясь на своих местах, лишь приобретают трещиноватость, это отражается в рельефе при разрушении структур агентами денудации.

Явления магматизма, проявляющиеся, с одной стороны, как механические перемещения масс, а с другой — как комплекс сложных физико-химических процессов.

Эти явления представляют собой наиболее глубинную форму общего процесса геотектогенеза, отражение которой можно видеть в появлении массивов изверженных пород как внутри земной коры, так и на ее поверхности. В обоих случаях это проявляется в рельефе. При мощных вулканических извержениях изменения рельефа могут быть чрезвычайно быстрыми, катастрофическими, а при формировании интрузий магматические явления сказываются на рельефе, главным образом, через структурно-литологические особенности в процессе деятельности экзогенных сил.

Итак, каждая форма тектонических движений имеет разное рельефообразующее значение, поскольку они по-разному сказываются на формировании структур земной коры. Самое яркое и непосредственное выражение в рельефе дают колебательные движения, часть разрывных движений с заметной амплитудой вертикальных движений и вулканические явления. Остальные формы геотектогенеза — складкообразование, разрывные движения без вертикального передвижения блоков и внутренние инъекции магмы сказываются в рельефе, главным образом, через литологию, в процессе дальнейшей препарировки структур агентами денудации.

Все типы тектонических движений развиваются в тесной взаимосвязи и в определенной последовательности, и тектонический режим отдельных участков земной коры никогда не определяется одним типом движений. Это находит свое выражение в определенной совокупности различных форм

тектонических преобразований и в последовательной смене различных типов рельефа. Как уже указывалось выше, геосинклиналь характеризуется сочетанием интенсивных движений всех типов, поэтому отличается наличием сложных структур и резко расчлененным высоким горно-котловинным рельефом, а особенностью платформ является малая интенсивность движений, что приводит к образованию преимущественно простых и пологих структур с плоским или слабо волнистым рельефом денудационных и аккумулятивных равнин. В ряде случаев денудационные равнины могут срезать под один уровень складчатые структуры древних геосинклинальных зон, ставших частью платформы.

В последовательном развитии земной коры геосинклинальная стадия сменяется платформенной, а эта в свою очередь послеплатформенной, когда происходит активизация жестких платформенных массивов, что выражается в сильных и весьма дифференцированных тектонических движениях отдельных блоков и сводов в пределах нешироких, но очень протяженных зон. В результате в этих зонах формируется рельеф возрожденных гор, разделенных многочисленными межгорными впадинами. В большинстве случаев в самых высоких частях приподнятых участков сохраняются остатки древней поверхности выравнивания как реликты рельефа платформенной стадии. Таким образом, в процессе последовательного геотектонического развития земной коры происходит смена присущих каждой стадии типов рельефа, т. е. происходит развитие и видоизменение морфоструктур.

В основу классификации морфоструктур должен быть положен историко-геологический принцип. В соответствии с этим в пределах материков могут быть выделены следующие современные наиболее крупные морфоструктуры:

1. Зоны молодых складчатых гор недавно замкнувшихся геосинклиналей.
2. Равнинные альпийские платформы.
3. Зоны возрожденных блоковых гор и межгорных впадин активизированных частей альпийских платформ.

Все три типа морфоструктур первого порядка очень ярко выражены в пределах Азии. Северная ее половина занята обширной альпийской платформой сложного разновозрастного образования, но в общем с низким выровненным денудационным рельефом и огромными аккумулятивными равнинами, хорошо отражающими платформенную стадию геотектонического развития. В центральной части Азии и далее к юго-востоку можно видеть довольно строгую систему зон тектонической активизации, обрамляющих малоподвижные жесткие массивы, а в крайне юго-восточной части континента располагаются высочайшие в мире горные хребты, продолжающиеся в гирлянды островов с системой глубочайших

впадин, принадлежащие альпийской геосинклинальной зоне.

Следует отметить, что поскольку материки и океанические впадины, по-видимому, представляют собой особую геоморфологическую категорию геотектур, то в системе морфоскульптур они могут не рассматриваться. Но так как материки и океанические впадины связаны друг с другом постепенными взаимопереходами, имеющими характер гигантских флексур, то эти области нередко оказываются в морфоструктурном отношении сильно осложненными. Так, восточная окраина Азии, представляющая собой переход от высочайшего в мире материкового поднятия к глубочайшей океанической впадине в виде гигантской флексуры, осложнена несколькими ступенями Рихтгофена, отвечающими очень крупным новейшим тектоническим структурам, образовавшимся в результате тектонических движений неоген-четвертичного времени.

Каждая из этих ступеней имеет определенное гипсометрическое положение и характеризуется своей направленностью и степенью дифференциации неотектонических движений. По отношению к более древним платформенным и геосинклинальным структурам ориентированы они несогласно и, возможно, в какой-то мере отражают процесс активизации.

Подобные же образования могут иметь место и в других частях земного шара, в областях перехода от материков к океаническим впадинам. Практически в таких случаях происходит сложное перекрещивание морфоструктур разного возраста и современный рельеф определяется теми структурами, которые выражены сильнее, т. е. или новыми неотектоническими структурами, погасившими проявление в рельефе старых структур, или старыми структурами при еще недостаточном развитии неотектонических структур.

Таким образом, к группе выделенных выше наиболее крупных морфоструктур, представляющих собой целые обширные области или зоны материков (зоны молодых складчатых гор, платформенные равнинные области и зоны возрождения блоковых гор), следует добавить очень молодые морфоструктурные зоны, характер которых определен направленностью и типом неотектонических движений.

К таковым должны быть отнесены зоны неотектонических поднятий или опусканий разной интенсивности. Кроме того, необходимо учитывать степень дифференциации этих движений и размеры блоков относительных опусканий или поднятий. Например, ступени Рихтгофена в Восточном Китае очень хорошо подчинились такой классификации и получили следующие характеристики:

1. Юго-Западная зона наибольших неотектонических поднятий, образующая самую верхнюю, тибетскую ступень

страны с рельефом высочайших гор и плоскогорий тектонического и денудационного происхождения, на палеозойских и мезо-кайнозойских геосинклинальных складчатых структурах.

2. Центральная зона средних неотектонических поднятий, с резко выраженной дифференциацией движений и небольшими участками относительных опусканий, образующая вторую, *гобийскую* высотную ступень страны.

3. Восточная зона преобладающих неотектонических опусканий с дифференцированными движениями и участками относительных поднятий, образующая самую низкую прибрежную, высотную ступень страны.

В пределах морфоструктурных зон могут быть выделены морфоструктуры второго порядка. На платформах выделяются возвышенные участки, преимущественно с денудационным рельефом, соответствующие крупным антеклизам, примером чего могут служить Северный Казахстан, Средне-Сибирское плоскогорье, Шаньдунские горы, Хуайяньшань и т. п. и обширные аккумулятивные равнины, соответствующие крупным синеклизам, как например: Западно-Сибирская низменность, Северо-Китайская равнина, равнина Сунляо и т. д. Эти два основных типа рельефа платформ сформировались при плавных, но по знаку противоположных тектонических движениях жестких участков земной коры.

В пределах крупных антеклиз некоторая дифференциация движений приводит к выделению следующих морфоструктур: кристаллические нагорья, представляющие собой щиты древних платформ; моноклиналильные невысокие денудационные горы, соответствующие крыльям древних синеклиз или антеклиз; базальтовые плато; остаточные горные массивы зон слабых молодых поднятий (обычно оси антеклиз) и денудационные предельные равнины с мелкосопочником и островными возвышенностями, соответствующие областям крайне замедленных опусканий или полного отсутствия движений.

В пределах синеклиз могут быть выделены пологие впадины и возвышенности, образованные молодыми структурами мезокайнозойского рыхлого покрова и обычно имеющие в своем основании соответствующие впадины или выступы древнего складчатого фундамента. Эти формы хорошо подчеркиваются рисунком современной гидросети, тщательный анализ которого позволяет выделять много деталей морфоструктуры (К. И. Геренчук, В. Г. Лебедев). Кроме того в пределах платформ следует выделить особый вид морфоструктуры — столовые возвышенности, образовавшиеся на месте обращенных синеклиз, как например Тургайская столовая страна или плато Путорана, что, по-видимому, можно объяснить лишь характером новейших тектонических движе-

ний. Весьма характерно, что нельзя привести ни одного примера в современном рельефе с обращением крупной антеклизы. Это позволяет сделать вывод о том, что обращение синеклиз происходит только в процессе неравномерного общего поднятия платформы и образования неотектонических структур, несогласных с более древними структурами.

Характер антеклиз и синеклиз в пределах платформ может быть разным, что соответствующим образом отражается и на рельефе их дневной поверхности. Так, антеклизы могут быть симметричными или несимметричными или ограниченными разломами и т. п. Синеклизы могут иметь характер обширных вдуриплатформенных прогибов мезокайнозойского возраста, типа Западно-Сибирской, Сунляо, Северо-Китайской и др., или сравнительно небольших древних межгорных впадин типа Кузнецкой и Минусинской, получивших свое развитие еще в конце геосинклинального этапа и сохранивших до настоящего времени свои морфологические особенности, или, наконец, в виде внешних мезокайнозойских платформенных впадин, на стыках с зонами тектонической активизации, как например Иркутская и Канская у подножия Восточного Саяна и впадины Хэтао и Вэйхэ по периферии зоны тектонической активизации, обрамляющей жесткий массив Ордос. К подобным же прогибам, по-видимому, следует отнести некоторые окраинные шельфовые моря — Желтое, Восточно-Китайское и западную часть Южно-Китайского.

В зонах сильно расчлененных молодых складчатых гор недавно замкнувшихся геосинклиналей можно выделить следующие основные морфоструктуры: молодые горные цепи, претерпевшие альпийскую складчатость и мощное неотектоническое поднятие, вулканические нагорья кайнозойского возраста, плато и равнины краевых геосинклинальных прогибов, плато и равнины внутренних геосинклинальных прогибов и внутренние впадины изометрической или близкой к этому формы. Во впадинах этого типа могут располагаться современные средиземные моря.

В активизированных зонах главными морфоструктурами являются глыбовые горные массивы, плато и нагорья, представляющие собой приподнятые на разную высоту блоки расчлененной разрывами жесткой пенепленизированной платформой и межгорные впадины с равнинным аккумулятивным и в некоторых случаях денудационным рельефом, представляющие собой опустившиеся блоки. Нередко сопряжение между участками поднятия и опускания в зонах активизации имеют плавный характер в связи с тем, что здесь развились очень молодые антиклинали, синклинали и флексуры, дислоцировавшие древнюю пенепленизированную поверхность.

Несколько особняком стоят морфоструктуры, представляющие собой сравнительно небольшие жесткие массивы, обрамленные зонами активизации или складчатыми структурами замкнувшихся геосинклиналей. К таковым в Центральной и Восточной Азии относятся Джунгарский и Таримский массивы, Чантан, Ордос, Луань, Лунси и др. Почти все они являются обломками древней Китайской платформы, сохраняют до настоящего времени свою первичную равнинность и находятся на самых различных абсолютных высотах.

В случаях, когда такие массивы находятся в пределах зон активизации, принадлежность их к платформенным образованиям не вызывает сомнений, но когда они расположены в геосинклинальных зонах и обрамлены складчатыми структурами, как например Джунгарский массив и Чантан в Тибетском нагорье, многие исследователи относят их к образованиям геосинклинальных зон—к так называемым «срединным массивам». Поскольку и в этих случаях они в рельефе выражены как равнины и обладают верхним ярусом слабо дислоцированных осадочных толщ, их следует относить к платформенным образованиям.

На фоне этих морфоструктур второго и третьего порядка можно различать еще более мелкие морфоструктуры, образованные небольшими геологическими структурами, нашедшими свое четкое отражение в рельефе. К таковым можно отнести отдельные куполы, чашеобразные впадины, валы и ложбины, образованные брахискладками, небольшими антиклиналями и синклиналями, а также куэстовые гряды, тектонические уступы, антецедентные долины и т. п.

Степень проявления мелких структур в рельефе нередко определяется характером неотектонических движений, так как благодаря им происходит как бы «выпячивание» одних структур и погружение других. Мелкие структуры могут усилить или ослабить свою выраженность в рельефе через литологические особенности слагающих их толщ в процессе денудационной препарировки, что наиболее заметно проявляется в процессе неотектонических поднятий. Практически очень трудно перечислить все типы мелких морфоструктур, поэтому для каждого региона должен быть создан свой перечень.

Общую схему классификации современных морфоструктур материков, по нашим представлениям, можно представить в виде следующей таблицы (см. стр. 30 и 31).

В связи с установлением нового понятия «морфоструктура» в геоморфологии разрабатываются новые методы исследований, которые можно назвать структурно-геоморфологическими.

Структурно-геоморфологический анализ включает целый комплекс различных методических приемов, которые существенно отличаются от большинства традиционных способов

геоморфологических исследований. Эти традиционные методы характеризуются недостаточностью внимания к эндогенным процессам и крупным формам рельефа, во всех случаях являющихся тектогенными и представляющих морфоструктуры определенных категорий.

Как уже неоднократно отмечалось выше, при изучении морфоструктур основой служит представление о ведущей, активной роли эндогенного фактора и особенно новейших тектонических движений земной коры в формировании современного рельефа. Задачам современной геоморфологии не могут отвечать обычные описательные, качественные характеристики рельефа и новейших структур. Необходимо разработать и внедрить в практику новые методы, позволяющие точно оконтуривать на картах определенные морфоструктуры и давать количественную характеристику амплитудам новейших движений. При решении подобной задачи недостаточно анализировать лишь внешние, морфологические особенности рельефа, необходимо привлечение широкого круга данных структурных съемок, глубокого бурения, геофизических исследований (гравиметрических, геомагнитных, сейсмических и др.), материалов повторного нивелирования, детальных исследований мощностей и фаций аллювиальных толщ в современных поймах и на террасах и т. д.

В основу же выявления морфоструктур в настоящее время должно быть положено изучение геоморфологических уровней, учение о которых в последние годы разработано в Советском Союзе К. К. Марковым (1948). Он пишет: «Преобразование рельефа эндогенными силами происходит главным образом путем поднятия и опускания поверхности. На земной поверхности колебательные движения земной коры сталкиваются с воздействием группы экзогенных процессов. Эти процессы суть перемещения океанической оболочки, вод суши и воздушных масс, которые производят перемещение вещества земной коры и преобразуют рельеф. Перемещение гидросферы производится энергией Солнца и силой тяжести, т. е. силами, направленными по земному радиусу, так же, как и колебательные движения земной коры. Воздействие указанных экзогенных сил выравнивает рельеф и создает определенные уровенные поверхности, или геоморфологические уровни».

Геоморфологических уровней должно быть столько же, сколько в природе существует специфически выраженных экзогенных процессов. Ведущая или даже господствующая роль каждого из этих экзогенных процессов ограничена определенными пространственными параметрами соответственного геоморфологического уровня.

К. К. Марков выделяет четыре основных геоморфологических уровня: 1) уровень океана—абразионно-аккумулятив-

ная платформа, 2) уровень эрозионного пенеппена, 3) уровень снеговой границы, 4) уровень вершинной поверхности гор.

Если бы земная кора была неподвижной, пишет К. К. Марков, каждый геоморфологический уровень принял бы характер сферы, концентрически облекающей поверхность геоида, и неправильность кривизны каждой сферы зависела бы от специфических особенностей действия ведущего геоморфологического процесса и закономерностей его распространения в пространстве.

Но как мы знаем, земная кора колеблется и ее движения деформируют поверхность геоморфологических уровней, образующих сферы. Таким образом, те геоморфологические уровни, которые встречаются в природе и которые мы можем изучать, представляют собой уровни, в той или иной степени деформированные тектоническими движениями земной коры. Иначе говоря, это уровни, образовавшиеся в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов.

Следовательно, в основу выявления морфоструктур должно быть положено прослеживание различных геоморфологических уровней и определение их деформаций. На соответствующих картах это может быть изображено при помощи изолиний деформаций поверхностей выравнивания, террас и т. д., т. е. количественно.

Одним из важнейших методов анализа деформаций геоморфологических уровней является изучение поверхностей выравнивания, что особенно детально разработано в последние годы Ю. А. Мещеряковым.

Изучение разнообразных выровненных поверхностей и их деформаций уже давно применяется геологами и геоморфологами для изучения истории развития рельефа и геологических структур и для выявления тектонических движений, осо-

Морфоструктуры первого порядка (морфоструктурные зоны и области)			
	I. Зоны молодых складчатых гор и впадин недавно замкнувшихся геосинклиналей	II. Равнинные альпийские платформы	III. Зоны возрожденных блоковых гор и межгорных впадин активизированных частей платформ
IV. Наложенные неотектонические структуры	А) Зоны неотектонических поднятий разной амплитуды, интенсивности и степени дифференцированности. Б) Зоны неотектонических опусканий разной амплитуды, интенсивности и степени дифференцированности.		

Морфоструктуры второго и третьего порядка

<p>1. Молодые горные цепи, претерпевшие альпийскую складчатость и мощное неотектоническое поднятие.</p> <p>2. Вулканические нагорья кайнозойского возраста.</p> <p>3. Плато и равнины краевых геосинклинальных прогибов.</p> <p>4. Плато и равнины внутренних геосинклинальных прогибов.</p> <p>5. Внутренние впадины изометрической или близкой к этому формы.</p>	<p>1. Возвышенные области, соответствующие крупным антеклизам:</p> <p>а) кристаллические нагорья — щиты древних платформ;</p> <p>б) моноклиальные высокие денудационные горы, соответствующие крыльям древних синеклиз и антеклиз;</p> <p>в) базальтовые плато;</p> <p>г) остаточные горные массивы зон слабых молодых поднятий;</p> <p>д) денудационные предельные равнины с мелкосопочником и островными возвышенностями;</p> <p>2. Аккумулятивные равнины, соответствующие крупным синеклизам:</p> <p>а) пологие впадины и пологие возвышенности внутриплатформенных прогибов, образованные молодыми мезокайнозойскими структурами рыхлого покрова,</p> <p>б) впадины на внешних мезокайнозойских платформенных прогибах;</p> <p>в) столовые возвышенности на месте обращенных синеклиз.</p> <p>3. Денудационные и аккумулятивные равнины и плато небольших жестких платформенных массивов, обрамленных зонами активизации или представляющих собой срединные массивы.</p>	<p>1. Глыбовые горные массивы, плато и нагорья, образованные тектоническими блоками.</p> <p>2. Межгорные впадины с равнинным аккумулятивным или денудационным рельефом, образованные на месте опустившихся тектонических блоков.</p> <p>3. Возвышенности и впадины, образованные пликативными дислокациями древней поверхности выравнивания.</p>
---	---	--

Морфоструктуры четвертого порядка

Холмы, чашеобразные впадины, валы и ложбины, образованные брахискладками, небольшими антиклиналями и синклиналями; куэстовые гряды, тектонические уступы, antecedentные долины и т. д.

бенно новейших (неоген-четвертичных), но, как отмечает Ю. А. Мещеряков, геоморфологический и геологический подходы к изучению выровненных поверхностей существенно различаются между собой. Геоморфологи сосредотачивают внимание на поверхностях денудационного происхождения — пенепленах и педипленах, — и понятия «поверхность выравнивания» и «денудационная поверхность» в геоморфологии трактуются как синонимы. Выраженные в рельефе аккумулятивные поверхности различного генезиса практически исключаются из числа выровненных поверхностей и не подвергаются анализу.

Геологи же при составлении структурных геологических карт преимущественно анализируют аккумулятивные или абразионно-аккумулятивные поверхности морского происхождения, которые обычно бывают погребенными и не выражены в современном рельефе. К этим поверхностям даже не применяется термин «поверхность выравнивания», а употребляются названия — «поверхность пласта» или «структурная поверхность».

Ю. А. Мещеряков указывает, что охарактеризованный выше подход к анализу поверхностей выравнивания является односторонним и не охватывает всех разнообразных типов выровненных поверхностей. Как он считает, имеются реальные основания объединить эти методы и значительно расширить возможности анализа истории развития рельефа и структуры. Для этого следует расширить само понятие «выровненная поверхность», включив в него не только денудационные поверхности, но и аккумулятивные, не только поверхности континентальные, но и подводного происхождения, не только выраженные в современном рельефе, но и погребенные.

«Под выровненными поверхностями, — пишет Ю. А. Мещеряков, — понимаются при этом поверхности различного генезиса, которые длительно формируются в условиях весьма полной компенсации эндогенных процессов экзогенными, вследствие чего по своей форме они приближаются к уровенным поверхностям гравитационного поля Земли» (1960).

Следовательно, при других соотношениях эндогенного и экзогенного процессов будет происходить не выравнивание рельефа, а его расчленение. Наиболее полная компенсация тектонических движений экзогенными процессами, по-видимому, осуществляется в пределах прибрежной шельфовой зоны и в полосе суши, непосредственно примыкающей к главному базису эрозии, т. е. морскому берегу, и являющейся непосредственным продолжением шельфа. Именно на таких территориях и происходит наиболее полное формирование выровненных поверхностей в широком понимании этого термина. Таким образом, формирование поверхностей выравни-

вания необходимо связывать не с проявлением какого-либо одного фактора или процесса, а с особыми условиями взаимодействия эндогенных и экзогенных сил. Отсюда большинство советских исследователей (А. И. Спиридонов, Н. В. Думитрашко, Ю. А. Мещеряков и др.) приходит к выводу о полигенетической природе выровненных поверхностей. Разнообразные по генезису элементы поверхностей выравнивания в своем пространственном размещении подчинены определенным закономерностям и должны рассматриваться во взаимной связи, в качестве составных частей единых, сложно построенных полигенетических поверхностей.

Для выявления тектонических деформаций земной коры и анализа крупных морфоструктур наибольший интерес представляют полигенетические (денудационно-аккумулятивные) поверхности выравнивания, которые в период своего образования были связаны с главным базисом эрозии. Общая схема строения таких базисных полигенетических поверхностей, по Ю. А. Мещерякову, следующая:

- | | |
|---|---|
| 1) Денудационные поверхности типа пенеппленов и педипленов. | 2) Аккумулятивные наземные (аллювиальные, дельтовые) равнины. |
| 3) Абразионные и прибрежно-морские аккумулятивные равнины. | 4) Аккумулятивные подводные морские равнины области шельфа. |

Формирование каждой базисной поверхности, пишет он, знаменует крупный этап в истории рельефа и структуры и картирование разновозрастных поверхностей, корреляция их на больших пространствах в пределах целых материков и океанических впадин и даже между материками и океаническими впадинами, и прослеживание деформаций позволит со временем разработать «геоморфологическую стратиграфию» — прочную базу для выводов о морфоструктуре и неотектонике тех или иных регионов.

Кроме этих основных методов анализа морфоструктур, имеется еще несколько, довольно хорошо разработанных, частных методик, например, анализ продольных профилей рек и спектров террас и анализ мощностей и фаций отложений.

Основная литература

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., 1954.
2. Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. Проблемы физической географии, т. 12, 1946.
3. Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., АН СССР, 1959.
4. Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Львов, 1960.
5. Думитрашко Н. В. О генезисе поверхностей выравнивания. — «Вопросы географии», сб. 34, 1954.

6. Лебедев В. Г. Основные морфоструктуры центральной части Азиатского континента. ДАН СССР, т. 132, № 4, 1960.

7 Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., 1948.

8. Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М., АН СССР, 1960.

9. Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., АН СССР, 1961.

10. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., 1962.

11. Панов Д. Г. Морфология дна Мирового океана. М., АН СССР, 1963.

12. Спиридонов А. И. Проблема поверхностей выравнивания в СССР. Бюллетень МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 2, 1961.

13. Тетяев М. М. Основы геотектоники, М., 1941.

14. Хаин В. Е., и Милановский Е. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. Бюллетень МОИП, отд. геол., т. 31, вып. 3 и 4, 1956.

III. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЭРОЗИОННЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Из всех экзогенных процессов, преобразующих земную поверхность, наиболее широко распространенным является эрозионный процесс, т. е. работа водных потоков. Формы, созданные эрозией, встречаются даже в наиболее аридных пустынях, где сухость климата достигает крайней степени. Наиболее широкое распространение они имеют в областях гумидного климата, но можно сказать, что за исключением аридных пустынь и участков, расположенных выше снеговой границы, эрозионные формы всюду играют одну из главных ролей в создании рельефа земной поверхности.

Для правильного понимания происхождения и развития эрозионных форм рельефа, состоящих из двух групп—собственно эрозионных и аккумулятивных,—необходимо иметь ясное представление о характере работы текучей воды и тех физических законах, которые лежат в ее основе.

До недавнего времени казалось, что процесс формирования эрозионных форм рельефа хорошо известен. Но последние исследования ряда советских ученых—Е. В. Шанцера, Н. И. Маккавеева, К. К. Маркова, И. В. Самойлова и др.—показали новые стороны деятельности водных потоков и значительно видоизменили взгляды на существо эрозионного процесса.

Как известно, работа, которую может произвести водный поток, определяется его кинетической энергией («живой силой»), выражаемой величиной $\frac{mv^2}{2}$, где m —масса воды, а V —скорость течения. Масса воды пропорциональна расходу воды, а скорость течения зависит в основном от уклона пути стока. Таким образом, чем многоводнее река и чем круче ее падение, тем большей эрозионной способностью она обладает.

В деятельности водных потоков различают глубинную эрозию—вертикальное врезание в толщу пород и боковую эрозию, ведущую к расширению русла путем размыва берегов. Кроме того, выделяется еще одно понятие — регрессивная эрозия, под которой понимается явление рас-

пространения глубинной эрозии вверх по течению от точки перегиба.

Глубинная и боковая эрозия всегда протекает одновременно, но боковая может продолжаться и тогда, когда глубинная уже замедлилась или даже сменилась аккумуляцией, при этом морфологический эффект боковой эрозии становится особенно заметным, поскольку при энергичной эрозии он затушевывается. До самого недавнего времени считали, что по мере выполаживания продольного профиля реки один вид эрозии сменяется другим, т. е. глубинная эрозия сменяется боковой. Но это представление было опровергнуто непосредственными наблюдениями в природе и экспериментальными данными в лабораторных условиях. Как показали лабораторные опыты Н. И. Маккавеева, при быстром снижении базиса эрозии происходит одновременное оживление как глубинной, так и боковой эрозии, и наиболее интенсивная боковая эрозия в опытах сопутствовала максимуму интенсивности глубинной эрозии.

Совокупность действия глубинной и боковой эрозии и аккумуляции создает комплекс эрозионных форм рельефа и особый тип континентальных отложений, называемых аллювием. Эрозионный процесс как таковой протекает непосредственно в русле реки, т. е. на дне долины, поэтому для раскрытия его закономерностей необходимо изучить динамику руслового потока и ход формирования рельефа русла и поймы.

Кроме того, та же совокупность действия глубинной и боковой эрозии и аккумуляции создает определенный тип продольного профиля реки, различного на разных этапах развития эрозионного процесса. В характере этого профиля раскрываются многие особенности эрозионного процесса. Ниже мы рассмотрим эти вопросы более подробно.

1. Формирование аллювия и рельефа русла и поймы рек

Длительное время вопросы формирования эрозионных форм рельефа, динамики водного потока и образования аллювия решались раздельно геоморфологами, гидрологами и геологами. Этот искусственный разрыв единого процесса привел к тому, что основные его закономерности полностью поняты не были. Постепенно отдельные исследователи (Ю. А. Билибин и др.) приходят к выводу, что все эти вопросы следует решать совместно. В 1951 году появляется капитальная работа Е. В. Шанцера «Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит», в которой впервые осуществляется комплексный подход к решению проблемы формирования аллювия и рельефа дна долины.

Образование аллювиальных отложений,—пишет он,—это лишь одна сторона работы русловых водных потоков. Другая сторона их деятельности состоит в расчленении поверхности суши, в выработке эрозионных долин. Обе стороны работы водного потока неотделимы друг от друга и протекают параллельно и одновременно. Аллювий является такой же непременной принадлежностью долины, как и ее внешние морфологические элементы—дно и склоны,—и его существенным признаком является приуроченность к дну эрозионных долин, выработанных водными потоками.

Как установлено, в подавляющем большинстве случаев разрезы пойм и террас построены весьма однотипно и обнаруживают наличие двух очень выдержанных горизонтов. Внизу располагается толща косослоистых песков, иногда с галькой, или же галечники. На эти отложения по довольно резкой волнистой границе налегает толща тонкозернистых глинистых или пылеватых песков, мелкопесчаных супесей и суглинков с тончайшей неправильной горизонтальной слоистостью.

В тех случаях, когда русловой поток недоразвит (временные водотоки или начальная стадия его развития), его отложения не типичны. Они часто плохо или почти совсем не сортированы, прихотливо перемежаются с боковыми пролювиальными выносами и делювием. Закономерности, свойственные типичному аллювию, на их примере выявить нельзя.

Наиболее полно, с хорошо выраженным двучленным строением аллювий развивается в широких, хорошо разработанных долинах как равнинных, так предгорных и горных областей. Полнота развития аллювия является одной из черт, характеризующих геоморфологическую стадию развития долины.

Указанные особенности строения аллювия долгое время не находили правильного объяснения. Большинство исследователей считало два горизонта аллювиальной толщи за разновозрастные образования, присущие разным стадиям развития долины и даже разным климатическим эпохам, и только Ю. А. Билибину и Е. В. Шанцеру удалось правильно решить этот вопрос.

Они пришли к выводу, что объяснение закономерностей в строении аллювия и создаваемых им форм рельефа надо искать в особенностях работы водного потока в разные фазы его развития и в особенностях режима этого потока, имея в виду, что почти все реки мира постоянно испытывают ритмичные колебания своего уровня от меженья к паводку и обратно. Пойму и русло нельзя рассматривать как два совершенно не зависимых друг от друга элемента. Любой участок поймы некогда был занят руслом, сместившимся в сторону.

Однако условия накопления осадка в русле и на пойме

принципиально отличны. В русле образуются почти исключительно галечники и пески, покрывающие дно долины по мере смещения русла, и только поверх них, из медленно текущих вод разливов, может отложиться тонкий глинисто-песчаный материал.

Так формируются те два горизонта, которые обычны для разрезов пойм и всех террас. Это лишь две фации аллювия, встречающиеся в любой реке с паводковым режимом и с достаточно широкой долиной. Они всегда неизбежно будут ло-

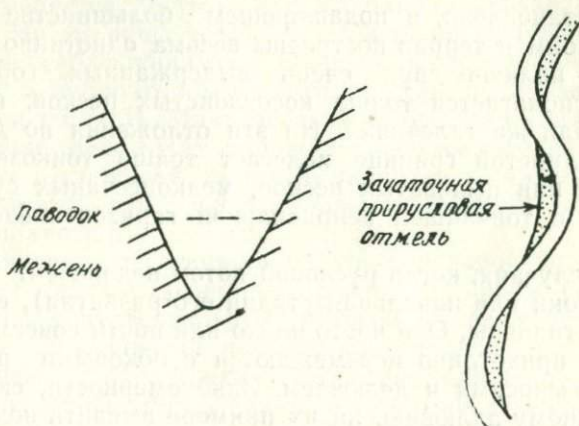


Рис. 1. Зачаточная прирусловая отмель (по Е. В. Шанцеру).

житься друг на друга в виде двух обособленных горизонтов, так как соответствуют двум следующим друг за другом стадиям развития данного участка поймы в ходе боковой миграции русла.

Процесс развития долины и формирования аллювия. В большинстве случаев развитие эрозионной долины начинается с «юного» V-образного каньона или оврага, дно которого почти целиком занято руслом. В русле независимо от крутизны продольного профиля в некоторых более пологих местах и углублениях скапливается некоторое количество аллювия. В паводок большая часть этих наносов смещается вниз по течению. Только в некоторых местах, особенно на вогнутых сторонах изгибов русла рек, аллювий лежит более или менее постоянно. Эти участки можно назвать зачаточной прирусловой отмелью (рис. 1).

По мере развития излучин и усиления бокового смещения русла один из склонов начинает отступать. Тогда на том месте, где раньше было русло, образуется площадка, сложенная уже постоянным русловым аллювием, смыкающимся со шлейфом делювия прилегающего склона (К) (рис. 2).

Эта площадка еще не широка, как и дно долины в целом. Благодаря узости долины увеличение расходов воды в паводок вызывает резкое поднятие уровня реки. Поэтому глубины и скорости потока во время половодья, даже вне границ меженного русла, значительны, и динамика отложения аллювия на всем поперечнике долины принципиально однородна. Всюду преобладает накопление влекомых нано-

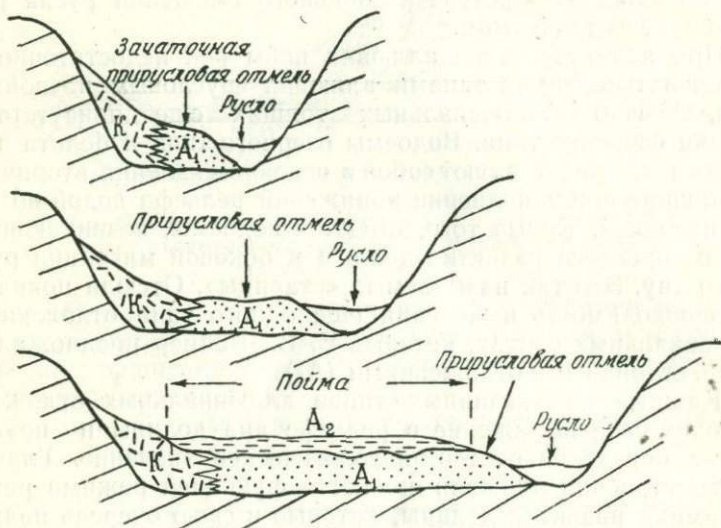


Рис. 2. Схема развития долины и формирования аллювия (по Е. В. Шанцеру).

сов (перекатываемых по дну), взвешенные же наносы выносятся рекой ниже по течению. Так постепенно формируется прирусловая отмель, состоящая из песчано-гравийного материала—русловых отложений (A_1). Эта отмель начинает занимать в длину и ширину все большее и большее пространство. Морфологически это уже представляет собой зачаточную пойму.

При дальнейшем расширении дна долины условия накопления аллювия внутри меженного русла и вне его пределов в паводок становятся резко различными по двум причинам:

1) Подъем паводковых вод становится меньше, так как ширина долины стала больше. В результате уменьшается скорость паводковых вод.

2) Уменьшение скорости течения паводковых вод делает возможным развитие растительности, которая начинает расселяться по дну долины, что резко увеличивает шероховатость ложа паводковых вод и еще больше снижает их скорости.

Влекомые донные наносы (песок, галечник) теперь не могут выноситься за пределы русла, и, наоборот, взвешенные

наносы получают возможность оседать из более медленно текущих паводковых вод. В итоге поверх руслового аллювия первичной прирусловой отмели начинает формироваться толща тонкопесчаного, супесчаного и суглинистого наилка—пойменного аллювия (A_2). С этого момента можно считать законченным процесс превращения прирусловой отмели в пойму. Таким образом, пишет Е. В. Шанцер, двучленное строение аллювия—это результат бокового смещения русла реки с паводковым режимом.

При характеристике аллювия пойм рек недостаточно ограничиваться двумя типами аллювия—русловым и пойменным. Обычно в аллювиальных толщах еще присутствуют осадки озерного типа. Водоемы озерного типа и болота в долинах рек представляют собой в основном явления вторичные, возникшие при заполнении понижений рельефа водой во время паводков. Кроме того, имеются водоемы, возникающие в самом процессе развития долины и боковой миграции русла по ее дну. Это так называемые «старницы». Отсюда появляется необходимость выделения еще одного типа отложений в аллювиальных свитах, которые Е. В. Шанцер предложил называть старичными отложениями (A_3).

Каждый из указанных типов аллювиальных отложений находит свое выражение в рельефе дна долины и поэтому имеет определенное геоморфологическое значение. Главные черты строения аллювия являются функцией режима реки и динамики развития долины, которые в свою очередь являются функцией физикогеографической обстановки, т. е. климата и рельефа. Отсюда заранее можно допустить существование различных географических вариантов аллювия и присутствия им типов эрозионно-аккумулятивного рельефа.

Особенности процесса формирования руслового аллювия и рельефа русла. В накоплении руслового аллювия главную роль играет динамика речного потока. Вся морфология русла и состав образующихся на его дне осадков могут быть поняты только при условии вскрытия всех основных закономерностей речной гидрологии и гидродинамики русловых потоков.

Русло любой реки состоит из закономерно чередующихся плесов и перекатов в зависимости от изгибов русла в плане. Плесы обычно приурочены к вершинам меандр, а перекаты к их ветвям, где русло имеет меньшую кривизну, меняющую при этом свой знак на обратный (рис. 3).

Если река на значительном отрезке своего течения не образует настоящих меандр, то всегда в плане оказывается изогнутым ее стрежень. К вершинам изгибов стржня приурочены плесы, а между ними располагаются перекаты.

Для естественного потока характерно наличие поперечной циркуляции, установленной еще в конце прошлого столетия

крупным русским гидрологом Н. С. Лелявским. Он установил, что в руслах рек существует два поперечных течения—одно верховое, или, как его называют, «сбойное», и противоположное ему—донное.

Природа циркуляционных токов может быть наиболее

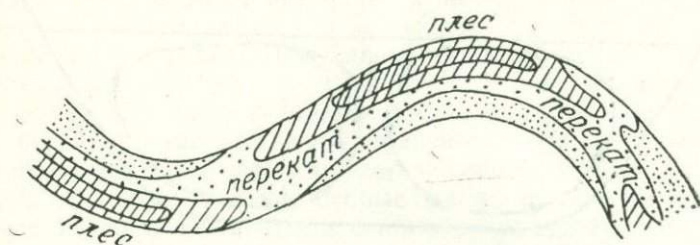


Рис. 3. Схема расположения плесов и перекатов. Густота штриховки указывает на увеличение глубины, а густота точек на уменьшение.

полно объяснена в свете представлений о действии на частицы воды центробежной силы на поворотах реки и отклоняющей силы вращения Земли, что подробно изложено в любом учебнике по гидрологии.

В наиболее ярком виде односторонняя поперечная циркуляция водного потока проявляется на изгибах реки, где

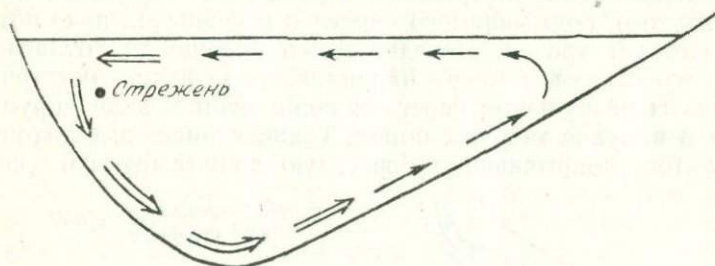


Рис. 4. Поперечная циркуляция в русловом потоке при боковом расположении стрежня.

стрежень, вследствие инерции массы и направления скорости, прижимается к вогнутому берегу, а водная масса испытывает действие центробежной силы. Здесь образуются интенсивные нисходящие токи воды, спускающиеся до самого дна. Эти нисходящие токи воды и являются главными факторами размыва берега и дна, так как они имеют наибольшую скорость в системе циркуляционных токов. От стрежня в сторону выпуклого берега направляется донное течение, которое несет с собой взмученные на стрежне частицы грунта и, постепенно замедляясь, откладывают их на выпуклом берегу, формируя прирусловую отмель. Так возникает поперечная циркуляция в русловом потоке (рис. 4).

В прямолинейном отрезке русла, когда стрежень находится где-то посередине, могут возникнуть два кольца течения (рис. 5). Как донное, так и поверхностное течения уклоняются под косым углом вниз по реке, следуя общему направлению потока в целом. Так возникает винтообразная попереч-

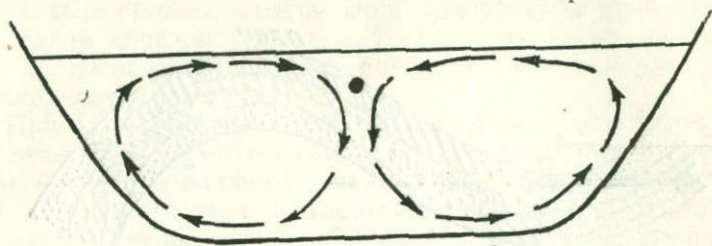


Рис. 5. Поперечная циркуляция при центральном расположении стрежня.

ная циркуляция воды в русле реки (рис. 6), и в каждой излучине направление циркуляции будет свое. Если в одной излучине движение происходит по часовой стрелке, то в следующей излучине, расположенной ниже по течению, движение будет обратным.

Описанная картина динамики водного потока обуславливает характерное распределение русловых осадков на плесе. У вогнутого, подмываемого берега в стрежневой зоне потока господствует эрозия. Нередко здесь вообще не отлагается никакого осадка и могут накапливаться лишь остаточные продукты разрушения берега и ложа реки в виде крупных глыб и валунов твердых пород. Такие скопления остаточных продуктов, покрывающие береговую зону выпуклой части

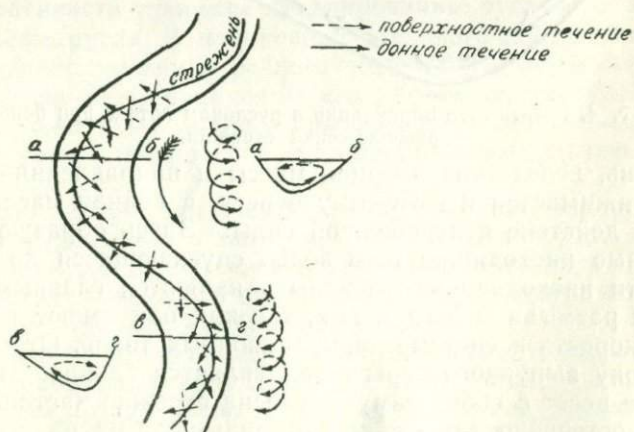


Рис. 6. Схема винтообразной поперечной циркуляции воды в русле реки.

плеса и пристрежневую часть дна, по предложению Е. В. Шанцера, следует выделять в особую фацию аллювия под названием перлювий.

По мере движения от стрежня к вогнутой стороне меандры происходит переход в зону аккумуляции, вначале относительно грубого, а далее все более и более мелкого материала. Этот закономерный ряд, в зависимости от скорости течения и характера развитых в районе коренных пород, может несколько видоизменяться. В общем случае изменение состава осадков по мере удаления от стрежня к противоположному берегу отличается очень большой постепенностью, и крайние члены этого ряда весьма различны. Поэтому Е. В. Шанцер выделяет еще две особые фации руслового аллювия—фацию пристрежневую и фацию прирусловой отмели.

Пристрежневая фация еще тяготеет к крутой части профиля русла, где наблюдается неустойчивый режим аккумуляции русловых осадков. При увеличении мощности потока и скорости течения, например в паводок, в этой зоне аккумуляция быстро может смениться эрозией. Поэтому здесь осадочный материал не только грубозернистый, но и имеет частую смену по своей крупности как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. В этой зоне крупнозернистые пески с гравием и галькой чередуются с маломощными и быстро выклинивающимися линзами более мелкозернистых песков. Это наиболее плохо отсортированная песчано-гравийно-галечная фация руслового аллювия, для которой характерен неправильно линзовидный тип косой слоистости.

Фация прирусловой отмели соответствует зоне более устойчивого режима аккумуляции. Характерные для нее рыхлые песчаные осадки отличаются лучшей сортировкой и имеют более правильную текстуру, выраженную в виде линз с внутренней косой слоистостью. Этот тип текстуры характерен для всего руслового аллювия и определяется господствующей на дне реки формой «дюнного» волочения наносов, выражающейся в том, что песчаный материал, покрывающий дно реки, движется в виде закономерно построенных песчаных волн.

Песчаные волны, или, как их называют в гидрологической литературе, «подводные дюны», типичны для всех участков дна реки, но наиболее резко они выражены в пристрежневой зоне. Но в связи с тем, что в этой зоне наблюдается неустойчивая обстановка накопления осадков и аккумуляция часто сменяется эрозией, песчаные волны здесь нередко меняют свою конфигурацию. Некоторые из них полностью уничтожаются, и тут же рядом начинают возникать новые. Иная картина наблюдается в пределах прирусловой отмели, где песчаные волны более правильны и их развитие и движения более плавны и закономерны.

В целом песчаные волны образуют на дне реки систему дугообразно изогнутых в плане гряд, расположенных перпендикулярно к направлению струй донного течения и под острым углом к выпуклому участку берега (рис. 7). Они имеют асимметричный поперечный профиль с крутым склоном (до 30° и более), обращенным вниз по течению, и обратным очень пологим склоном.

Размеры песчаных волн, по-видимому, пропорциональны величине реки и ее скорости. Так, относительные высоты их

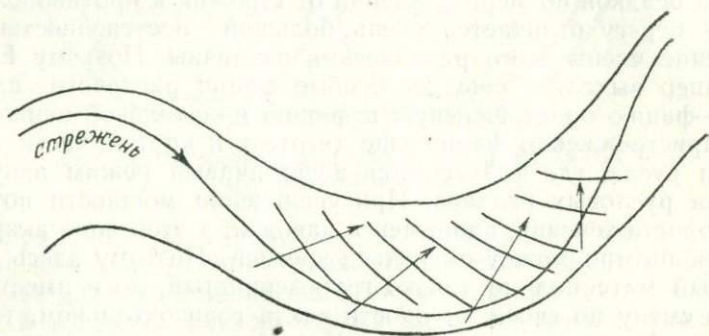


Рис. 7. Схема расположения песчаных волн.

могут меняться от нескольких дециметров до полутора метров, при длине от 10 до 40—50 метров. Перемещаются подводные песчаные волны со скоростью, пропорциональной второй-третьей степени скорости течения и колеблющейся в пределах нескольких дециметров в сутки, но на некоторых реках, как например на Миссисипи, в стрелневой зоне зафиксирована скорость передвижения песчаных волн порядка 7—12 м и на Гаронне—до 24 м в сутки.

Наличие песчаных волн определяет характерную форму береговой линии прирусловой отмели во время меженного уровня в виде системы узких лопастей. В конфигурации береговой линии можно видеть многочисленные небольшие песчаные мыски, несколько скошенные вниз по течению и разделенные заливчиками (рис. 8).

Каково же строение песчаных волн? Оно определяется характером движения песчинок по дну реки и «дюнной» формой песчаных волн. Влекомые течением песчинки перекатываются или перемещаются скачками по пологому склону песчаной волны и затем, скатываясь по ее крутому склону, успокаиваются. В результате возникает круто наклонная вниз по реке тонкая слоистость. Но поскольку пологий склон песчаной волны постоянно размывается течением, а крутой склон наращивается, она постепенно движется вниз по реке и при этом может догнать другую волну, расположенную ниже по

течению, и даже перекрыть ее частично или полностью (рис. 9). В итоге формируется толща песков с прекрасно выраженной диагональной слоистостью в налегающих друг на друга линзовидных, довольно выдержанных слоях.

Таким образом, в строении аллювия, вошедшего в геологи-

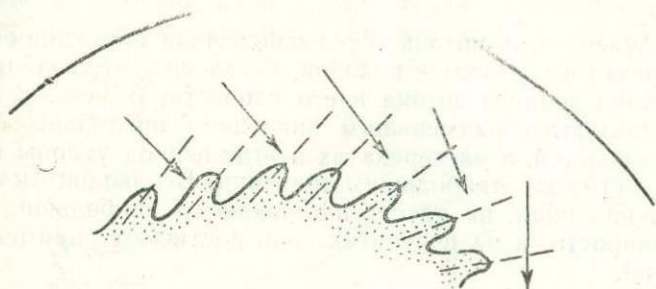


Рис. 8. Конфигурация береговой линии прирусловой отмели в межень.

ческое предание или образующего современную пойму, можно видеть корневые части некогда подвижных форм рельефа, так как каждая линза песка с диагональной слоистостью является погребенной нижней частью песчаной волны. Это очень

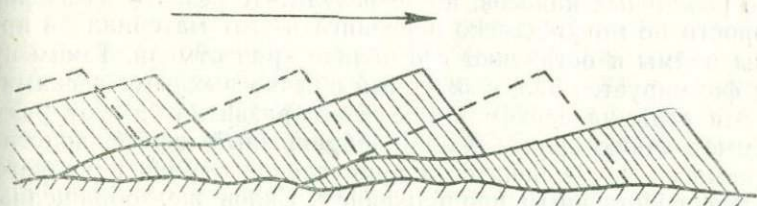


Рис. 9. Схема формирования диагональной слоистости в русловом аллювии при передвижении песчаных волн (по Е. В. Шанцеру).

яркий пример прямой связи характера рыхлых континентальных отложений с особенностями развития рельефа.

Поскольку конфигурация песчаных волн и ориентировка их гребней в плане меняются во времени, наклон тонкой слоистости в разных слоях варьирует в довольно больших пределах для одного и того же вертикального сечения. Иногда наблюдается постепенное изменение угла наклона и внутри одного и того же слоя или линзы, так как песчаная волна, двигаясь вниз по течению, могла несколько изменить ориентировку своего гребня. Но очень важно отметить, что направление наклона всегда строго выдержано вниз по течению.

В верхней части прирусловой отмели тип слоистости песков обычно видоизменяется. Здесь на фоне крупных песча-

ных волн все чаще начинает выделяться скульптура мелкой волноприбойной ряби, а затем и ветровой ряби, формирующейся на обсохшей поверхности отмели в межень. Так постепенно намечается переход, пишет Е. В. Шанцер, к следующей фации руслового аллювия — фации прирусловых валов, которые обычно очень хорошо выражены в рельефе днища долины.

Турбулентность потока и его поперечная циркуляция наиболее резко выражены в паводок, когда сильно увеличивается глубина водного потока и его скорости. В межень плесы характеризуются наименьшим значением продольных уклонов и скоростей, а на перекатах в этот период уклоны и скорости достигают наибольших значений. В паводок картина совершенно иная, на плесах наблюдаются наибольшие уклоны и скорости, а на перекатах они достигают наименьших значений.

В связи с этим во время паводка, при усиленной поперечной циркуляции, эрозионная деятельность потока достигает своего максимума и происходит наибольший подмыв выпуклого берега в излучине. В это же время происходит передвижение наибольшего количества наносов как взвешенных, так и путем донного волочения. Поэтому полые воды при переходе из русла на пойму захватывают с собой большое количество различных наносов, но в результате резкого изменения скорости не могут далеко передвигать этот материал в пределы поймы и оставляют его вблизи края отмели. Таким путем формируется вал, сложенный обычно рыхлыми песками.

Эти валы на первом этапе своего развития имеют резко асимметричную форму. Склон, обращенный к реке, пологий, он немного круче покатости прирусловой отмели и является ее непосредственным продолжением. Склон же, обращенный в сторону поймы, крутой, угол его близок к 30° и определяется углом естественного откоса сыпучих тел.

Такие одиночные валы или их серия, вытянутые вдоль русла, часто наблюдаются на выпуклом берегу меандры по окраине прирусловой отмели. В зависимости от размеров реки и мощности паводков они достигают различной высоты. Так, например на Волге, по наблюдениям Е. В. Шанцера, они имеют высоту до 5 м, а на более мелких реках до 1,5—3 м.

Молодые прирусловые валы, находящиеся в стадии образования, внешне несколько напоминают дюны, особенно когда их оголенная поверхность покрыта ветровой рябью. В связи с этим некоторые исследователи принимают их за эоловые образования и называют «прирусловыми дюнами», что, как считает Е. В. Шанцер, совершенно не соответствует действительности. Несомненно, на реках аридных областей (Амударья, Нил и др.) в процессе развития прирусловых валов ветру принадлежит довольно большая роль, так как здесь

свежие валы часто превращаются в настоящие дюны, которые нередко уходят далеко за пределы материнской отмели и даже за пределы долин на водоразделы. Но в обычных гумидных условиях прирусловые валы целиком формируются водными потоками.

Этот процесс протекает прерывисто в силу периодичности паводков. Если бы процесс нарастания поймы протекал равномерно, то, очевидно, обособленные валы не могли бы воз-

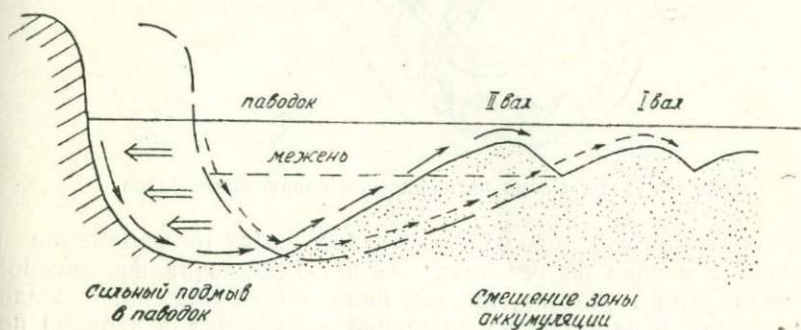


Рис. 10. Схема образования прирусловых валов в период наиболее сильных паводков.

никнуть. В этом случае постепенно, вместе со смещением русла, смещалась бы и зона выноса влекомых наносов, и вдоль русла образовывалась бы выровненная песчаная поверхность. Смещение же русла происходит скачкообразно во время паводка, и величина этого смещения зависит от интенсивности разлива и конкретно сложившейся обстановки в движении потока.

Особенно большие смещения русла происходят в наиболее сильные паводки. При этом они бывают настолько значительны, что зона аккумуляции отрывается от тела поймы, и накопление материала начинается на новом месте, что приводит к образованию нового самостоятельного прируслового вала (рис. 10).

Очень характерно расположение прирусловых валов в плане. Поскольку их формирование происходит только там, где хорошо выражена поперечная циркуляция потока, они располагаются на изгибах меандр против плесов, несколько ниже их вершин (рис. 11). Вверх и вниз по течению они становятся все ниже, положе и постепенно исчезают. После зарастания и перекрытия пойменными отложениями прирусловые валы превращаются в пойменные гривы, наиболее типичные формы для дна широких долин.

Эти гривы и разделяющие их межгривные ложбины образуют целые системы дуг, по которым можно восстановить в общих чертах последовательные стадии смещения русла и

роста меандр и которые известны в литературе под названием «вееров блуждания» (рис. 12). Прирусловые валы сливаются в одну волнистую возвышенную поверхность или наиболее тесно сближены, как правило, в нижней по течению части излучины, а вверх по течению они расходятся веером. Это

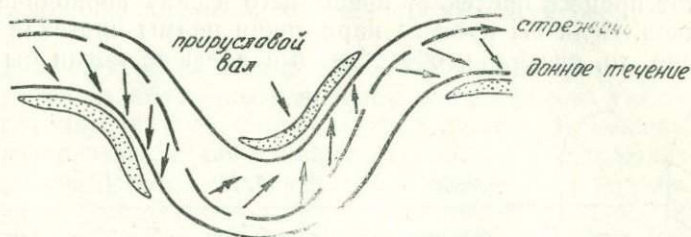


Рис. 11. Схема расположения прирусловых валов.

объясняется тем, что меандры развиваются одновременно в сторону и вниз по течению, как бы разворачиваясь веером около одного участка, причем наибольший подмыв, а следовательно, и наибольшее смещение происходит в верхней половине плеса. Ниже, там, где стрезжень начинает постепенно отходить от выпуклого берега к середине, смещение становится меньше и, наконец, почти полностью затухает.

В случаях, когда в водном потоке возникают два или более стрезней, что возможно при очень большой его ширине, могут появиться сходящиеся в середине реки донные токи. При таких условиях в средней части реки начинают формироваться отмели, превращающиеся постепенно в песчаные островки — «осередки». Большинство осередков смещается вниз по течению благодаря размыву верхнего конца и наращиванию нижнего. На Волге наблюдались смещения осередков со скоростью до 34 м в год.

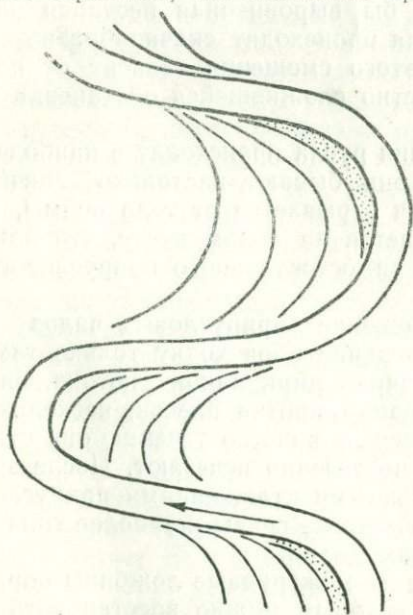


Рис. 12. Веера блуждания.

В зависимости от скорости размыва верхнего конца и скорости накопления на нижнем конце осередок будет исчезать или нарастать. Нередко

осередки закрепляются и становятся ядрами крупнейших островов. Это связано с тем, что отходящий в сторону рукав и основное русло начнут наращивать осередок с обеих сторон, так как в них начинает развиваться односторонняя поперечная циркуляция (рис. 13). Таким образом, формирование осередков и островов в принципе такой же процесс, что и формирование поймы с гривистым рельефом.

Следует указать, что основной формой рельефа острова будут те же гривы, сформировавшиеся из прирусловых ва-

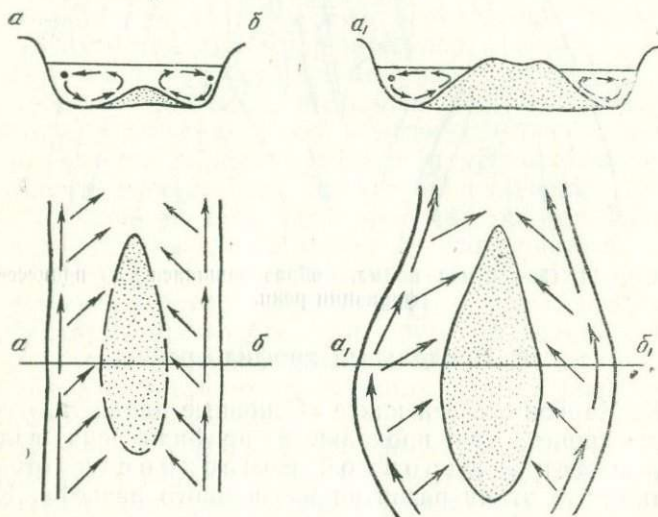


Рис. 13. Схема формирования осередка и превращение его в остров.

лов, только расположены они будут не в виде вееров блуждания, а почти параллельными линиями или сходящимися под острым углом в пределах отдельных сегментов-островов (рис. 14). Развитие островов зависит от характера рукавов, т. е. главным образом от их мощности. В результате остров может быть симметричным или асимметричным. Многие острова оказываются сложными, образовавшимися за счет слияния нескольких островов, а затем может произойти их причленение к основной части поймы.

В итоге можно говорить о двух типах пойм: первый тип, образующийся в результате меандрирования русла реки, и второй, формирующийся при так называемой фуркации реки, т. е. дроблении на рукава и образовании островов.

Итак, в пределах днища долины формируется очень сложный рельеф и сложно построенная толща аллювия, особенности которых отвечают особенностям динамики руслового потока.

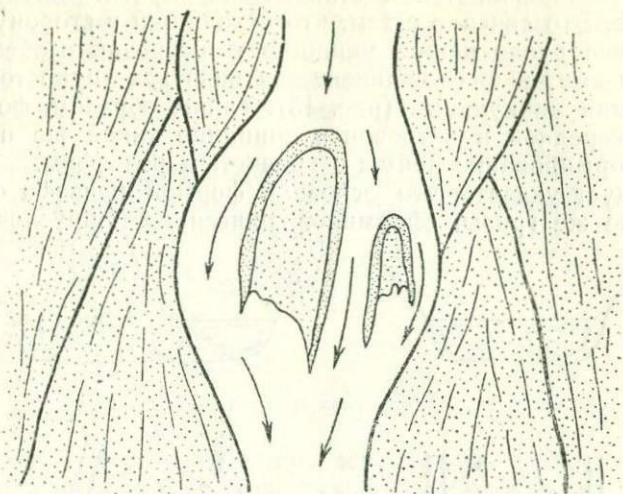


Рис. 14. Сегментная пойма, образовавшаяся в процессе фуркации реки.

2. Продольный профиль реки

К. К. Марков в своей книге «Основные проблемы геоморфологии» пишет, что продольный профиль реки является профилем денудационной поверхности, отвечающей какому-то этапу развития эрозионного рельефа. Конечной формой развития эрозионного рельефа является денудационный уровень (что равноценно термину В. М. Дэвиса — пенеплен), которому соответствует предельный профиль равновесия реки.

Вопросу формирования продольного профиля речных потоков в мировой научной литературе посвящено огромное количество работ. В советской науке наиболее подробный анализ развития продольного профиля реки дал в последние годы Н. И. Маккавеев. Он пишет, что еще в прошлом веке была создана внешне очень стройная концепция, охватывающая законы развития продольного профиля рек и включающая три основных понятия: 1) о профиле равновесия, 2) о базисном уровне и 3) о регрессивной эрозии.

1) Профиль равновесия. Почти общепринятым определением профиля равновесия является определение Мартона. Он считает, что врезание русла прекращается тогда, когда вырабатывается плавный продольный профиль равновесия, при котором размывающая сила потока становится равной сопротивлению грунта и река превращается в «канал» стока материала, получаемого в результате смыва со склонов. На конечном этапе эрозионного цикла, когда и

склоны также вырабатывают профиль равновесия, эрозия прекращается.

В этом определении, как пишет Н. И. Маккавеев, принимаются без доказательств два положения: 1) возможность движения воды без осуществления эрозии и транспорта наносов и 2) наличие «стремления» всей русловой системы к некоторому состоянию равновесия. Эти положения нельзя признать верными, так как эрозия проявляется при любых условиях движения воды по грунту. Если, например, скорость недостаточна для механического перемещения твердых частиц, то никогда не прекращается образование коллоидных и химических растворов. Кроме того, характерной особенностью любого продольного профиля реки является его ступенчатость, вследствие чего энергия течения концентрируется на отдельных перепадах, где и происходит размыв и перемещение наносов. Так как уступы постепенно перемещаются по долине реки, то даже при очень малом среднем уклоне механическая эрозия может не прекращаться.

Н. И. Маккавеев считает, что отмирание русел происходит не в результате прекращения эрозии, а вследствие того, что эрозия становится слабее, чем другие факторы, действующие на рельеф русла, например твердость грунта и т. п. Таким образом, понятие о предельном профиле равновесия лишено физического смысла.

2) Базис эрозии. Несмотря на то, что это понятие появилось в науке более 100 лет тому назад, оно до сих пор не получило достаточной определенности.

Вальтер Пенк утверждал, что эрозия имеет абсолютную нижнюю границу, которой является уровень моря или дно депрессии для бессточных впадин. Но после того как было установлено, что русловые потоки углубляют дно на приустьевых участках ниже уровня бассейна моря и что глубина этого размыва может изменяться в зависимости от ряда условий, определение Вальтера Пенка перестало удовлетворять геоморфологов. Например, Буркар вообще отказывается от определения «базиса эрозии», указывая, что нулевой пункт, где заканчивается течение реки и где река откладывает наносы, у таких крупных рек, как Амазонка и Конго, удален от устья на сотни километров.

К. К. Марков указывает, что у очень многих рек ложе опускается ниже уровня моря. Так, у р. Роны ложе опущено ниже уровня моря уже в 65 км выше устья, у р. Гаронны — в 18 км от устья. Дно Волги опущено в устьевой части на 38 м ниже уровня Каспийского моря. Такое же явление отмечено для устьев Дона, Урала, Терека, Сыр-Дарьи, Аму-Дарьи и многих других рек земного шара.

Французский исследователь Клозье предложил считать базисом эрозии такой пункт течения реки, в котором дина-

мика реки затухает и сменяется динамикой волнового процесса и господством приливо-отливного течения. С этой точки зрения вершины эстуариев французских рек лежат выше базисов эрозии самих рек.

С этой же точки зрения положение базиса эрозии будет со временем изменяться, даже когда неподвижен и данный участок земной коры, и уровень океана или моря. Например, если река станет многоводнее под влиянием климатических изменений или искусственных мероприятий, ее режим сохранится на большем расстоянии в глубь эстуария, морского залива и т. д. и средний уклон уменьшится. При этом понижении базиса эрозии его «опускание» приведет к уменьшению эрозионной деятельности реки. Положение базиса эрозии изменится также по мере накопления или удаления рыхлых наносов.

Немецкий ученый О. Башин пишет, что пока вода сохраняет течение, она эродирована, и даже на дне моря может иметь место эрозионная работа течений. Поэтому мы не знаем нижнюю границу эрозии и нет оснований считать за нее уровенную поверхность моря. Гораздо больше оснований считать нижней границей эрозии самую глубокую часть дна бассейна, куда впадает река.

Н. И. Маккавеев предлагает базисом эрозии реки считать уровень, к которому приурочено распластывание потока, т. е. уровень приемного бассейна. К. К. Марков считает, что необходимо различать некоторую точку, лежащую вблизи устья реки, которая является нижним базисом эрозии реки. Но как мы уже видели выше, положение этой точки может быть весьма неопределенным. Следовательно, вопрос о базисе эрозии оказывается очень сложным и плохо изученным.

Необходимо указать на местные базисы эрозии, представляющие собой резкие изломы в продольном профиле реки и играющие большую роль в его развитии. Происхождение местных базисов эрозии может быть весьма различным. Г. И. Горецкий при изучении продольного профиля реки Чусовой на Урале обнаружил, что он имеет ряд довольно резких изломов с заметными колебаниями уклона, что обусловлено следующими основными причинами: 1) литологической сменой состава коренных пород (в зонах пород, легко размываемых, уклоны профиля уменьшаются); 2) влиянием притоков реки Чусовой; 3) наличием больших излучин; 4) пересечением рекой пород, в различных направлениях по отношению к простиранию и падению пластов.

Очень важно отметить, что почти все изгибы продольного профиля реки Чусовой, по исследованиям Г. И. Горецкого, находят себе объяснение без привлечения вертикальных тектонических движений земной коры. Многие местные базисы эрозии оказались созданием самой реки. К категории пос-

ледных, в частности, относятся изломы, образованные чередованием плесов и перекатов, наиболее широко развитых у равнинных рек.

Как было отмечено выше, плесы и перекаты формируются в результате проявления внутренних закономерностей динамики водного потока. Ниже переката в верхней части плеса происходит процесс размыва, а выше переката преобладает аккумуляция. Такие местные базисы эрозии оказывают влияние на выработку продольного профиля реки одновременно в двух направлениях — вверх и вниз по течению.

Весьма существенное и особое влияние на выработку продольного профиля реки оказывают пороги и водопады. Крупный порог или водопад, если высота перепада превышает среднюю глубину потока в половодье, разрывает непрерывность продольного профиля. Идущая от устья волна спада или волна подпора обычно у достаточно высокого перепада затухает или в значительной степени трансформируется. Кроме того, пороги и водопады, являющиеся обычно выходами более твердых пород, задерживают глубинную эрозию и представляют собой довольно устойчивые точки, к которым привязаны вышележащие участки продольного профиля.

Перепад на пороге уменьшается с повышением уровня воды, но выше порога кривая спада распространяется тем дальше, чем выше уровень воды. Длина зоны, в которой уклоны в половодье возрастают, составляет десятки километров. В результате выше порога наблюдается более усиленная эрозия, чем на остальных участках, расположенных выше по течению. Таким образом, в районе порога в русле имеет место эрозия с обеих его сторон. Подтачивание порога идет как снизу, так и сверху, поэтому в некоторых случаях пороги могут перемещаться не только вверх, но и вниз по течению. Направление этих перемещений в значительной степени определяется геологическим строением и литологией. Следовательно, в районе порога в русле имеет место как регрессивная, так и трансгрессивная эрозия.

Также определенное влияние на продольный профиль реки оказывает глубина долины. Из классической концепции о «профиле равновесия» следует, что продольный профиль должен принять форму, не связанную с формой поверхности. Это положение, как считает Н. И. Маккавеев, является источником многочисленных ошибок при анализе рельефа.

Если наблюдается перелом продольного профиля в месте пересечения какой-либо возвышенности (долина прорыва), то нередко делают вывод о молодости этого участка долины и образовании его или путем перехвата при регрессивной эрозии, или при недавнем тектоническом поднятии (антецедентное заложение). Между тем глубина эрозионного вре-

за, т. е. относительная глубина долины, сама по себе должна оказывать влияние на продольный профиль реки до тех пор, пока существует возвышенность, пересекаемая рекой. Это вызывается следующими обстоятельствами:

1) Так как возвышенности, пересекаемые рекой, обычно являются водоразделами между притоками этой реки, то в районе этой возвышенности у нее происходит более или менее значительное изменение расхода воды и наносов, вызванное впадением притока.

2) Значительная высота склонов долины в месте прорыва определяет большой уклон мелких притоков, что усиливает поступление грубого материала в реку, а это вызывает увеличение уклона реки.

Таким образом, чем выше возвышенность, пересекаемая рекой, тем резче проявляется ее влияние на продольный профиль реки.

Наконец, в последнее время стали приходиться к выводу, что нижний базис эрозии не определяет фактический ход эрозии на протяжении всей речной долины. Как уже отмечалось выше, эрозия реки зависит от уклонов реки, массы воды, характера наноса, сопротивляемости ложа размыванию и т. д., т. е. от факторов, характеризующих процесс в данной конкретной точке русла и в ближайших от нее точках, лежащих выше и ниже по течению. Нижний базис эрозии реки является базисом реки лишь в потенции, как некоторый уровень, ниже которого река углубиться не может. Отсюда возникает новый вопрос: насколько могут повлиять колебания базиса эрозии на ход эрозии выше по течению реки?

В решении этой задачи существенную помощь оказывают данные о подпорах в связи с сооружением плотин. При сооружении плотин («поднятии» базиса эрозии) подпор распространяется вверх по реке на расстояние, определяемое высотой подпора, уклоном и скоростью течения реки и, следовательно, глубиной. По определенным формулам, разработанным в гидротехнике, длина подпора, вызванная поднятием базиса реки, всегда может быть высчитана. Например, при уклоне реки, равном 0,0003, глубине воды, равной 3 м, и высоте подпора в 1,5 м длина подпертого участка реки составит всего лишь 16,6 км, а выше поднятие базиса сказываться уже не будет. Таким образом, поднятие базиса эрозии реки распространяется вверх по течению не до верховьев реки, а на строго определенный отрезок.

У горной реки явление подпора дает себя чувствовать только на очень ограниченном отрезке, у равнинной реки — на более длинном отрезке. И совершенно неправильно такое представление, что работа горных рек, например Памира, будет испытывать изменения в связи с колебаниями уровня Аральского моря.

Что касается понижения базиса эрозии, то оно может вызвать как усиление, так и ослабление глубинной эрозии реки. Ослабление глубинной эрозии и даже повышение профиля реки может произойти, если поверхность, обнажившаяся в результате регрессии водоема, будет иметь уклоны более пологие, чем вышележащие отрезки продольного профиля, как например при регрессии Хвалынского моря в четвертичное время на Прикаспийской низменности. В таком случае река будет перерабатывать вышележащий участок применительно к малому уклону ее нового нижнего отрезка. Она будет фактически подперта и станет аккумулятивной, а не углублять русло. Но если при понижении базиса эрозии обнажится участок со сравнительно крутым падением поверхности, произойдет оживление эрозии. Несомненно, и в том и в другом случае после понижения базиса эрозии переработка продольного профиля будет протекать постепенно. Влияние колебаний базиса эрозии реки на работу реки ограничено и сказывается по-разному.

3) Регрессивная эрозия. В. М. Дэвис, В. Пенк и многие другие исследователи придают очень большое значение регрессивной эрозии. Эта частная форма глубинной эрозии слишком переоценена в связи с весьма элементарными представлениями о механизме воздействия водных потоков на ложе, существующими до сих пор. Например, опыты французов Ноэ и Маржери, на которые до сих пор ссылаются многие западные составители учебников геоморфологии, геологии и физической географии, производились не с водой, а со струей сухого песка. Следовательно, эти исследователи наблюдали не продольный профиль потока, а профиль осыпи.

Для того, чтобы на поверхности песчаного откоса образовалась осыпь, нужно удалить с нижней части склона какой-то объем грунта, так как развитие желоба осыпи на склоне может происходить только «регрессивно». Что же касается водного потока, то в нем размыв дна может происходить по всей длине русла.

Поэтому совершенно закономерен вопрос: происходит ли выработка продольного профиля путем регрессивной эрозии вверх от главного базиса реки или одновременно на всем протяжении реки? Таким образом, и в этой части теории выработки продольного профиля реки до сих пор остается много неясного.

Подведем некоторые итоги:

1) Продольный профиль реки по существу самого руслового процесса не может быть плавным. Ступенчатость продольного профиля реки — явление закономерное.

2) Главный «базис эрозии» реки — понятие весьма неопределенное; и, по-видимому, в выработке продольного профиля реки местные базисы эрозии имеют несравненно большее

значение. Они оказывают свое влияние на небольшие отрезки реки, из которых образуется общий ступенчатый профиль реки. Местные базисы эрозии образуются по разным причинам и в том числе под влиянием динамических особенностей водного потока.

3) Нельзя проводить строгое разделение на эрозию глубинную и эрозию регрессивную. Река углубляется одновременно в разных точках русла, а не только от базиса эрозии вверх по течению.

4) Глубинная, боковая эрозия и аккумуляция протекают не последовательно во времени, как часто утверждается во многих учебниках, а одновременно.

Итак, продольный профиль реки имеет всегда серии ступеней. В одних случаях эти ступени вызывают разрыв непрерывности профиля (пороги, водопады), в других—имеют характер волнообразных изгибов. Эта ступенчатость отмечается большинством современных исследователей как обязательная особенность русловых потоков. Можно различать несколько порядков ступеней продольного профиля, вызываемых разными причинами.

Ступени 1 порядка, длина которых на больших равнинных реках доходит до 100—200 км и более. Образуются они в результате действия трех основных групп причин: 1) Под влиянием тектонических движений земной коры, когда крупные ступени продольного профиля определяются чередованием зон поднятия и опускания. В прогибах остается часть транспортируемого материала, вследствие чего на поднимающиеся участки дна поступают относительно осветленные потоки. Энергичной эрозионной деятельности потока в области поднятия способствует образование кривой спада перед выходом потока на расширенный участок длины. В результате обоих процессов происходит усиленное пропиливание дна долины почти без образования поймы. На склонах такой «долины прорыва» террасы слабо развиты и в большинстве случаев сохраняются узкие карнизообразные уступы. На участках местного поднятия древние террасы имеют наибольшую относительную высоту и постепенно снижаются к участкам прогиба, где уходят иногда под уровень молодого аллювия. 2) На ступенчатости продольного профиля в очень сильной степени сказывается геологическое строение района, особенно неоднородность коренных пород по длине реки. Состав горных пород сказывается на крупности и форме частиц аллювия, крутизне склонов долины, форме русла, т. е. на целом ряде факторов, влияющих на гидравлический уклон потока и скорость эрозии. В литературе описаны и такие случаи, когда ступенчатость развивается и при однородных породах. Это, по-видимому, отражает несколько эрозионных циклов, переживаемых данным районом. 3) Третьей причиной обра-

зования крупных ступеней является впадение притоков. После впадения каждого крупного притока не только резко изменяется расход воды реки, но нередко меняются также режим уровней и характер наносов. Особенно большое влияние оказывает переменный подпор, который распространяется выше места слияния на десятки километров и содействует значительному расширению долины.

Ступени II порядка имеют гораздо меньшие размеры и связаны с элементами мезорельефа русла, т. е. излучинами и перекатами. Длина их на крупных реках доходит до двух-трех десятков километров.

Ступени III порядка представляют собой мелкие изгибы линии продольного профиля. Они соответствуют отдельным плесам и перекатам, мелким извилинам меженного русла и местным изменениям ширины русла.

Ступени I и II порядков относительно устойчивы. Ступени же III порядка обычно довольно быстро смещаются по долине реки. Таким образом, на многих реках наблюдается чередование участков относительно суженной долины со сравнительно крутым падением водной поверхности при высоких уровнях и участков с довольно широкой долиной и малым падением в половодье. Длина этих участков обычно связана с размерами реки. Например, на Рейне в его среднем течении наблюдаются три такие ступени, на Эльбе—пять. Средняя их длина составляет 30—50 км. Приблизительно такая же длина ступеней отмечается на Дону, на Днепре и их главных притоках. На Волге длина ступеней превышает 100 км, на Оби—свыше 200 км.

Такие суженные отрезки долины, как предлагает Н. И. Маккавеев, можно назвать районами глубинной эрозии или более правильно их называть участками ограниченной боковой эрозии. Участки же с расширенной долиной следует называть районами с преобладанием боковой эрозии.

Так как в верхней части расширения долины происходит распластывание волны половодья, а в нижней части расширения, перед входом в сужение, наблюдается подпор и подъем волны, то в общем с повышением уровня средний уклон в районе боковой эрозии уменьшается. Наоборот, районы с преобладанием глубинной эрозии характеризуются увеличением продольного уклона в периоды высоких уровней.

В настоящее время ставится под сомнение классическая концепция о стремлении реки выработать плавный профиль равновесия. Продольный профиль каждой реки обладает ступенчатостью, вызванной разными причинами. Часть этих причин находится вне деятельности потока и не зависит от него (тектоника, литология, крупные формы рельефа и т. д.), а значительная часть является следствием самой деятельности потока, причинами внутреннего характера. Ступенчатость

продольного профиля реки находится в постоянном развитии как в пространстве, так и во времени. Все это крайне осложняет установление генезиса тех или иных форм рельефа долин, особенно речных террас, и свидетельствуют о том, насколько детально надо изучать речные долины перед тем, как сделать окончательные геоморфологические выводы.

Изложенное выше говорит о том, насколько труден и сложен вопрос о продольном профиле реки.

Итак, Н. И. Маккавеев возражает против понятия «профиль равновесия» в связи с тем, что форма продольного профиля реки непрерывно меняется. Это происходит в результате изменения высоты водоразделов, приустьевого удлинения реки и изменения положения истоков, а также в связи с тем, что любая горная порода поддается размыву при самых малых скоростях течения.

К. К. Марков полагает, что следует различать три главных типа продольного профиля реки, отвечающих стадиям развития этого профиля: а) невыровненный профиль; б) выровненный профиль; в) предельный профиль.

Выровненный профиль и предельный профиль, пишет К. К. Марков, можно рассматривать как профили равновесия. Под профилем же равновесия он предлагает понимать профиль с равномерно изменяющимся уклоном. При выровненном профиле река еще эродирована, а при предельном — эрозия прекращается полностью.

Как мы уже видели выше, Н. И. Маккавеев очень хорошо доказал, что плавный профиль реки образовываться не может, так как даже только один процесс боковой эрозии, вызывая извилистость реки в плане, приводит к ступенчатости продольного профиля. Следовательно, для выработки профиля равновесия необходимы крайне идеальные условия, вплоть до исключения влияния боковой эрозии, чего в природе никогда наблюдаться не будет.

Очевидно, что динамический профиль равновесия реки вообще не существует, а в каждом конкретном случае выражением его могут быть части профиля самой различной формы.

3. Особенности процесса формирования устьев рек

В нормальном случае каждая река заканчивается устьем при впадении в какой-либо крупный водоем. Устья рек, как пишет И. В. Самойлов, издавна играют большую роль в хозяйственной жизни людей благодаря своему географическому положению — на стыке речных и морских путей — и большому значению для судоходства, рыбного и сельского хозяйства. Кроме того, в устье река заканчивает свою эрозионно-аккумулятивную деятельность и сливается с водной массой озер,

морей и океанов, воздействующих на земную поверхность по совершенно иным законам. Наконец, в области устья находится та точка, которую принято называть главным базисом эрозии реки, положение которой, как считалось до самого недавнего времени, определяло всю жизнь речного бассейна. Поэтому вполне естественно, что устья рек интересуют науку очень давно.

В настоящее время знания «устьевого процесса» настолько глубоки и обширны, что они выросли в самостоятельный раздел географии, с которым должен быть знаком каждый географ и тем более геоморфолог. Изложим основные положения учения об устьях рек по И. В. Самойлову.

Устьевая область крупной реки состоит из части долины нижнего течения, смежного морского побережья и взморья, в пределах пространства которых происходят устьевые процессы. Жизнь устьевой области реки в высшей степени сложна и зависит от сочетания множества разнообразных природных условий.

В области устьев происходят следующие явления:

1) Наблюдается постепенный переход речного режима в морской. Уклон свободной поверхности водотока уменьшается до нуля, что сопровождается рассеиванием речных струй и распластыванием слоя воды руслового потока.

2) Для области устья характерны местные размывы дна с одновременно идущими процессами образования мелей, вследствие осаждения взвешенных наносов или остановки влекомых наносов.

3) Наблюдается специфическая устьевая гидродинамическая обстановка и соответствующие ей формы подводного рельефа.

4) Наблюдается переход этих особых форм подводного рельефа в надводные формы за счет осаждения паводковых наносов обычно при участии растительности или под действием волнения.

5) Происходит формирование почвенно-растительных зон на вновь созданной суше.

6) Происходит постепенное изменение химического состава вод от пресных речных, через солоноватоводные к морским. Это изменение сопровождается соответственными изменениями биологического характера.

Наиболее важным и постоянно действующим фактором развития устьевых областей является речной сток. При прекращении стока развитие, типичное для этой области, приостанавливается, и устье становится узким морским заливом или сухой дельтой. При изменениях стока меняется интенсивность многих устьевых процессов.

Кроме изменений в течение длительного времени, в большинстве устьев рек интенсивность ряда этих процессов пе-

риодически изменяется в течение года и, кроме того, зависит от эпизодически действующих факторов.

В устьях рек умеренных широт ежегодно наблюдается половодье, ледостав. В большинстве устьев рек, впадающих в моря, ежедневно происходят приливо-отливные колебания уровня с сопутствующими им течениями. В разные сроки наблюдаются сильные штормы, стонно-нагонные явления и т. д.

Развивающееся устье оказывает свое влияние на прилегающие части моря, где происходит обмеление дна, меняется режим течений, волнения, приливов и т. д. С течением времени изменения в окрестностях устьевой области сказываются на ней самой. Таким образом, устьевая область любой крупной реки, непрерывно изменяясь, является прежде всего категорией исторической.

И. В. Самойлов рассматривает только современные устья наиболее крупных рек, впадающих в моря или большие озера и представляющих собой целые «устьевые области». Это имеет важное методическое значение, так как при таких больших масштабах явления легче обнаружить основные закономерности формирования устья. Выявленные закономерности в равной степени относятся к любому устью любой реки и любого размера, а также к устьям рек недавнего геологического прошлого.

Устьевые процессы с течением времени приводят к образованию трех различных в отношении гидродинамического режима и геоморфологии частей устьевой области: 1) предустьевого взморья, 2) устьевое участка реки (дельты), где поток дробится на рукава или подводные русла, и 3) приустьевого участка реки, на протяжении которого окончательно затухает влияние нагонных или приливных колебаний уровня. Все эти три части устья представляют собой единую морфологическую систему и по мере нарастания дельты смещаются в сторону моря. Они имеют не только разный рельеф и гидродинамический режим, но и другие разные природные условия.

Приустьевой участок реки располагается от вершины дельты до той части нижнего течения реки, где выклиниваются в межень приливные или нагонные подъемы уровня, т. е. сводится к нулю воздействие колебаний уровня моря. В дельтах некоторых рек с очень быстрым течением этот участок отсутствует, так как влияние моря ограничивается устьевым участком.

Общие формы потока на приустьевом участке характеризуются постоянным (по длине) расходом и относительным снижением высоты паводка. Первое качество является результатом того, что на этих участках обычно отсутствуют притоки, а второе является результатом приустьевого спада и увеличения глубин.

Приустьевые участки имеют следующие морфологические типы: беспойменные, пойменные и древнедельтовопойменные. Беспойменный тип очень редок и встречается в тех случаях, когда долина врезана в плотные породы тектонически поднимающейся суши. Пойменный тип встречается наиболее часто, так как низовьям рек свойственно развитие поймы. Не-

редко поймы приустьевых участков являются местом расположения древних дельт, что представляет третий тип поймы приустьевого участка.

Развитие рельефа приустьевого участка протекает в общем в условиях нормальной эрозионно-аккумулятивной деятельности реки, но при явлении приустьевого спада уровня свободной поверхности, что создает возможность эрозионного размыва при нулевом и даже отрицательном уклоне ложа реки. Кроме того, в периоды половодья в этом районе на пойме выпадает большое количество наносов, поэтому происходит ее быстрый рост в высоту.

Развитые поймы приустьевых участков значи-

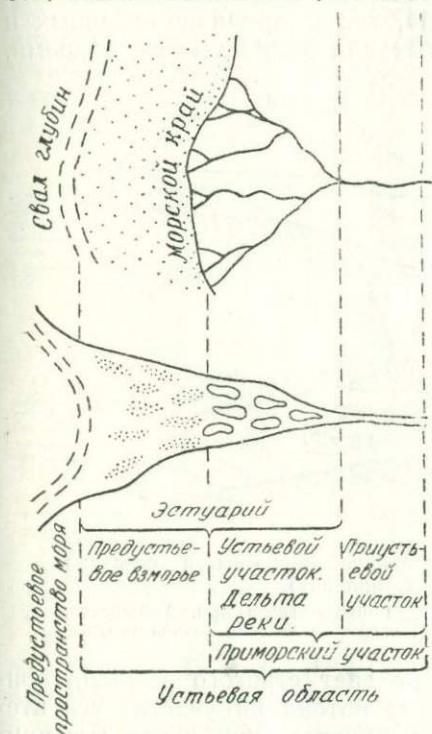


Рис. 15. Районирование устьевой области реки (по И. В. Самойлову).

тельно отличаются от пойм выше расположенных участков чрезвычайно развитой сетью мелких извилистых протоков («ериков») и более пышной растительностью, что в свою очередь вызывает относительно большое задержание на них взвешенных наносов.

Устьевой участок реки (эстуарий, или дельта) начинается там, где происходит деление основного потока на рукава, а в однорукавных устьях или эстуариях начинается образование подводной дельты, которая разделяется хорошо выраженными бороздами. Нижней границей этого участка является его морской край, т. е. крайняя граница дельтовых островов или условная линия, огибающая подводную дельту, за пределами которой, в сторону моря, течение воды, выносимой рукавами, начинает быстро замедляться. Приустьевой и усть-

евой участки реки вместе образуют приморский участок устьевой области.

Гидродинамическая обстановка устьевое участка крайне своеобразна. Здесь происходит переход руслового потока в морской или озерный водоем. На формировании рельефа отражается как действие руслового потока, в условиях окончательного приустьевое спада, так и приливно-отливных и нагонных явлений, характерных для водной массы водоема.

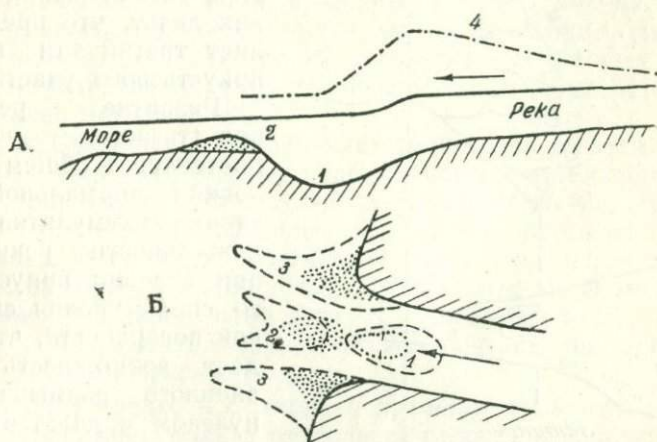


Рис. 16. Схема образования предустьевой ямы и осередка (по И. В. Самойлову).

А—продольный профиль, Б—план, 1—предустьевая яма, 2—осередок, 3—предустьевые косы, 4—кривая скоростей течения речной струи.

Современная гидравлика не дает строгого решения вопроса о гидравлическом режиме потока на участке его втекания в водоем. В литературе имеются лишь некоторые приближенные схемы основных течений, возникающих в этом случае, и немногочисленные данные лабораторных исследований. Большинство исследователей указывает, что при втекании речной струи в расширение ее водная поверхность понижается и перед устьевым створом формируется депрессия водной поверхности водоема. Весьма характерно, что водная масса водоема не оказывает подпорного влияния на уровень втекающей воды.

Надо полагать, что именно в этом явлении, особенно в период паводка, надо искать причину образования так называемой предустьевой ямы, характерной для многих предустьевых участков мелководного взморья. Таким образом, как только придонные скорости речной струи в устьевой части достигают величин, при которых возможен размыв грунта, начинает формироваться углубление с выносом материала несколько вперед на морское дно (рис. 16).

Вследствие этого в стрежневой зоне начинает формироваться осередок, который разделяет поток на две струи. Рост осередка постепенно усиливается поперечной циркуляцией, так как к нему сходятся донные течения от двух стрежней.

В большинстве случаев этот осередок имеет «барханную» форму с выпуклостью, обращенной против течения. С течением времени осередок превращается в остров, и русловой поток в его устьевой части оказывается разделенным на два рукава. Превращение осередка в остров также способствует поселению растительности (тростник, ивы, мангры).

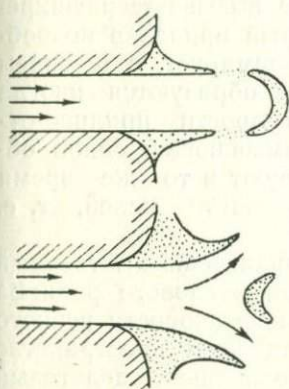


Рис. 17. Образование осередка при прорыве устьевого бара (по И. В. Самойлову).

Возможен и другой случай разделения руслового потока на два рукава. Вместо резкого расширения реки при втекании в водоем может наблюдаться плавный переход русла в дно взморья равной ему глубины, что возможно при отсутствии резкого спада профиля водной поверхности потока. В этом случае где-то ниже морского края на дне начнется постепенная аккумуляция части выносимых рекой наносов, в связи с плавным падением скоростей речной струи. При этом в зоне стрежня аккумуляция начнется

ниже по течению, чем по краям потока, так как в стрежневой зоне поток имеет большую движущую силу. Благодаря этому перед устьем образуется повышение дна, имеющее в плане форму полумесяца, обращенного выпуклостью в сторону взморья. Это возвышение будет создавать подпор воды, который в конечном счете разрешится прорывом с последующим преобразованием прорванного бара в осередок (рис. 17).

В дальнейшем каждый из вновь образовавшихся рукавов в свою очередь образует предустьевую яму или устьевой бар, затем осередок, остров и, наконец, также разделится на два рукава.

Следовательно, по И. В. Самойлову, раздвоение потока в его устьевой части—это основной закон формирования дельт. вполне естественно, что этот процесс раздвоения потоков в его устьевой части осложняется многими обстоятельствами местного характера и в некоторых случаях могут сразу образовываться несколько рукавов. У большинства дельт рек, впадающих в бассейны со слабым проявлением приливо-отливных явлений, этот рисунок деления на рукава выражен очень хорошо. С увеличением возраста дельты раздвоение

рукавов на морском крае приводит к все большему их количеству. По мере продвижения морского края дельты на взморье часть вновь образовавшихся рукавов отмирает, а оставшиеся укрупняются.

Эта простейшая схема формирования дельты претерпевает изменения, вызываемые приливами, сгонно-нагонными явлениями, штормами на взморье, явлениями ледового режима и т. д. Влияние приливов и сгонно-нагонных явлений естественно возрастает с увеличением их мощности и имеет наименьшее значение в устьевых рукавах крупных рек с большими скоростями течения.

Приливы в любом устьевом участке вызывают расширение его выходного участка. Значительный прилив в новообразовавшемся устье небольшой реки формирует, с течением времени, эстуарий. Обширные эстуарии образуются иногда при опускании берега. Значительные скорости приливо-отливных течений, способствуя своей размывающей силой образованию подводной дельты, препятствуют в то же время возникновению в эстуариях надводной части мелей, т. е. островов.

В устьях крупных рек, имеющих значительный твердый сток, основные процессы формирования руслового рельефа протекают в половодье, при этом большие скорости речного течения обычно уничтожают прилив на всем пространстве дельты. Поэтому сформированный половодьем дельтовый рельеф лишь несколько обрабатывается воздействием приливов за все остальное время года.

Сгонные явления так же, как и быстрый спад нагонных вод, усиливают размыв нижних участков рукавов и русловых борозд взморья. При наибольшей высоте уровня при нагоне, когда заливается значительная часть дельты, может происходить заиление дельтовых островов и возможны прорывы рукавов сквозь прирусловые валы.

Одним из важнейших влияний ледового режима на русловые процессы в устьевых частях является образование ледяных заторов, при которых могут происходить также прорывы рукавов через прирусловые валы и значительные размывы дна.

Итак, в последние годы благодаря работам ряда советских исследователей и особенно И. В. Самойлова создано целое учение об устьевых процессах, раскрывающее закономерности образования и развития этой сложной части земной поверхности. Необходимо отметить, что работа И. В. Самойлова преимущественно основана на изучении устьев крупных рек, расположенных в областях слабого проявления приливо-отливных явлений, поэтому предстоят дальнейшие исследования в этом направлении и в первую очередь на побережье с сильными приливо-отливами.

Основная литература

1. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд. АН СССР, 1955.
 2. Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В. и др. Экспериментальная геоморфология, М., Изд. МГУ, 1961.
 3. Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948.
 4. Самойлов И. В. Устья рек. М., 1952.
 5. Чеботарев А. И. Гидрология суши. Л., 1955.
 6. Шандер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Труды института геологических наук, вып. 135, геологическая серия (№ 55), 1951.
 7. Щукин И. С. Общая геоморфология. М., Изд. МГУ, 1960.
-

IV. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА МОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Движения океанической оболочки, пишет К. К. Марков, представляют для геоморфолога исключительный интерес. Как известно, уровень океана на небольших участках может приниматься за горизонтальную поверхность. В связи с этим сравнительно просто обнаруживаются деформации следов этого уровня, возникшие в результате тектонических движений земной коры. Формы же этих деформаций позволяют судить о характере тектонических движений.

Кроме того, океаническая оболочка активно воздействует на сушу, производя абразию и аккумуляцию в прибрежных частях океана. Следовательно, геоморфологическая роль океанической оболочки двойная—пассивная и активная. Все это в равной мере относится и к уровню отдельных водоемов суши—морей-озер и озер.

К. К. Марков считает, что геоморфолога прежде всего должен интересовать вопрос, как при помощи изучения изменений уровней водоемов можно устанавливать характер изменений рельефа поверхности литосферы. Для этого необходимо отделить изменения уровня водоемов, возникающие как реакция на изменения рельефа литосферы, от тех изменений, которые происходят по другим причинам.

Еще академик А. П. Павлов предложил выделять два типа колебаний уровня океана: геократические, зависящие от изменений рельефа литосферы, и гидрократические, находящиеся в связи с изменениями самого объема водной массы Мирового океана или отдельных замкнутых водоемов.

Некоторые исследователи (В. И. Вернадский и др.) считают, что объем воды Мирового океана неизменен, но уже давно существует и противоположный взгляд, признающий закономерные колебания этого объема. Наиболее широко распространены представления, согласно которым уровень океана колеблется за счет изменения агрегатного состояния части водной массы, в частности, имеется в виду влия-

ние ледниковых эпох, не раз повторявшихся, начиная с архея. Образование ледниковых покровов на материках отражалось на уменьшении речного стока в океан. Лучше всего эти явления исследованы для четвертичного периода, и вопрос о том, что некоторые колебания уровня океана связаны с таянием и накоплением льдов, в настоящее время не вызывает сомнения.

Имеется еще ряд гипотез относительно причин гидрократических колебаний уровня океана: влияние интенсивности магматического процесса, в результате которого вода может поглощаться литосферой или выделяться в больших количествах, перегруппировка океанической массы в пределах площади самого Мирового океана в связи с изменениями положения полюсов и изменениями скорости вращения Земли вокруг оси и т. д. Но следует отметить, что гидрократическими колебаниями можно объяснить лишь сравнительно небольшую часть установленных изменений уровня Мирового океана, не более чем в пределах ± 100 м. Подсчитано, что таяние льдов последней ледниковой эпохи вызвало повышение уровня Мирового океана на величину около 80 м. Раствивание современных льдов Антарктиды вызвало бы поднятие уровня океана на 40 м и льдов Гренландии на 8 м. Само собой разумеется, что образование континентальных ледниковых покровов должно вызвать обратное явление—понижение уровня Мирового океана.

Наземные и подводные исследования рельефа установили положение следов древних береговых линий в пределах от -1000 м до $+2000$ м по отношению к современному уровню моря, т. е. в амплитуде до 3000 м. Этот огромный размах колебаний следов уровней океана должен быть отнесен к группе геократических и может быть объяснен только тектоническими движениями земной коры.

Охарактеризованный выше тип взаимоотношений гидросферы и литосферы зависит в основном от общепланетарных явлений, но, как уже отмечалось выше, существует еще второй вид взаимоотношений—активное воздействие водной оболочки на сушу в виде абразии. Несмотря на кажущуюся простоту этого явления, лишь в последние годы были открыты главные его закономерности.

Эти успехи в изучении морфологии и динамики морских берегов в Советском Союзе обязаны широким запросам народного хозяйства. Народнохозяйственное освоение обширных пространств морских побережий, строительство портов, морских каналов, изучение процессов развития берегов искусственных водохранилищ и т. п. потребовали больших как региональных, так и теоретических геоморфологических исследований, что в итоге привело к открытию новых законо-

мерностей природных процессов, протекающих на морском побережье.

Основы научной теории формирования морских берегов были впервые систематически изложены В. П. Зенкевичем в его известной книге «Динамика и морфология морских берегов» (1946 г.), а затем в последующие годы развивались в его более поздних трудах и работах его учеников и сотрудников—О. К. Леонтьева, В. В. Лонгинова, А. С. Ионина, В. И. Буданова и многих других.

Прежде чем перейти к более детальному рассмотрению существа процесса формирования рельефа морских берегов,



Рис. 18. Схема строения побережья (по О. К. Леонтьеву).

необходимо остановиться на вопросе: что следует понимать под морским побережьем?

В научной географической и геологической литературе широко используется термин «береговая линия». Она же на всех картах обозначает границу между сушей и морем. Однако пространственное положение этой линии в природе не является постоянным, так как оно все время меняется в зависимости от приливо-отливных явлений, сгонов и нагонов, размыва берегов или аккумуляции наносов у берега, эвстатических или тектонически обусловленных движений уровня моря. Таким образом, береговая линия в действительности представляет собой целую зону, в пределах которой происходит постоянное перемещение истинной береговой линии.

Со стороны суши к современной береговой линии примыкает узкая полоса, называемая берегом, в пределах которой развиты формы рельефа, созданные морской абразией и аккумуляцией. В сторону же моря располагается подводный береговой склон, занимающий более или менее широкую полосу дна моря, непосредственно примыкающую к берегу и испытывающую постоянное воздействие волновых движений. Берег и подводный береговой склон образуют береговую зону (рис. 18), представляющую собой область современного взаимодействия суши и моря.

В сторону суши от современной береговой зоны могут располагаться следы древних береговых линий в виде «поднятых» террас или других береговых форм, образовавшихся при более высоком положении уровня моря, чем современный. Ниже береговой зоны, на дне моря, нередко обнаруживаются «погруженные» береговые формы, сформировавшиеся при более низком уровне моря. Положения древних морских уровней могут определяться разными причинами, главнейшими из которых, как уже отмечалось выше, являются тектонические движения земной коры.

О. К. Леонтьев дает такое определение морского побережья: это полоса поверхности литосферы, в пределах которой распространены как современные, так и древние, четко выраженные в рельефе, береговые формы. В наиболее полном виде побережье может быть подразделено на три зоны: I—зона «поднятых» береговых линий, II—современная береговая зона и III—зона «погруженных» береговых линий.

Из этого, конечно, не следует, что на любом участке побережья должны быть одновременно представлены все перечисленные зоны, но всюду имеется современная береговая зона, где в настоящее время протекает образование береговых форм и толщ прибрежных отложений.

Далее мы перейдем к детальному рассмотрению современных представлений о процессе формирования рельефа в береговой зоне морского побережья.

1. Волнение как основной фактор формирования берега

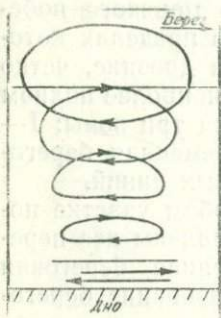
Важнейшим фактором рельефообразования и процессов перемещения наносов в береговой зоне являются волны и связанные с ними волновые течения. Волны возникают в результате воздействия ветра на поверхность водоема. Ветер вызывает в верхнем слое водной массы колебательные движения, заключающиеся в том, что частицы воды начинают описывать замкнутые орбиты в вертикальной плоскости по направлению ветра. Там, где частицы воды занимают наивысшее положение на орбитах, на поверхности водоема образуется выпуклость—гребень волны, а самому низкому положению колеблющихся частиц соответствует углубление—ложбина или подошва волны.

В процессе развития волнения частицы воды, находящиеся в данный момент в одной фазе движения по орбите, располагаются рядами, перпендикулярными к направлению ветра, что связано с особенностями механизма передачи движения ветра водной поверхности, который может быть назван фрикционным. В результате гребни и ложбины тянутся на достаточно большое расстояние.

Наиболее четко колебательный характер движения воды

выражен во время появления зыби. Последняя возникает после прекращения ветра, когда волны становятся правильными, с симметричным поперечным профилем и на их поверхности исчезают мелкие волны и рябь. Такие волны могут быть исследованы математически, и закономерности их движения и развития тождественны тем, которые выведены для так называемых трохоидаальных волн.

Теория трохоидаальных волн, разработанная еще в начале прошлого столетия чешским ученым Герстнером, считает, что волновые движения на глубину постепенно затухают, причем,



если глубина нарастает в арифметической прогрессии, то высота волны, т. е. диаметр орбиты, уменьшается в геометрической прогрессии. В то же время длина, скорость и период волн с глубиной почти не меняются. Так, например, на глубине, равной длине волны, диаметр орбиты составит всего лишь $\frac{1}{512}$ часть диаметра поверхностной орбиты, а период и длина волны остаются почти такими же, как и на поверхности.

Там, где водные массы обладают большими глубинами, орбиты вплоть до окончательного затухания сохраняют свою круговую форму. На мелководье же волны не только воздействуют на дно моря, но и сами испытывают воздействие дна. Их орбиты вместо круговых становятся эллиптическими, так как изменяется характер их затухания с поверхности на глубину — происходит не только уменьшение радиуса, но и сами орбиты становятся все более уплощенными.

Одновременно с этим орбиты приобретают асимметричные очертания, так как нижняя вертикальная полуось сокращается быстрее, чем верхняя. С уменьшением глубины орбиты не только все больше уплощаются, но сильнее проявляется их асимметрия, и они становятся караваяобразными (рис. 19).

Поскольку по мере удаления от поверхности моря в глубину вертикальные и горизонтальные оси орбит на мелководье сокращаются неодинаково, то у дна вертикальная ось становится равной нулю, и частицы воды в придонном слое совершают не орбитальные движения, а линейные поступательно-возвратные: в сторону берега при прохождении ложбины.

Развитие асимметрии уплощенных орбит приводит к тому, что пути, описываемые колеблющимися частицами в течение каждого полупериода, оказываются неодинаковыми. Верхнюю, более растянутую часть орбиты частица должна пройти с большей скоростью, чем более короткую и уплощенную

70

нижнюю часть. В волне мелководья частицы воды, описывая свои неправильные орбиты, должны с большей скоростью двигаться в сторону берега и с меньшей скоростью от берега. Эти же соотношения сохраняются и в придонном слое для линейных поступательно-возвратных движений.

Эта асимметрия скоростей, отмечает В. П. Зенкович, позволяет объяснить целый ряд очень важных явлений в динамике берегов и, по существу, ложится в основу современной теории абразионно-аккумулятивной зоны процесса в береговой зоне.

Необходимо отметить, что волна мелководья испытывает также изменения внешней формы и размеров. У нее возникает асимметрия профиля—передний склон становится круче, а задний относительно выполаживается, что является следствием отмеченной выше асимметрии скоростей. Кроме того, происходит уменьшение длины волны, а так как длина уменьшается быстрее высоты, это увеличивает крутизну волн.

По мере выхода волны на малые глубины происходит полное ее разрушение и преобразование в прибойный поток. Происходит это обычно на глубинах, равных высоте волны, так как в этой зоне ее гребень начинает опрокидываться. На глубину разбивания волны в значительной степени влияет направление и сила ветра. Сильный ветер может обусловить разрушение волны даже на глубинах, значительно превосходящих ее высоту.

Опрокидывание гребня волны у отмелого берега влечет за собой образование волны перемещения или переносной волны. После полного разбивания волны масса воды уже не подчиняется законам волнового движения и превращается в прибойный поток, взбегающий вверх по откосу с постепенным замедлением своей скорости. Обратное движение потока идет также сначала с ускорением, а затем замедляется вследствие сопротивления следующей волны.

Наконец, необходимо рассмотреть еще одно явление в преобразовании волн при их подходе к берегу, известное под названием рефракции волн. Представим себе, что на значительном расстоянии от береговой линии волны движутся под некоторым углом к ней. Если это волны зыби, то в открытом море они располагаются параллельными друг к другу рядами, но как только часть фронта волны попадает на мелководье, начинается ее торможение. Одновременно с этим остальная часть фронта будет продолжать двигаться с такой же скоростью, в результате чего произойдет постепенный разворот всего фронта волны, и она может занять положение, параллельное линии берега.

Такая рефракция морских волн разработана В. В. Шулейкиным (1953 г.), который считает это явление аналогичным рефракции световых волн. На рис. 20, а изображена

схема рефракции волн ровного берега и на рис. 20 б—рефракция у бухтового берега, где она протекает намного сложнее. Любой извилистый берег можно разделить на ряд отдельных, почти прямолинейных отрезков, поэтому и здесь фронт волны испытывает рефракцию, но очень сложного характера. В итоге волна может подойти почти параллельно к извилистой линии берега.

Изменение плановых очертаний фронта волны неминуемо сопровождается «растяжением» фронта в бухтах и «сжати-

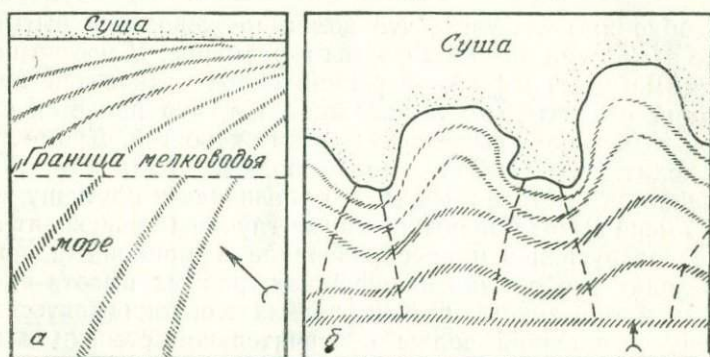


Рис. 20. Рефракция волн на мелководье (по О. К. Леонтьеву).

а—у открытого берега; б—у бухтового берега. Ширина полос, изображающих положение фронта волны, соответствует величине энергии волны. Стрелками показано направление распространения волны.

ем» у мысов, что приводит к перераспределению энергии волны, первоначально приходившейся на единицу фронта волны. В бухтах будет происходить рассеивание энергии, а против мысов—концентрация. В результате на мысах обычно наблюдается интенсивный размыв берега, а рядом в бухтах преобладает аккумуляция.

Таким образом, явление развития волновых колебаний необходимо рассматривать не только в вертикальной плоскости, но и в плане.

2. Поперечное перемещение наносов и формирование профиля равновесия подводного склона

Работа волн в береговой зоне проявляется в непосредственном разрушении основания береговых обрывов и коренных пород, слагающих подводный склон берега, а также в перемещении и истирании обломочного материала на подводном склоне и в зоне прибоя.

Движение и перемещение наносов является наиболее сложным и очень важным процессом во всем комплексе явлений, происходящих в береговой зоне и определяющих все

морфологические изменения побережья. Этот раздел учения о берегах почти целиком разработан В. П. Зенковичем.

Любая частица наноса в береговой зоне совершает свое движение по воздействию двух сил — волнения и силы тяжести, причем их направления нередко бывают прямо противоположны, и отрезки пути, совершаемые частицей в этих противоположных направлениях, не равны между собой.

Если луч волны образует прямой угол с направлением береговой линии, то имеет место поперечное перемещение наносов. В этом случае действие волны и силы тяжести будет происходить по одной линии. Если же луч волны образует с береговой линией острый угол, то частица станет двигаться не только в сторону берега, но и вдоль него. Такой вид перемещения называется донным продольным перемещением.

В большинстве случаев поперечное и продольное перемещения комбинируются друг с другом, хотя каждое из них может проявляться самостоятельно в «чистом виде». Для того чтобы лучше выявить закономерности процесса перемещения наносов, рассмотрим поперечное перемещение.

Представим себе подводный откос, имеющий одинаковый уклон и сложенный частицами наноса одинакового состава и крупности. Как уже было отмечено выше, при прохождении гребня волны в придонном слое возникают токи воды в сторону берега, а при прохождении подошвы — волны, направленные от берега. На горизонтальном дне при недеформированном графике скоростей волновых движений частицы наносов продвинутся в сторону берега, когда над ними пройдет гребень волны, а затем вернуться в исходное положение при прохождении подошвы волны.

На наклонном дне, даже если волны не деформированы и график волновых скоростей симметричен, сила тяжести, направленная вниз по склону, сократит отрезок пути движения наносов вверх по склону и увеличит их путь вниз по склону. После каждого колебания частицы будут перемещены на некоторое расстояние вниз по склону, которое определяется разностью отрезков пути противоположных направлений. Следовательно, на частицы наносов, лежащие на склоне, во время волнения действуют три силы, и их движение осуществляется в сторону результирующей.

По мере уменьшения глубины волна приобретает все более резко выраженную асимметричную форму, в соответствии с чем становится асимметричным и график скоростей. В некоторой точке склона эта асимметрия дает такое превышение течения, направленного к берегу, что оно окажется равным воздействию силы тяжести, и частицы наносов, пройдя некоторый путь вверх по склону, вернуться на прежнее место, результирующая окажется равной нулю.

Ближе к берегу, при уменьшении глубин, асимметрия графика скоростей будет еще резче, и поэтому преобладание скоростей в сторону берега может стать таким, что частицы наносов не вернуться на старое место и сдвинутся в сторону берега, т. е. результирующая будет направлена к берегу. Чем больше будет уменьшаться глубина, тем больше будет возрастать движение донных наносов в сторону берега.

Таким образом, на плоском подводном откосе образуются две зоны движения частиц: нижняя, в пределах которой наносы будут сдвигаться вниз по склону, и верхняя, где они испытывают перемещение вверх по склону. Границу между этими зонами образует некоторая линия, параллельная берегу, на которой частицы совершают равные колебания вверх и вниз по склону, т. е. практически остаются на одном месте. Эта линия получила название нейтральной. Но поскольку в природе условия более сложны, чем это принято в данных рассуждениях, то следует говорить не о нейтральной линии, а о нейтральной зоне (рис. 21).

После установления общих закономерностей движения частиц на подводном склоне в результате прохождения волн, можно легко представить себе процесс выработки профиля этого склона. В связи с тем, что по обе стороны от нейтральной линии имеет место вынос материала, в этих местах должны образовываться «выемки». Из верхней выемки значительная часть материала выбрасывается на берег и, отлагаясь у береговой черты, накапливается в виде пляжа. Материал, вымываемый из нижней зоны размыва, отлагается у подножия подводного склона в зоне затухания волнового действия, вызывая его удлинение и уплощение.

В связи с этим профиль подводного склона деформируется таким образом, что выше от нейтральной линии он становится более крутым, чем первоначальный, а несколько ниже ее—более пологим, так как его форма приспособляется к закону волновых движений.

Такой профиль был назван В. П. Зенковичем «профилем равновесия подводного склона, сложенного наносом». На рис. 21 (а, б, в,) изображена схема выработки такого профиля. Берега подобного типа называют аккумулятивными.

Рассмотрим другой случай, когда берег и исходный береговой откос имеют значительную крутизну и сложены горными породами или глинами, не дающими большого количества обломочного материала. Значительная крутизна подводного склона приводит к тому, что наиболее интенсивное воздействие волновой энергии имеет место вблизи береговой черты. Здесь образуется выемка или волноприбойная ниша, постепенное углубление которой приводит к обрушиванию выше-

лежащей массы горной породы и образованию отвесной стенки клифа.

Подвергаясь постоянно разрушению, клиф постепенно

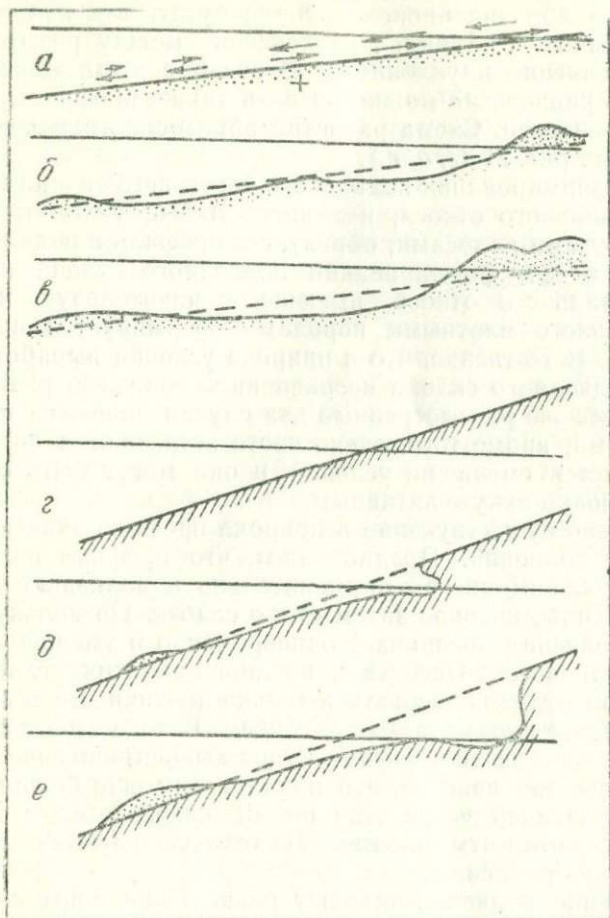


Рис. 21. Схема выработки профиля равновесия склона, сложенного наносом (а, б, в), и абразионного склона приглубого берега, сложенного коренной породой (г, д, е).

На рис. «а» стрелками показано движение частиц наносов при прямых (нижние стрелки) и обратных (верхние стрелки) волновых движениях; крестиком показано положение нейтральной линии. (Из книги О. К. Леонтьева «Основы геоморфологии морских берегов».)

отодвигается в глубь суши и становится все выше. Одновременно волны разрушают поверхность откоса, и перед отступающим клифом формируется широкая полого-выпуклая полоса абразионной прибрежной платформы, или бенча. Ин-

тенсивность воздействия волн на клиф по мере увеличения ширины бенча постепенно ослабевает, и может наступить такое состояние рассматриваемого профиля, когда в любой его точке абразия происходить не будет, так как наступит определенное состояние равновесия между размывающей силой волнения и уклонами. В связи с этим абразионный профиль равновесия можно назвать также профилем равного расхода энергии. Схема развития абразионного склона изображена на рис. 21 (г, д, е).

При формировании подводного берегового склона на месте первоначального откоса, имеющего малый уклон и сложенного рыхлыми наносами, образуется профиль в виде вогнутой кривой, а при формировании подводного склона на месте первоначального откоса, имеющего значительную крутизну и сложенного плотными породами, формируется выпуклый профиль. Естественно, что в природе условия выработки профиля подводного склона несравненно сложнее и разнообразнее, но все же рассмотренные два случая являются наиболее типичными, кроме того, очень часто встречаются берега, где наблюдается смещение условий, и они могут быть отнесены к абразионно-аккумулятивным.

Реально существующие в природе профили зависят также от силы волнения. Предположим, что профиль подводного склона уже выработан применительно к волнению какой-то средней силы, которое затем стало слабее. Поскольку уменьшение волнения обозначает одновременно и уменьшение глубины волнового воздействия на дно, при этих условиях деформации будет подвергаться только верхняя часть профиля, построенного предыдущим волнением. В ходе этой перестройки к верхней части профиля будет выноситься дополнительное количество наносов, что придаст ему еще большую крутизну. В нижней части этот новый профиль будет заканчиваться свалом, отмечающим предельную глубину воздействия волн данной силы.

Усиление волнения вызовет расширение зоны волнового воздействия на дно, в соответствии с чем нижняя граница берегового склона сместится на большую глубину. Так как сильное волнение будет воздействовать на дно с большей энергией, то склон в общем будет выполаживаться, а материал—сноситься далеко вниз по склону.

Итак, основную работу на подводном береговом склоне производят штормовые волны. Они не только воздействуют на очень широкую зону дна, большая часть которой при малых волнах даже не подвергается перестройке, но и производят работу с несравненно большей силой. Следовательно, профиль подводного берегового склона—это профиль, созданный штормами. Средние и слабые волнения лишь обрабатывают его, усложняя или надстраивая преимущественно в верхней

части, но они не в состоянии коренным образом изменить его форму.

В связи с тем, что штормовые волны вырабатывают в общем более пологий профиль и этот процесс сопровождается отеснением береговой линии в сторону суши, во время штормов обычно происходит размыв, а иногда и полное уничтожение пляжа. Но как только волнение начинает спадать, снесенный с пляжа материал опять начинает выбрасываться на берег, и береговая линия снова выдвигается в море, а верхняя часть профиля приобретает более крутой уклон. В описанном явлении есть некоторая аналогия с процессом развития долины, где также основное расширение дна и передвижение русла происходит преимущественно в паводок.

Необходимо также отметить, что во всех предыдущих рассуждениях о развитии профиля подводного склона взята некоторая изолированная система, в которой не предполагается какое-либо поступление или убыль наносов. В действительности же на любом участке подводного склона всегда будет наблюдаться или дополнительная прибыль обломочного материала за счет размыва берега и деятельности водных потоков суши, или его убыль за счет деятельности течений, истирания и т. д. Отсюда, одним из важнейших факторов, влияющих на формирование берега, является приход и убыль наносов, т. е. их баланс. Например, при очень большом поступлении материала даже абразионный подводный береговой склон может быть преобразован в аккумулятивный за счет погребения коренных пород под поступающими наносами. Следовательно, при изучении берегов, их морфологии и генезиса необходимо самым тщательным образом изучать движение наносов в прилегающей береговой зоне.

Не меньшее влияние на выработку профиля подводного склона оказывает крупность обломочного материала, слагающего аккумулятивный берег. Из анализа реально существующих профилей аккумулятивного берега, проведенного В. П. Зенковичем и О. К. Леонтьевым, следует, что профиль подводного склона, сложенного галькой, почти полностью отвечает теоретическому профилю. Он имеет вид правильной вогнутой кривой с уклонами, наибольшими у уреза и постепенно выполаживающимися на глубину.

Своеобразное строение имеют чисто песчаные откосы, вогнутый профиль которых обычно вблизи берега осложняется одним или несколькими песчаными валами (барями). Их образование большинством исследователей связывается с особенностями расходования энергии волн при их прохождении над отлогим песчаным дном.

В. П. Зенкович образование баров объясняет следующим образом. Как известно, на глубинах, близких к двойной высоте волн, происходит их забурунивание — частичное разру-

шение. При этом часть материала, перемещаемого волновыми движениями вверх по склону, отлагается на дне, создавая основу для образования подводного вала. Волна, перестроившись после забурунивания, движется дальше к берегу с меньшими параметрами и может снова выйти на глубину, равную двойной величине ее новой высоты. Здесь опять произойдет забурунивание, а вместе с ним и отложение материала на дне. Этот процесс может повторяться неоднократно, что объясняет явление множественности подводных валов (рис. 22).

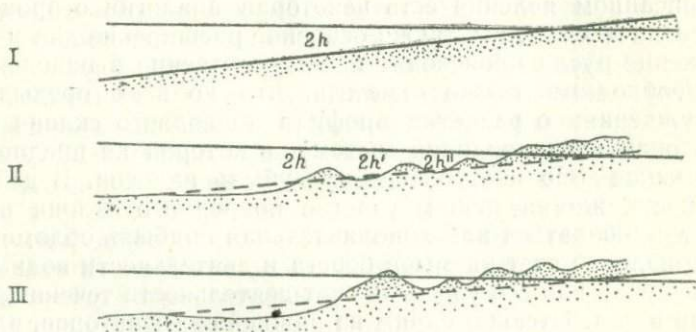


Рис. 22. Различные стадии образования подводных валов (по В. П. Зенковичу).

Согласно гипотезе В. П. Зенковича, подводные валы по мере своего роста постепенно перемещаются к берегу за счет пересыпания материала со склона, обращенного к морю, и гребня вала на его передний склон. Завершением этого движения является выход вала на поверхность и причленение к берегу, что подтверждается многочисленными наблюдениями (О. К. Леонтьев, И. В. Самойлов и др.).

Наиболее характерной формой аккумулятивного берега является пляж, представляющий скопление обломочного материала в зоне действия прибоя. Формирование пляжа и его форма являются результатом деятельности прибойного потока, которым кончается волна.

Стадию пляжа проходит в своем развитии любая часть аккумулятивного берега, причем это наиболее подвижная и быстро меняющаяся его часть. Наклон поверхности пляжа и его ширина определяются соотношением скоростей прямого и обратного потоков и крупностью наносов, слагающих пляж. Как отмечают О. К. Леонтьев и В. В. Лонгинов, в морфологии и динамике песчаных и галечных пляжей имеется очень существенное различие. На песчаных пляжах материал перемещается в основном во взвешенном состоянии, а на галечных — путем влечения по поверхности пляжа. В резуль-

тате крутизна галечных пляжей значительно больше, а ширина меньше, чем у песчаных пляжей.

В зависимости от особенностей рельефа берега образуется два типа галечного пляжа—двусклонный, или пляж полного профиля, и односклонный, или прислоненный. Пляж полного профиля образуется при условии наличия свободного ровного пространства, например прибрежной низменной равнины, лагуны, устья реки и т. п. Морфологически он представляет собой береговой вал с асимметричным профилем. К суше обращен крутой склон, а к морю—пологий. Прямой прибойный поток взбегаёт по пологому склону, и часть его переливается через гребень, сваливая здесь гальку, из которой и формируется склон, обращенный к берегу. Таким путем береговой вал постепенно увеличивается и продвигается в сторону берега. Пределом его роста в высоту является высота, на которой иссякает энергия прямого потока.

Односклонный пляж формируется у подножия уступа, если прибойный поток в состоянии достигнуть его подножия. Рельефообразующее значение в этом случае имеют как прямой, так и обратный потоки. Профиль прислоненного пляжа может быть либо вогнутым, либо выпуклым, причем общая вогнутость свидетельствует о значительном участии обратного потока в формировании пляжа, а выпуклая форма говорит о резком преобладании скоростей прямого потока над обратным, по крайней мере в нижней части пляжа.

Процесс формирования песчаного пляжа значительно отличается от процесса образования галечного пляжа. Песчаные пляжи обычно формируются на более отмелом берегу, и поэтому здесь до береговой линии доходят значительно ослабленные волны. В результате на песчаном пляже береговые валы гораздо ниже, уклоны поверхностей меньше, но сам пляж гораздо шире. Значительно осложняют развитие профиля песчаного пляжа такие факторы, как сгоны и нагоны, приливы и отливы и эоловые процессы. Но в целом, как отмечает В. П. Зенкович, песчаные пляжи обнаруживают при постоянстве уровня моря более значительную устойчивость, чем галечные, и претерпевают большие изменения лишь при очень сильных штормах.

Если на пляже наносы состоят из обломков различных размеров, то прибойный поток производит их сортировку. При этом крупные частицы концентрируются на участках профиля с крутым уклоном, а мелкие—на пологих участках. На гребне и непосредственно под ним, в верхней части склона, обращенного к суше, обычно накапливается крупный материал, заброшенный сюда самыми большими волнами. В ходе этой сортировки нередко происходит также сепарация материала по его удельному весу, что приводит к возникновению

на пляже зон, обогащенных тяжелыми минералами, т. е. создаются россыпи полезных ископаемых.

В заключение этого раздела следует сказать, что вопрос об асимметрии и деформации волн на мелководье, а также о воздействии волновых движений на дно впервые был рассмотрен и теоретически объяснен итальянским ученым П. Корналя в 1881 году. Поскольку он не располагал какими-либо инструментальными данными, то мог опираться лишь на визуальные наблюдения за движением волн на мелководье и общие теоретические соображения. Несмотря на это, Корналя сделал очень интересные и важные выводы и построил теорию так называемой «нейтральной линии».

Много позже, в 1946 году, на эти полузабытые представления обратил внимание В. И. Зенкович, который значительно развил их и подтвердил экспериментальным путем при помощи приборов-самописцев, установленных на морском дне в береговой зоне. Так была разработана теория одного из важнейших экзогенных рельефообразующих процессов, которая в Советском Союзе носит название теории Корналя-Зенковича.

3. Продольное перемещение наносов

Второй очень важной стороной процесса формирования рельефа береговой зоны является продольный перенос наносов, определяющий образование большинства береговых и подводных аккумулятивных форм.

Продольный перенос возникает в связи с тем, что волны в ряде случаев подходят к берегу под каким-то углом вследствие незавершенного процесса рефракции. Как оказывается, полную рефракцию обычно испытывают волны очень сильных штормов, поскольку этот процесс у них начинается в значительном удалении от берега и они успевают полностью «развернуться», подойдя к берегу. Волны же средних и тем более слабых штормов испытывают рефракцию лишь частично и подходят к берегу под каким-то острым углом. В этом случае частицы наносов, находящиеся на подводном склоне, при прохождении волны будут перемещаться не в направлении распространения волн, а под некоторым углом к нему, так как направление волновых колебаний не совпадает с направлением действия силы тяжести (рис. 23).

Это можно объяснить следующим образом: когда при прохождении гребня волны частицы наносов движутся вверх по склону, под некоторым углом к линии наибольшего падения, уже происходит отклонение от направления волны, так как на них оказывает свое влияние сила тяжести. При обратном же движении, при прохождении ложбины волны, отклонение под действием силы тяжести становится еще большим, и нередко частицы движутся просто вниз по склону. В итоге, ча-

стицы описывают на склоне зигзагообразный путь, в результате которого наносы за несколько волновых колебаний могут переместиться не только в сторону берега или вниз по склону, но и вдоль него. Таким образом, косой угол подхода волн к берегу обеспечивает не только поперечное, но и продольное береговое перемещение наносов.

Вслед за этим возникает вопрос: какой угол подхода волны обеспечивает наибольшую скорость продольного движения наносов? Как показали многочисленные исследования, он различен для разных уклонов дна. Так, угол в 45° является

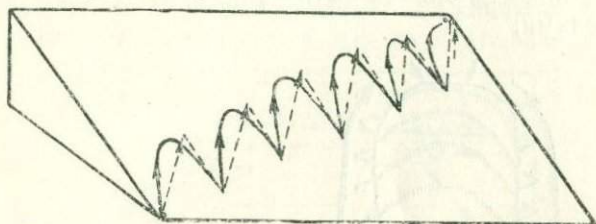


Рис. 23. Путь частицы наносов, перемещаемой прибором по наклонной поверхности подводного берегового склона при подходе волны под острым углом к берегу.

оптимальным при уклоне в 0,023, а вообще же при изменении уклона в пределах 0,1—0,01 значение оптимального угла меняется от 35° до 50° .

Скорость продольного перемещения наносов зависит от их крупности и интенсивности шторма. Так, на черноморском побережье Кавказа при трехбалльном волнении галечные наносы передвигаются со скоростью от 38 до 43 м в час, а максимальная зарегистрированная скорость песчаных наносов достигает 2000 м в час.

Явление массового перемещения наносов вдоль берега, суммарно сохраняющее длительное время одно и то же направление, называется потоком наносов. Кроме того, следует различать еще другое понятие—миграция наносов, представляющее собой местные и кратковременные подвижки вдоль берега в том или ином направлении.

Поток наносов может иметь разную ширину и занимать либо весь подводный склон, либо его часть. В зависимости от расположения потока следует различать донные и береговые потоки, причем перемещение гальки происходит только в верхней части подводного берегового склона, а песок и более тонкий материал характерны для донных потоков, хотя нередко ими образуются и береговые потоки.

Исследования советских ученых показали, что скорости перемещения наносов зависят от характера перемещаемых частиц и уклона дна. У приглубого берега скорости продольного перемещения резко возрастают, поскольку в этих усло-

виях волны почти не испытывают торможения и не теряют энергию на мелководье. В связи с этим на приглубых берегах пляжи обычно бывают сложены крупнообломочным материалом— галькой и гравием—и скорость продольного берегового перемещения во много раз превосходит скорость донного перемещения. На отмелях же берегах наибольшие скорости продольного перемещения располагаются в значительном удалении от берега ,во внешней части зоны забурунивания волн, и поэтому они сложены песчаным материалом.

Поток наносов может быть охарактеризован следующими показателями:

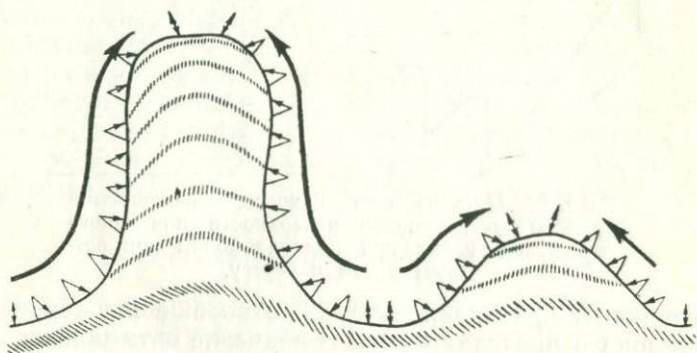


Рис 24. Продольное перемещение наносов вдоль бухтового берега (по В. П. Зенковичу).

Крупные стрелки—потоки наносов; маленькие стрелки изображают характер траектории частиц; ширина заштрихованных полос, изображающих гребни волн, соответствуют заключенной в волне энергии.

1. **Емкость**—максимальное количество наносов, которое волны и течения способны переместить вдоль данного участка берега в единицу времени. Емкость достигает максимума, когда угол подхода волны равен оптимальному.

2. **Мощность**—количество материала, фактически перемещаемое вдоль берега в единицу времени.

3. **Насыщенность**—отношение мощности к емкости.

В насыщенном потоке вся энергия волн расходуется на перемещение и движение наносов. Если же поток не насыщен, то часть энергии идет на размыв дна или берегового обрыва, и наличие обнаженных участков коренных пород на дне или берегу может рассматриваться как характерный признак насыщенности потока. Когда количество поступающего материала превышает емкость, то происходит выпадение и отложение части материала.

Весьма своеобразная картина продольного перемещения наносов наблюдается у бухтового берега. Фронт волны при подходе к нему заметно деформируется (рис. 24), и при вхождении в бухту волны располагаются под некоторым углом к береговой линии, в результате чего возникают вдольберего-

вые потоки наносов, направленные к вершине бухты. Поскольку же в вершине бухты фронт волны параллелен или почти параллелен береговой линии, движение наносов в этой области становится поперечным. Кроме того, к вершине бухты скорость волны обычно уменьшается. Все это в совокупности приводит к тому, что вершина бухты является областью аккумуляции и здесь формируется широкий пляж, а каждый мыс представляет собой участок активного размыва с уносом наносов в стороны.

Конфигурация берега оказывает свое влияние на продольный перенос наносов еще и в другом направлении. Как от-

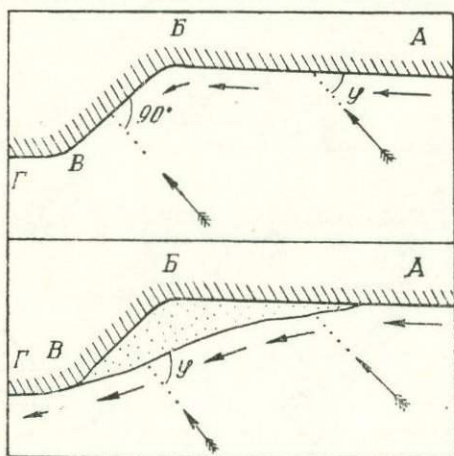


Рис. 25. Образование надводной террасы при заполнении входящего угла (по О. К. Леонтьеву).

мечает В. П. Зенкович, очертания берега определяют протяженность потоков наносов, которые в ряде случаев прерываются. Причины, вызывающие перерыв в потоке, следующие:

1) Обрывистость отдельных участков берега, причем обрыв уходит на значительную глубину.

2) Угол подводного откоса сильно отклоняется от профиля равновесия. При этом нанос прекращает свое движение: он или сваливается к подножию склона, или выбрасывается на берег.

3) Изменение направления берега, вызывающее резкое уменьшение скорости движения наносов или его полную остановку.

4) Эстуарии или бухты с глубокими устьями.

Вследствие этих причин в районах изрезанных берегов возникает множество коротких, различно ориентированных потоков наносов, зарождающихся у каждого участка абрадируемого берега или устья реки и заканчивающихся у кру-

тых перегибов берега. Это приводит к тому, что в зоне прекращения потока наносов происходит отложение материала и возникают аккумулятивные формы рельефа. В. П. Зенкович и О. К. Леонтьев различают следующие основные типы накопления наносов:

1. Заполнение входящего угла берега (рис. 25). Береговая линия делает резкий поворот в сторону моря. На отрезке *АВ* волны подходят под острым углом, близким к оптимальному, а на отрезке *ВВ*—почти под прямым углом. Вследствие этого на втором отрезке скорость вдоль берегового перемещения резко замедляется, а посколь-

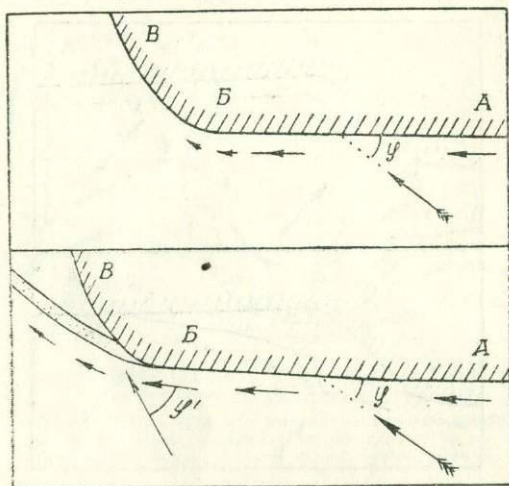


Рис. 26. Образование косы при огибании выступа берега (по О. К. Леонтьеву).

ку со стороны участка *АВ* наносы поступают с прежней скоростью, здесь начинается интенсивное отложение, постепенно заполняющее угол берега. Движение наносов на третьем отрезке *ВГ* может начаться только тогда, когда аккумуляция достигнет мыса *В*.

Сформировавшаяся в этих условиях форма представляет собой аккумулятивную террасу, примкнувшую к коренному берегу, и поэтому она должна быть отнесена к классу примкнувших аккумулятивных форм.

2. Огибание выступа берега (рис. 26). Береговая линия делает резкий поворот в сторону суши. Вдоль отрезка *АВ* движется поток наносов, перемещаемый волнами, угол подхода которых близок к оптимальному. В месте перегиба берега, у точки *В*, поток наносов ровно замедляет свое движение, так как волны испытывают здесь рефракцию со значительным растяжением фронта, что приводит к резкому падению энергии волн. Вследствие этого перемещение наносов за точкой *В* прекращается или сильно замедляется и

начинает образовываться аккумулятивная форма рельефа в виде косы. Поскольку коса соединяется с берегом только своей корневой частью, а конец ее свободный, она относится к классу свободных аккумулятивных форм.

3. **Внешняя блокировка берега** (рис. 27). Как пишет О. К. Леонтьев, образование аккумулятивной формы происходит в условиях защиты какого-то участка берега островом, отмелью или мысом. Вдоль отрезка берега *ГД*, защищенного от воздействия волн, происходит падение емкости

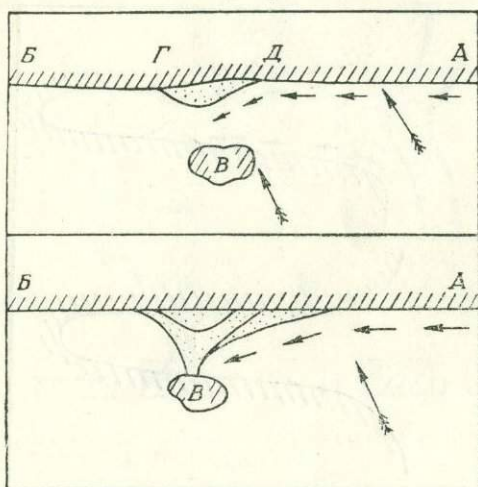


Рис. 27. Образование аккумулятивной формы при внешней блокировке берега (по О. К. Леонтьеву).

потока, наносы замедляют или полностью приостанавливают свое движение и образуют аккумулятивную форму рельефа.

На первых порах своего развития эта форма может быть примкнувшей в виде аккумулятивного выступа или наволока. Дальнейшее же поступление наносов приводит к нарастанию конца наволока, который будет все больше выдвигаться в сторону защищенной островом акватории. На этой стадии своего развития данная форма будет относиться к классу свободных аккумулятивных форм.

В дальнейшем эта форма может достигнуть своим окончанием блокирующего острова и полностью замкнуть пролив. Такая форма носит название том боло, или перейма, и относится к классу замыкающих аккумулятивных форм.

4. **Общее падение энергии волнового поля в бухтах** (рис. 28). Как уже отмечалось выше, волны, входя в бухту, испытывают рефракцию, выражающуюся в растяжении фронта волны, в связи с чем волновое воздействие на боковые стороны бухты по мере удаления от ее устья

уменьшается. В узких и длинных заливах наносодвижущая способность волны может даже затухнуть задолго до вершины бухты. Там, где волновой энергии окажется недостаточно для дальнейшего переноса наносов, начнется их отложение. Образование аккумулятивной формы на этом месте напоминает ход развития аккумулятивной формы при блокировке берега. Постепенно примкнувшая форма превращается в свободную, достигает своим концом противоположного берега бухты и замыкает ее. В этом случае часть бухты пре-

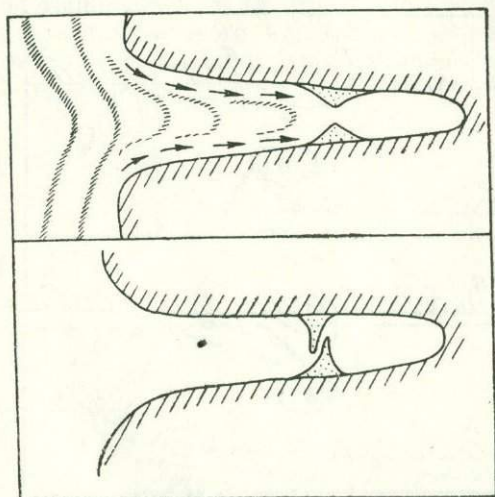


Рис. 28. Образование аккумулятивной формы внутри бухты при падении энергии волнового поля (по О. К. Леонтьеву).

вращается в лагуну, а аккумулятивная форма, перегораживающая залив, будет называться пересыпью.

Очень часто аккумулятивные формы этого типа образуются одновременно на обоих берегах залива, и постепенно две косы, нарастая навстречу друг другу, могут соединиться и образовать пересыпь. В некоторых случаях, например при интенсивных приливо-отливных явлениях или впадении в бухту крупной реки, между косами остается постоянный пролив.

В. П. Зенкович и О. К. Леонтьев отмечают, что в природных условиях можно найти большое количество примеров рассмотренных выше элементарных аккумулятивных форм, созданных продольным переносом наносов, но в большинстве случаев аккумулятивные формы имеют более сложное строение, так как сформировались они под одновременным воздействием нескольких факторов. Например, перейма или томболо могут образоваться не только как форма блокировки, но и как форма заполнения угла; при образовании мно-

гих кос одновременно может присутствовать элемент огибания выступа и элемент общего падения энергии или фактор блокировки и т. д. Поэтому необходимо различать в виде самостоятельных генетических типов еще следующие, более сложные аккумулятивные формы.

5. Аккумулятивные формы двустороннего питания. Целая группа аккумулятивных форм образуется в процессе двустороннего питания. Среди них можно встретить формы примкнувшие, свободные и замыкающие.

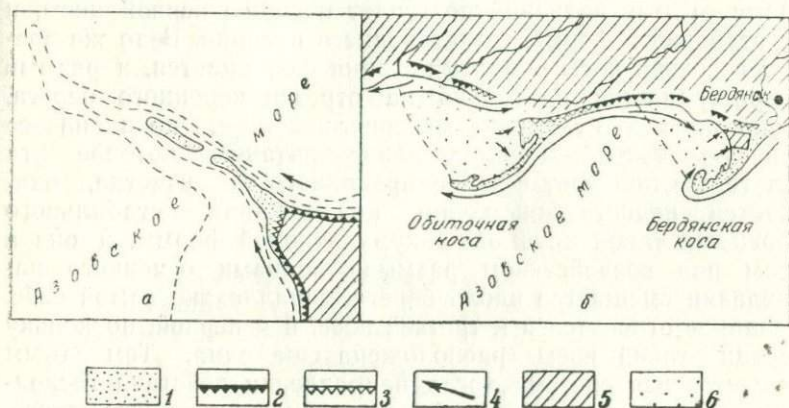


Рис. 29. Аккумулятивные формы двустороннего питания (по В. П. Зенковичу).

а—стрелка; б—косы азовского типа.

1—аккумулятивные формы; 2—образный берег; 3—отмерший образный клиф; 4—направление перемещения наносов; 5—коренная суша; 6—зона блокировки берега косой.

Аккумулятивная терраса в вершине бухты практически является формой двустороннего питания, так как она обычно формируется при поступлении материала вдоль обоих берегов бухты.

Широко распространены косы двустороннего питания, среди которых особое место занимают стрелки, образующиеся у выступов коренного берега, к которым материал поступает с двух сторон (рис. 29, а). Наиболее благоприятными условиями формирования стрелок является перпендикулярное расположение двух систем волнений, имеющих примерно одинаковую среднюю балльность и повторяемость. При изменении этих соотношений косы с двусторонним питанием будут видоизменять свою форму. Так, различают косы азовского типа, возникающие у сравнительно небольших выступов коренного берега при подходе волн под очень острым углом. Эти косы обычно образуют целую систему, и их развитие протекает во взаимной связи (рис. 29, б). О. К. Леонтьев так описывает процесс их возникновения: «На первой ста-

дни развития каждая из таких кос образуется за счет абразии соседнего участка берега, располагающегося с подветренной стороны косы. На некотором расстоянии от нее располагается другая такая же коса. По мере своего роста первая коса блокирует все больший отрезок берега, являющегося участком питания для соседней косы, от волнений господствующего направления, и здесь, под защитой первой косы, начинают доминировать ветры и волнения второстепенного направления. Материал с заблокированного участка под действием этих волнений поступает к корню первой косы, и она становится формой двустороннего питания. В то же время у соседней косы область питания сокращается, и размыв распространяется не только на отрезок коренного берега, откуда происходит подача материала к косе, но и на ее корневую часть. Дополнительное питание, которое эта коса также получает с заблокированного ею участка, оказывается недостаточным для поддержания стабильного положения такой крупной аккумулятивной формы, и она в целом под воздействием размыва волнами основного направления смещается вдоль берега параллельно самой себе. Сказанное относится и к третьей косе, и к первой, поскольку впереди такой косы расположена еще одна. Тем самым смещается вся система кос в направлении действия господствующего волнения. Морфологическим признаком этого смещения является надвигание береговых валов, созданных волнением господствующего направления на валы, разбитые у корневой части косы и образованные в результате воздействия волнений второстепенного направления».

6. Петлевидные аккумулятивные формы в зависимости от стадии своего развития могут быть свободными или замыкающими. Они образуются при блокировке берега прилегающей к нему отмели. В этих условиях поток наносов при достижении отмели будет замедлять свою скорость и откладывать по ее краю часть материала. Дальнейшее перемещение наносов вдоль внешнего края отмели образует петлевидную аккумулятивную форму.

Нередко эти формы возникают в результате преобразования прямолинейных кос. В некоторых случаях косы по мере своего развития, выдвигаясь в море, начинают испытывать воздействие волн, имеющих направление, не совпадающее с направлением их роста. В результате этого косы начинают изгибаться и приобретать петлевидную форму. Превращение прямолинейной косы в петлевидную может произойти и в том случае, если она выходит на большие глубины, что препятствует ее дальнейшему выдвиганию в прежнем направлении. Тогда под действием волн открытого моря коса может начать отгибаться к берегу и в конце концов причлениться к нему своим свободным концом.

7. Сложные переи́мы. К сложным аккумулятивным формам также относятся сложные переи́мы (томболо), имеющие несколько кос, соединяющих остров с материком. Некоторые из этих кос могут остаться недоразвившимися и иметь один конец свободным.

Как отмечает О. К. Леонтьев, типы сложных аккумулятивных форм весьма многообразны, что находится в связи с множеством сочетаний факторов и условий их образования, но в таком кратком обзоре, как наш, дать их характеристику не представляется возможным.

Итак, вдольбереговое перемещение масс обломочного материала является одним из важнейших факторов развития контура берега и создает многие формы рельефа морского побережья.

В. П. Зенкович предложил следующую морфологическую классификацию береговых аккумулятивных форм, созданных как продольным, так и поперечным перемещением наносов:

I. Примкнувшие формы

1. Надводные террасы.
2. Наволоки.

II. Свободные формы

1. Косы.
2. Стрелки.

III. Замыкающие формы

1. Пересыпи.
2. Переи́мы.
3. Петлевидные косы.
4. Двойные косы.

IV. Отчлененные формы

1. Отчлененные бары.
2. Аккумулятивные острова.

4. О процессе эволюции береговой линии

Процесс эволюции береговой линии под действием волнового фактора давно интересует многих исследователей. Первое его решение дал Д. Джонсон в виде схемы стадий выравнивания ингрессионного берега, широко известной по многим учебникам общей геоморфологии и общей геологии. В связи с глубокой разработкой в последние годы В. П. Зенковичем, О. К. Леонтьевым и многими другими советскими исследователями общей теории волноприбойного процесса в береговой зоне подверглись пересмотру и представления Д. Джонсона. Как оказалось, им были уловлены только некоторые частные закономерности. Что же касается конечного результата процесса, так называемой стадии старости, то схема Д. Джонсона просто неверна.

Необходимо подчеркнуть, что как Д. Джонсон, так и последующие исследователи морских берегов считают, что общим направлением в эволюции контура берега является его выравнивание. Этот процесс протекает с разными вариантами, в зависимости от конкретных условий и не так просто, как предполагал Д. Джонсон.

Самым главным моментом, определяющим весь ход процесса эволюции контура берега, является единство абразии и аккумуляции. О. К. Леонтьев в своей книге «Основы геоморфологии морских берегов» (1961) пишет так: «Возникновение и развитие аккумулятивных форм, т. е. перемещение и аккумуляция наносов, представляет собой одну из важнейших сторон процесса эволюции береговой линии, но не исчерпывает всей сложности его. Вторую сторону эволюции берега составляет абразия, которая в большинстве случаев неразрывно связана с явлениями перемещения наносов и их аккумуляцией».

Таким образом, абразия и аккумуляция на морском берегу образуют единый процесс развития контура берега, и такие усложняющие факторы, как работа рек, деятельность организмов, приливо-отливные явления и т. п., принципиально не меняют его существа. Роль любого усложняющего фактора сводится в основном к усилению или ослаблению одной из сторон единого абразионно-аккумулятивного процесса.

Главными же условиями, непосредственно определяющими ход выравнивания бухтового берега, являются: 1. Исходное расчленение контура берега. 2. Исходные уклоны подводного склона. 3. Литолого-структурные условия береговой зоны. 4. Направление распространения волн относительно общего направления берега (экспозиция береговой линии).

Расчленение береговой линии создает различные условия для воздействия волн на берег, поэтому для хода эволюции его контура этот фактор имеет очень большое значение. Происхождение исходного расчленения может быть различным. Так, бухтовые берега могут быть ингрессионными, образовавшимися при погружении и затоплении морем прибрежных участков суши с эрозионным расчленением. Кроме того, расчленение берега может возникнуть в ходе самого развития береговых процессов в результате проявления интенсивной абразионной деятельности и образования различных аккумулятивных форм.

Среди основных типов исходного расчленения береговой линии по их генезису различают следующие:

1. Берега эрозионного расчленения:
 1. Риасовый тип.
 2. Лиманный тип.

II. Берега гляциального расчленения:

1. Фиордовый тип.
2. Фьердовый тип.
3. Шхерный тип.

III. Берега эолового расчленения

1. Аральский тип.

IV. Берега структурно-денадуционного расчленения

1. Далматинский тип.

V. Берега сбросово-глыбового расчленения

VI. Берега вулканического расчленения

О. К. Леонтьев особо отмечает, что хотя генезис расчленения берегового контура во многом определяет глубину вертикального расчленения и степень изрезанности исходной береговой линии и в силу этого имеет значение для дальнейшего развития берега, все же он не может рассматриваться как основной признак, определяющий это развитие. Исходное расчленение — это реликт прошлого, наследие того времени, когда на месте современного берега была еще суша. Поэтому, чем дальше береговая линия продвигается в своем развитии, тем в меньшей степени сказывается это наследие.

Исходные уклоны подводного склона являются более значительным фактором в процессе эволюции берега. Здесь, по В. П. Зенковичу, различаются три основных случая: 1) берег приглубый: на всем своем протяжении, 2) берег приглубый у мысов и отмельный в вершинах бухт и 3) берег отмельный на всем своем протяжении.

В первом случае в начале процесса весь берег будет подвергаться абразии, но более интенсивно у мысов и вследствие рефракции волн намного слабее внутри бухт. В результате продукты разрушения мысов начнут поступать к вершинам бухт, что вызовет их обмеление, и берега приобретут черты второго типа. Если же берега сложены легко размываемыми породами, не образующими грубых наносов, то мысы могут быть срезаны раньше, чем произойдет обмеление вершин бухт. Тогда отступающая береговая линия мысовых участков догонит более медленно отступающую береговую линию на бухтовых участках и возникнет выровненный абразионный берег.

Развитие берега второго типа протекает согласно закону рассеивания энергии в бухтах и концентрации у мысов, а также в соответствии с влиянием уклонов дна на характер воздействия волн на берег. Вследствие интенсивной абразии на мысах образуются местные потоки наносов, направленные вдоль боковых сторон бухт к их вершинам. Вначале, пока наносов немного, их потоки целиком достигают вершин

бухт, где и происходит их аккумуляция, но по мере увеличения насыщения, в связи с развитием абразии на мысах, начнется аккумуляция наносов на боковых сторонах бухт в соответствии с закономерностями образования аккумулятивных форм на участках общего падения энергии волнового поля.

Наконец, в некоторых случаях аккумулятивные формы начнут образовываться в устьевых частях бухт в соответствии с закономерностями образования свободных форм при огибании выступа берега. Этот этап энергичного абразионно-аккумулятивного процесса с широким развитием разнообразных абразионных и аккумулятивных форм соответствует стадии юности берега.

По мере отступления абразионных участков за ними следуют и связанные с ними аккумулятивные формы. Одновременно происходит увеличение количества наносов, питающих аккумулятивные формы, что приводит к отчленению бухт пересыпями или полному их заполнению наносами. Таким образом, на каком-то этапе развития бухтового берега мысы могут быть почти полностью срезаны, а бухты превращены в лагуны или участки наносной суши. Так возникает выровненный аккумулятивный берег.

Берег, отмельный на всем протяжении, может возникнуть при затоплении прибрежных аккумулятивных равнин. Волны в таких условиях разрушаются вдалеке от берега, и остаточные волны, достигающие береговой линии, не в состоянии производить существенную работу. Кроме того, в данных условиях на дне моря располагается большое количество обломочного материала, что способствует быстрому образованию берегового бара. Под защитой этого бара в дальнейшем начнут возникать небольшие аккумулятивные формы блокировки. Рост бара в высоту и перемещение в сторону берега приведет к его причленению к суше, и берег приобретет выровненный внешний контур.

Огромное влияние на ход развития берега оказывают структурно-литологические условия. Очень важно соотношение тектонических структур и общего направления берега, так как это определяет распределение пород различной прочности вдоль фронта берега.

Еще Ф. Рихтгофеном в 1886 году была разработана тектоническая классификация берегов, согласно которой выделяются следующие их типы:

1. Продольные, у которых тектонические структуры располагаются параллельно направлению берега.
2. Поперечные, у которых тектонические структуры образуют с направлением берега почти прямой угол.
3. Диагональные, у которых угол между простиранием тектонических структур и направлением берега близок к 45° .

4. Нейтральные, свойственные участкам с горизонтальным залеганием пород или развитием крупных однородных интрузий.

Продольные и нейтральные берега характеризуются однородным литологическим составом пород в береговой зоне, благодаря чему контур берега имеет незначительное расчленение. Диагональные и особенно поперечные берега отличаются частой сменой пород вдоль берега, что приводит к значительной изрезанности берегового контура.

На развитие абразионного процесса существенное влияние оказывает также характер залегания пород. Этот вопрос в литературе почти не освещен и рассматривается только К. Н. Невеским (1957) и О. К. Леонтьевым (1955 и 1961). Как отмечает О. К. Леонтьев, при прочих равных условиях абразия протекает более интенсивно в породах, залегающих горизонтально или имеющих умеренное падение к берегу или от берега. В случае чередования водоупорных и водопроницаемых пород наиболее благоприятным условием для разрушения берега является падение в сторону моря. В таких случаях на береговом уступе развиваются оползневые явления и главную роль в развитии оползневых форм играет абразия. В толще пород, имеющей слабое падение в сторону моря и не обладающей благоприятными условиями для развития оползней, обычно образуется ступенчатое дно. При крутом падении в сторону суши и чередовании стойких и податливых пластов образуется грядовой бенч.

Экспозиция береговой линии по отношению к направлению распространения волн открытого моря также является немаловажным фактором в эволюции берегового контура, поскольку ею в значительной мере определяется интенсивность воздействия волн на берег. Более детальной характеристики это положение не требует, так как этот момент ясен из самой теории волнового процесса.

Итак, при любом рельефе дна и разных очертаниях исходной береговой линии благодаря закономерностям волноприбойной деятельности водных масс в береговой зоне происходит выравнивание береговой линии и подводного склона. Такова общая тенденция в эволюции береговой линии.

5. Заключение

Рассмотренные выше разделы теории абразионно-аккумулятивного процесса: 1) волны как основной фактор формирования берега, 2) поперечное перемещение наносов и формирование профиля равновесия подводного склона, 3) продольное перемещение наносов и 4) о процессе эволюции береговой линии — являются основными в современном учении о геоморфологии морских берегов.

Кроме того, в учении о морских берегах имеются другие разделы, рассматривающие условия, осложняющие процесс, как например развитие берегов в условиях приливно-отливных явлений (ваттовые берега), аналоги ваттовых берегов на бесприливных морях, формирование побережья при тектонических поднятиях или опусканиях, особенности берегов дельт и т. д. Затем рассматриваются типы берегов, обусловленные зональными географическими факторами, и общая генетическая классификация берегов.

В задачу нашего курса не входит изложение всего учения о морских берегах. Мы ставим перед собой задачу ознакомить слушателя лишь с основными современными представлениями о существе рельефообразующего процесса, протекающего на морских берегах, а со всеми остальными разделами желающие могут ознакомиться по соответствующим учебным пособиям и руководствам.

Основная литература

1. Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. Том 1. Волновые процессы. — «Морской транспорт», 1946, № 5.
2. Зенкович В. П. Динамическая классификация морских берегов. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 10, 1954.
3. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов и дна. М., Изд. АН СССР, 1955.
4. Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. Изд. МГУ, 1955.
5. Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. Изд. МГУ, 1961.
6. Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., 1948.
7. Невеский Е. Н. О связи контура береговой линии с геологической структурой. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 28, 1958.

V. ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ВО ВЛАЖНЫХ ТРОПИКАХ И СУБТРОПИКАХ

Исторически сложилось так, что в геоморфологии наименее изученным оказался процесс формирования рельефа во влажных тропиках и субтропиках. Любопытно, что то же самое имеет место и в отношении почвенного покрова этих областей. Как пишет Д. Г. Виленский (1954), почвы тропической зоны до настоящего времени почти не изучены методами русского почвоведения и поэтому известны лишь их общие черты. Это совпадение не случайно, поскольку природные явления находятся в самой тесной взаимосвязи. Только в самые последние годы некоторые советские исследователи начали знакомиться с этими интереснейшими районами земного шара. Появились и за рубежом отдельные работы, посвященные вопросам развития рельефа во влажных тропиках.

Как нам пришлось убедиться во время полевых геоморфологических исследований в Южном Китае, относимом большинством китайских географов и американскими исследователями к типичным тропикам, ведущим фактором рельефообразования в тропической зоне, а также в значительной мере и во влажных субтропиках является латеритный процесс. Он является главным почвенно-геологическим процессом этой зоны, формирующим все современные и многие древние поверхностные образования — почвенный покров, кору выветривания и толщу континентальных отложений и, в конечном счете, рельеф.

Латеритный процесс начинает проявляться в Восточном Китае южнее линии, проходящей по хребтам Циньлин и Хуайяньшань и реке Хуайхэ, т. е. в пределах Центрального Китая, но наиболее интенсивным он становится в Южном Китае, южнее хребта Наньлин, в бассейне р. Сицзян и по побережью Южно-Китайского моря. Это связано не только с увеличением температур и осадков, а также с тем, что в гумидных и семигумидных тропических областях в верхней части почвенного покрова скапливается большое количество кислых гумусовых веществ, в результате чего происходит оподзоливание латери-

тов и собственно латеритообразование уходит в глубину, формируя особенно мощную толщу латеритного элювия.

Учитывая это, И. П. Герасимов предлагает среди современных латеритных образований различать тропические латериты и субтропические латеритные почвы. Для Южного Китая наиболее характерными являются первые, но небольшие площади, главным образом в горах, заняты латеритными почвами. Поскольку различия между ними в основном связаны с термическим фактором выветривания и почвообразования, то они не имеют качественного характера, а проявляются лишь в мощности и степени развития процесса преобразования материнской породы. Мощность тропических латеритов, как правило, измеряется десятками метров, а субтропических латеритных почв — лишь несколькими метрами.

Кроме того, И. П. Герасимов выделяет железистые латериты, формирующиеся в аридных тропиках, в условиях высокой сухости части года при одновременном сильном нагревании, как например в Юньнаньском нагорье. В этих условиях происходит дегидратация соединений железа с их выпадением в верхней части почвенного покрова и образованием прочных пленок вокруг почвенных агрегатов. С течением времени мощность и масса таких железистых образований увеличиваются и происходит формирование очень характерных плотных железистых корок и панцирей на наиболее древних элементах поверхности. Несомненно, и этот вид латеритного процесса оказывает особое влияние на развитие рельефа, но нам, к сожалению, не удалось его изучить. Наши наблюдения были связаны с типичным латеритным процессом.

Как известно, очень большое влияние на скорость и глубину процесса латеритизации оказывают петрографические особенности материнских пород. На изверженных кислых породах он протекает наиболее быстро и интенсивно, с очень глубокими изменениями их физико-химического состава, на осадочных и метаморфических породах процесс идет несколько медленнее, довольно резко дифференцируясь в зависимости от состава и строения пород и, наконец, очень медленно протекает на изверженных основных породах.

Наиболее резко заметна эта разница в Центральном Китае при формировании субтропических латеритных почв, где весь процесс несколько ослаблен и замедлен, поскольку это краевая часть зоны образования латеритов. Как и всюду, где происходит «выклинивание» того или иного явления, в этой области наиболее резко проступают противоречия между латеритным процессом и строением подстилающей поверхности. Но даже и в очень влажных тропических областях, где современное латеритообразование достигает своего максимума, влияние петрографического состава материнских пород остается очень сильным.

Вдоль морского побережья Южного Китая от границы с Вьетнамом до залива Ханьчжоувань, там, где в северо-восточном направлении протягиваются древние каледонские структуры Катазии, широко развиты гранитные интрузии разных возрастов, достигающие иногда огромных размеров. Не менее широко они развиты и в осевой части хребта Наньлинь на водоразделе между правыми притоками Янцзы и бассейном Сицзяна. В этих районах за год выпадает осадков от 1500 до 2000 мм и даже больше и температура лишь в исключительных случаях падает ниже нуля. Благодаря этому здесь круглый год идет очень активный латеритный процесс, который особенно активен на изверженных и метаморфических породах кислого состава.

Рельеф этих районов обладает многими необычными чертами, которые проявляются как в его внешнем виде, так и в его строении. Здесь можно наблюдать три основных типа рельефа: равнинные участки, расположенные почти на уровне моря, массивные возвышенности с очень мягкими очертаниями и группы крупных скалистых выступов или развалин огромных глыб гранита с чрезвычайно резкими формами, находящимися в таком противоречии с главными контурами окружающих пространств, что создается впечатление типичного карстового рельефа. Как правило, здесь все пониженные участки заполнены рыхлыми отложениями различного генезиса, от элювия до озерноаллювиальных образований, и почти всюду развита мощная латеритная кора выветривания, отсутствующая лишь на крутых скалистых выступах и развалинах гранитных глыб.

Изучая рельеф этих районов, можно было наблюдать ряд последовательных стадий его развития, начиная от расчлененных возвышенностей до идеальной равнины, прикрытой чехлом рыхлых образований с редкими выступами невысоких скалистых останцов. Это развитие находится в прямой зависимости от хода формирования латеритной коры выветривания, и поэтому можно сказать, что рельеф влажных тропиков—это в полном смысле продукт климата.

Как бы ни были благоприятны литологические условия образования мощной латеритной коры выветривания, процесс разрушения горных пород идет всегда избирательно, в зависимости от минералогического состава, структуры, трещиноватости и прочих частных особенностей горной породы, довольно заметно меняющихся в пределах одного и того же тела, особенно если оно изверженное. В связи с этим на гранитах образуется довольно пестрая кора выветривания со значительными изменениями мощности. Во многих местах образуются глубокие карманы разных размеров и очертаний (рис. 30).

Естественно, что наиболее резко местные свойства горных

пород проявляются на первых этапах формирования коры выветривания или при сильной денудации, когда постоянно и быстро удаляются продукты выветривания и обнажаются свежие горные породы. Неравномерности развития коры выветривания способствует наличие крупной отдельности, которая в гранитах обычно имеет характер «матрацевидной»

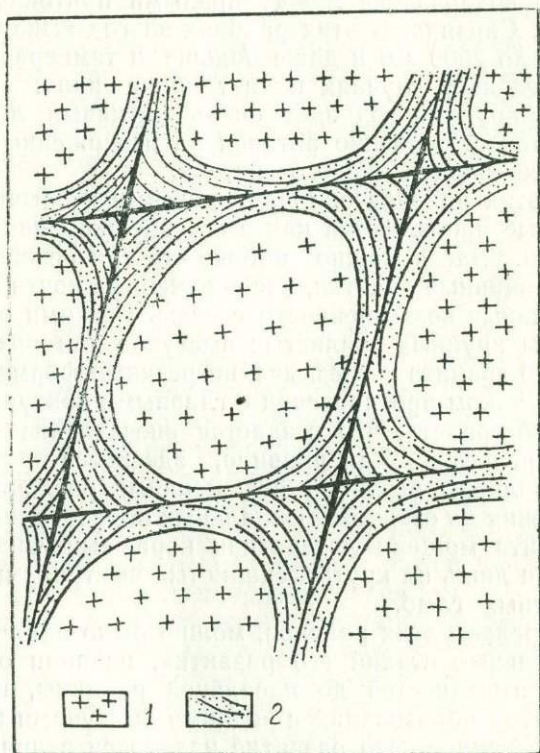


Рис. 30. Схема развития коры выветривания в гранитах при крупной трещиноватости во влажных тропиках и субтропиках.

1—свежий гранит; 2—кора выветривания.

или в виде больших кубов и параллелепипедов. Эти отдельности, как правило, образованы несколькими системами трещин, дающих при пересечении различные углы. Эти углы, представляющие собой ребра отдельностей, в процессе выветривания разрушаются быстрее всего, и угловатые отдельности превращаются в эллипсоидальные или шарообразные тела. Таким образом, при наличии хорошо развитой системы трещин процесс выветривания быстро уходит в глубь тела горной породы, и кора выветривания становится «пятнистой». Постепенно участки нетронутой горной породы умень-

шаются, и кора выветривания может стать сплошной, но не всегда имеются условия для завершения этого процесса, поскольку одновременно достаточно энергично может действовать денудация и эрозия.

Само собой разумеется, что как денудация, так и особенно эрозия будут выбирать наиболее податливые места в гранитном массиве, т. е. участки с развитием коры выветривания, в результате чего образуется сильно расчлененный рельеф с глубокими и узкими ущельями или рытвинами и резко выступающими скалами. Следует отметить, что по мере врезания в гранитный массив эрозионных борозд происходит обновление экспозиции и усиливается прошикновение коры выветривания в глубь гранитного массива, поэтому его вертикальное расчленение является практически результатом двух процессов — химического выветривания и эрозионно-денудационной деятельности.

Расчленение гранитного массива в таких случаях бывает настолько сильным и своеобразным, что эти участки можно издали принять за районы развития известняков с обычными каррами и останцами. Узкие ущелеобразные эрозионные рытвины, расчленяющие гранитные массивы, обычно очень извилисты и нередко даже пересекают друг друга, часто они не имеют нормального падения тальвега в одну сторону, а характеризуются выступами и западинами точно так же, как это наблюдается у долин карстовых районов. Таким образом, процесс расчленения гранитных массивов при интенсивном химическом выветривании имеет некоторое сходство с процессом расчленения известняковых массивов.

При усилении площадной денудации под влиянием тех или иных причин на поверхность могут быть выведены отдельные, почти не тронутые выветриванием глыбы горной породы, представляющие собой остатки крупных отделностей, окруженных со всех сторон корой выветривания, т. е. как бы «плавающие» в ней.

В результате одновременного проявления интенсивного химического выветривания и энергичной эрозии и денудации возвышенности, сложенные гранитами, очень быстро расчленяются и снижаются.

Избирательность химического выветривания, как мы уже отметили выше, наиболее заметно проявляется на первых этапах разрушения гранитного массива, но эта неравномерность воздействия агентов выветривания на горные породы еще больше усиливается по мере увеличения вертикального расчленения в появлении большого количества крутых склонов, поскольку последние увеличивают быстроту стока поверхностных вод и уменьшают просачивание влаги внутрь горной породы. Чем положе склоны, тем интенсивнее идет процесс химического выветривания, и чем круче склоны —

тем он медленнее, хотя надо отметить, что в очень влажном тропическом климате — при насыщении воздуха влагой до 95% — не очень мощная химическая кора выветривания может образоваться даже на почти вертикальных стенках.

Отсюда возникает определенная устойчивость крутых, почти вертикальных склонов в тропиках. Этому также способствует мощный поверхностный сток, уносящий от подножия склонов продукты разрушения. Но как только в силу тех или иных обстоятельств крутой склон становится несколько положе, возможно даже не весь, а лишь некоторая его часть, химическая кора вновь немедленно увеличивает свою мощность и начинается уничтожение возвышенности сверху. Так постепенно происходит уничтожение возвышенных участков и превращение их сначала в полого-холмистую местность, а затем в равнины с очень высоким уровнем грунтовых вод (местами почти на дневной поверхности), в пределах которых лишь в отдельных местах наблюдаются небольшие крутосклонные выступы коренных пород и развалины гранитных глыб. Постепенно исчезают и эти выступы, остается лишь одна ровная поверхность денудационной равнины.

Весьма своеобразно развивается в тропиках карстовый процесс. В Южном Китае основной карстовой формой являются гигантские останцы в виде острых пиков, столбов, зубьев и глыб, возвышающихся над карстово-денудационной равниной. Эти формы, по-видимому, являются не чем иным, как результатом проявления в огромных масштабах карстового феномена.

В условиях влажного тропического климата Южного Китая с большим годовым количеством осадков уровень грунтовых вод стоит очень высоко, иногда совпадая с дневной поверхностью равнинных участков между останцами. Также чрезвычайно насыщены водой и возвышенные участки. Нам пришлось наблюдать, как из изолированных останцов на высоте нескольких десятков метров над окружающей равниной бьют родники. В связи с таким насыщением огромные массы воды при выпадении атмосферных осадков не могут просачиваться под землю, а преимущественно стекают по поверхности. Об этом свидетельствует очень разветвленная и мощная современная гидросеть. Поэтому наряду с достаточно интенсивным карстовым процессом, протекающим по всей толще известняков, на их поверхности наблюдается весьма энергичная деятельность поверхностных водотоков. Они одновременно и растворяют и размывают, что и приводит к образованию гигантских жарров. Как мы считаем, это является главным направлением карстового процесса в тропической зоне.

Кроме того, вертикальному расчленению известняковых массивов способствуют еще два обстоятельства. Многие

районы Южного Китая пережили в третичное время длительный этап денудационного выравнивания и при неотектонических движениях денудационные равнины оказались приподнятыми и дислоцированными пологими антиклиналями и синклиналями, иногда с разрывами. Следовательно, для современного рельефа исходной поверхностью была равнина, что при тектоническом поднятии и в условиях легко размываемых пород (мощная химическая кора выветривания и известняки) обусловило образование глубоких долин с очень крутыми склонами и выделение междолинных пространств с плоским рельефом. Это привело к резкой дифференциации в пространстве процессов денудации и дальнейшему уничтожению междуречий в основном не «сверху», а «сбоку», путем отступления крутых склонов.

Вторым немаловажным обстоятельством является почти полное отсутствие в известняках остаточного материала, способного закрыть склоны и выположить их. Нередко у подножия останцов наблюдаются осыпи глыб и обломков известняков, но они также постепенно растворяются, и вместо огромных масс горной породы остается немного глины и щебенки. Поэтому склоны в известняковых массивах в большинстве остаются крутыми и оголенными и благодаря быстро меняющейся экспозиции постепенно отступают параллельно самим себе.

Крайне интересен общий ход развития останцов, который можно было проследить в его различных стадиях в провинции Гуанси. Размеры и высоты останцов варьируют в значительных пределах, что зависит от стадии расчленения и местоположения в пределах крупных неотектонических структур. В самой начальной стадии расчленения останцы могут быть очень крупными с хорошо выраженными равнинными поверхностями их вершин. В дальнейшем склоны начинают сближаться и пересекаться, в результате чего появляются останцы конических форм. Это уже менее устойчивая форма останцов, так как они начинают разрушаться со всех сторон и очень быстро уничтожаются, сначала превращаясь в низкие холмы, а затем в небольшие груды обломков известняков, которые также в конце концов исчезают, уступая место равнине с уровнем грунтовых вод у дневной поверхности. В итоге на месте возвышенных известняковых массивов развивается карстово-денудационная равнина.

Итак, во влажных тропиках и субтропиках весь процесс развития эрозионных форм рельефа определяется сочетанием интенсивного химического выветривания, растворения и энергичной эрозионной деятельности многочисленных поверхностных водотоков. Наиболее отчетливо эти особенности проявляются на гранитных массивах, где формируется наиболее мощная латеритная кора выветривания, и на изве-

стиях. Следует отметить, что при всем сходстве процессов, протекающих в этих литологически разнородных участках, на средних стадиях развития рельефа в их пределах образуются два весьма различных геоморфологических ландшафта. Конечным же результатом в обоих случаях будет низкая денудационная равнина (рис. 31).

В известняках на средней стадии широко развиты останцы и их группы, возвышающиеся над карстово-денудационной равниной, близкой к уровню грунтовых вод. В гранитах же на этой стадии будут преобладать пологие холмы и увалы с выступающими во многих местах скалистыми выходами свежих пород и развалин глыб разных размеров, но с мощной латеритной корой выветривания меняющейся мощности. Уровень конечной денудационной равнины в этом случае близок к уровню моря. До этого предела продолжает развиваться преимущественно холмистый рельеф с выступами скалистых останцов.

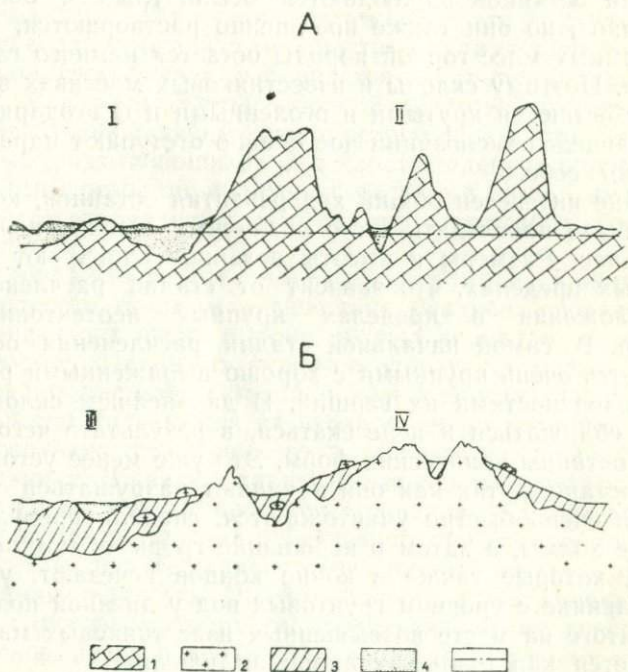


Рис. 31. Схема средних стадий развития рельефа на известняках и на гранитах во влажных тропиках и субтропиках.

А—карстовый рельеф; Б—рельеф на гранитах. I—карстово-денудационная равнина; II—карстовые останцы; III—денудационная равнина в районах преобладающего развития гранитов; IV—останцовые холмы со скалистыми выходами и развалинами глыб гранита. 1—известняки; 2—граниты; 3—кора выветривания латеритового типа; 4—рыхлые наносы; 5—уровень грунтовых вод.

Основная литература

1. Виленский Д. Г. Почвоведение. М., Учпедгиз, 1954.
 2. Витвицкий Г. Н. Климаты зарубежной Азии. М., Географгиз, 1960.
 3. Герасимов И. П. Главные генетические типы почв Китая и их географическое распространение.—«Почвоведение», 1958, № 1.
 4. Герасимов И. П. Тропические почвы острова Хайнань. Очерки по физической географии зарубежных стран. М., 1959.
 5. Герасимов И. П. и Ма Юн-чжи. Генетические типы почвы на территории Китайской Народной Республики и их географическое распространение. АН СССР, 1958.
 6. Лебедев В. Г. Геоморфологические наблюдения в карстовой области провинции Гуанси (Южный Китай). — Сб. «Спелеология и карстование», МОИП, 1959.
 7. Лебедев В. Г. Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук. 1963.
 8. Перельман А. И. Очерки геохимии ландшафта. М., Географгиз, 1955.
 9. Полюнов Б. Б. Красноземная кора выветривания и ее почвы.—«Почвоведение», 1944, № 1.
 10. Birot Pierre. Le cycle d'erosion sous les différents climats. Rio de Janeiro, 1960.
 11. Cotton C. B. Plains and inselbergs of the humid tropics. «Trans. Roy. Soc. M. Z. Geol.», 1, N 18, 1962.
 12. Fosberg F. R., B. I. Garnier and A. W. Kuehler. Delimitation of Humid Tropics. Geographical Review, July, 1961.
 13. King L. G. The study of the world's planilands: a new approach in Geomorphology. The Quarterly Journ. of the Geol. Soc. of London, vol. CVI, part, 1950.
 14. King L. C. Canons of landscape evolution. «Bull. Geol. Soc. Amer.», vol. 64, N 7, 1953.
 15. King L. C., Pediplanation and isostasy an example from South Africa. The Quarterly. Journ. of the Geol. Soc. of London, vol. 9, 1956.
-

VI. ОБ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

При воздействии внешних агентов на тектонические формы рельефа любой размерности на их поверхности формируются детали рельефа экзогенного происхождения, которые по предложению академика И. П. Герасимова в настоящее время называются морфоскульптурами.

Формирование и развитие морфоскульптур зависит от целого ряда условий, основными из которых являются климатические, поскольку они в первую очередь определяют характер экзогенных процессов.

Не менее важными являются структурно-литологические особенности, направленность и интенсивность неотектонических движений и, наконец, характер исходной поверхности. Из перечисленных условий развития морфоскульптур лишь последнее условие требует дополнительного пояснения, так как в большинстве геоморфологических исследований оно не рассматривается в качестве обстоятельства, направляющего дальнейшее развитие рельефа.

Какую бы мы ни взяли общую теорию развития рельефа — В. М. Дэвиса, Вальтера Пенка, К. К. Маркова, Лестера К. Кинга и др., — все исследователи сходятся в одном, что при сохранении определенных условий любой резко расчлененный рельеф постепенно сглаживается и в итоге образуется близкая к равнине поверхность. Такими условиями является определенное сочетание интенсивности вертикальных тектонических движений и эрозионно-денудационных процессов. При быстром опускании и приносе большого количества обломочного материала со стороны процесс денудационного выравнивания заменяется аккумулятивным выравниванием с погребением расчлененного рельефа, поэтому аккумулятивные равнины на впадинах, строго говоря, должны быть отнесены к формам тектонического происхождения.

Иные соотношения между тектоническими движениями и эрозионно-денудационными процессами приводят к форми-

рованию других типов рельефа, в частности резко расчлененного горного рельефа.

Если несколько схематизировать рельеф любого материка, то можно выделить три основных типа рельефа, наиболее характерных для суши: равнины аккумулятивные, равнины или почти равнины денудационные и горы разных высот. Это три члена единого генетического ряда, отражающие три основных типа соотношения тектонических движений и эрозионно-денудационных процессов. Аккумулятивные равнины отражают преобладающее опускание с мощной аккумуляцией, денудационные равнины или почти равнины соответствуют слабым движениям или тектоническому покою, и горы — интенсивным поднятиям.

Эти три типа рельефа следует назвать основными, так как каждый из них отражает одно из основных направлений в процессе рельефообразования. Чем длительнее протекает развитие рельефа по какому-либо из этих направлений, тем совершеннее образуются формы данного типа.

Тектонические движения могут прервать установившийся ход процесса рельефообразования, и тогда начинается перестройка рельефа в соответствии с новыми условиями, что дает еще целый ряд дополнительных типов рельефа. В частности, если выравнивание прерывается поднятием, то образуются высокие равнины, плато и плоскогорья с различной степенью молодого эрозионного расчленения. Если же прерывается процесс формирования гор, то в зависимости от того, в каком направлении развиваются новые тектонические движения, будет происходить или дальнейшее, еще более усиленное расчленение, или начнется выравнивание. При интенсивном опускании может произойти довольно быстрое погребение любого типа рельефа под мощные толщи наносов или затопление водой без особой его перестройки.

Все эти сформировавшиеся раньше поверхности, подвергшиеся переработке, мы и предлагаем назвать исходными поверхностями. Для того, чтобы было легче выявить особенности процесса переработки, рассмотрим два случая — ход переработки равнин и гор при поднятии.

Когда происходит поднятие равнины, будь то равнина аккумулятивная или равнина или почти равнина денудационная, существующая эрозионная сеть раньше всего реагирует на это поднятие интенсивным врезанием. Долины углубляются и одновременно расширяются, и местность расчленяется на платообразные междолинные возвышенные участки, с резким перегибом к крутым склонам долин. Таким образом, в пределах равнинной местности появляются два основных типа склонов — крутые склоны молодых долин и пологие, даже почти горизонтальные поверхности между речей. Это создает крайне различные условия их денудации

и, следовательно, дальнейшего развития. На крутых склонах денудация будет протекать энергично, а на плоских между-речьях так же медленно, как и раньше.

В связи с этим плоские междолинные пространства надолго консервируют старые равнинные формы рельефа, и почти на всем их пространстве сохраняется прежний тип рельефа. В то же самое время вновь образовавшиеся крутые склоны быстро меняют свою экспозицию и отступают параллельно самим себе в глубь междолинных платообразных возвышенностей, постепенно уменьшая их размеры и расчленяя на отдельные возвышенности типа столовых гор.

К выводу о возможности параллельного отступления склонов пришел еще Вальтер Пенк (1924), и в последнее время это явление ставится во главу всего процесса развития рельефа Л. К. Кингом (1950, 1953). Последний считает, что в рельефе с большим или средним размахом высот крутые первоначальные склоны тектонического или эрозионного происхождения могут выполаживаться лишь до определенного угла, характерного для данных пород и климатических условий. Обычно этот угол колеблется около 20—25°. Только после достижения предельного угла склоны начинают отступать параллельно самим себе, и это определяется несколькими процессами, непосредственно действующими на них. К таковым относятся выветривание, гравитационное перемещение обломочного материала, плоскостной и ручейковый смыв. Интенсивность этих процессов зависит от климатических условий, и, как считает Л. Кинг, наиболее благоприятные условия для параллельного перемещения склонов наблюдаются в полуаридной зоне, где имеют место очень сильные и короткие дожди типа ливней.

Л. Кинг в ступенчатом рельефе двух поверхностей выравнивания (древней и молодой, только формирующейся), разделенных уступом, различает следующие элементы (сверху вниз): 1) верхний выпуклый, растущий склон, 2) крутой обнаженный склон, 3) осыпной (обломочный) склон, расположенный у основания предыдущего, и 4) выполаживающийся ровный и пологий склон у подножия уступа, представляющий собой педимент и, как правило, сложенный коренными породами, лишь частично прикрытыми маломощным покровом рыхлых отложений. Наиболее деятельной частью такого уступа является крутой склон с выходом коренных пород.

По нашим наблюдениям, одним из важнейших условий параллельного отступления склонов в процессе их разрушения является их крутизна и наличие агента, освобождающего подножие склона от скапливающегося здесь обломочного материала. Если такого агента нет, то склоны будут довольно быстро выполаживаться и процесс может затухнуть или

во всяком случае очень замедлиться. Исчезнет резкий перегиб между склоном долины и равнинной поверхностью междуречий, последние приобретут по краям плавные очертания и потеряют сходство со столовыми горами. Дальнейшее их расчленение будет осуществляться преимущественно путем развития линейных эрозионных борозд, оврагов и балок.

Наиболее энергично подножия склонов освобождаются от скапливающегося здесь обломочного материала в трех случаях: 1) в зоне действия морской абразии, когда формируется высокий клиф, 2) в областях с очень влажным и теплым климатом, где реки всегда полноводны и большую часть года находятся в состоянии паводка, и 3) в области господства ветровой дефляции в пустынях. Именно в этих районах чаще всего наблюдаются крутые, почти вертикальные склоны с очень резким переходом к ровной поверхности междолинных пространств и незначительным, иногда даже отсутствующим осыпным склоном у подножия. Эти почти вертикальные склоны очень интенсивно разрушаются и довольно быстро отступают параллельно самим себе.

Таким образом, благоприятные условия для параллельного отступления склонов имеют место не только в полуаридной зоне, где наблюдается, согласно Л. Кингу, наиболее полный профиль уступа, но и в других районах земного шара, как например во влажных субтропиках и тропиках и в типично аридных условиях, где нижняя осыпная часть уступа почти полностью исчезает. В умеренном гумидном климате, благодаря сравнительно небольшому количеству более или менее равномерно выпадающих осадков и широко развитому растительному покрову, крутая часть уступа проявляется очень слабо и обычно наблюдается перелом от ровной поверхности междуречных возвышенностей непосредственно к длинному и пологому осыпному склону. Еще более сильное выполаживание склонов наблюдается в области вечной мерзлоты, где в строй вступает такой мощный фактор, как солифлюкция. Следовательно, для проявления процесса параллельного отступления склона с резко выраженным в рельефе крутым уступом необходимо сочетание ряда факторов, важнейшим из которых является климат.

Когда останцовые возвышенности сильно уменьшаются в своих размерах и сблизившиеся склоны начинают пересекаться, в рельефе появляются конические формы и гребни. Дальнейшее разрушение этих форм происходит не только «сбоку», но и «сверху» по схеме В. Дэвиса. В конце концов на их месте остается или возвышенная груда обломков, или мелкосопочник, которые также постепенно исчезают и заменяются денудационной равниной. Следовательно, в природе возможна смена одной схемы развития рельефа другой.

Такова, по нашим представлениям, схема развития уча-

стков земной коры, обладающих равнинным рельефом при их тектоническом поднятии в определенных климатических условиях. В прибрежной зоне морская абразия способствует развитию вертикальных склонов в любом климате, а далее в глубь суши развитие рельефа протекает сообразно господствующим здесь климатическим условиям.

При поднятии и расчленении равнин платформенных областей, сложенных почти горизонтально залегающими толщами осадочных и эффузивных пород, могут образовываться ступенчатые плато благодаря различной литологии отдельных горизонтов, как, например, в Средне-Сибирском плоскогорье. Вообще следует иметь в виду, что на платформах, уже переживших в далеком геологическом прошлом глубокую денепленизацию, развитие рельефа идет по линии смены одних равнин другими. Каждая более молодая поверхность выравнивания в значительной мере наследует равнинность прошлого, так как благодаря структурно-литологическим особенностям таких территорий происходит своего рода преларировка древних аккумулятивных равнин.

Развитие рельефа типичной горной области без больших выровненных участков (высокие плато и плоскогорья в типичные горные области мы не включаем, так как они представляют собой приподнятые равнины) при поднятии практически ничем не отличается от его развития в предшествующую эпоху. Благодаря преобладанию крутых склонов в горах денудационные процессы почти всюду протекают достаточно интенсивно и более или менее равномерно по всей территории. Поэтому вся горная область разрушается одновременно, и выравнивание, если темп тектонических движений позволяет ему осуществиться, протекает здесь, главным образом, «сверху», путем постепенного снижения возвышенностей. Даже когда горы располагаются в областях, где условия благоприятствуют выносу накопившихся у подножия склонов рыхлых продуктов выветривания, преобладает процесс разрушения возвышенностей в целом, а не только «сбоку», так как всюду склоны пересекаются, образуя гребни и конические вершины. Этот вывод подтверждается нашими наблюдениями в тропической зоне Китая, где наряду с останцами типа столовых гор, представляющих части расчлененной поверхности выравнивания, широко развит процесс горного расчленения описанного выше типа. Кроме того, в этой климатической зоне развитие рельефа определяется очень интенсивным процессом химического выветривания, так как мощная кора выветривания способствует очень быстрому эрозионному расчленению местности и уничтожению возвышенных участков.

В последнее время идет очень оживленная дискуссия между сторонниками схем развития рельефа по В. Дэвису и

Л. Кингу, т. е. формирования предельной денудационной равнины «сверху» или «сбоку». Каждая из этих групп считает защищаемую ими схему универсальной и исключаящей другую. Но как мы полагаем, в природе проявляются процессы обоих направлений в зависимости от конкретного сочетания определяющих факторов, среди которых важнейшими являются направленность и интенсивность тектонических движений, климат и исходная поверхность. В результате на разных участках земной поверхности может господствовать тот или иной тип развития рельефа.

В условиях гумидного климата умеренной зоны с более или менее равномерным распределением небольшого количества осадков в течение всего года происходит накопление мощного делювия, что приводит к вылаживанию склонов и снижению междуречий путем постепенного смыва «сверху». Совершенно иные условия развития рельефа наблюдаются в аридных и полуаридных районах, а также во влажных субтропиках и тропиках, где мощный поверхностный сток при определенных условиях приводит к формированию очень крутых склонов, быстро отступающих параллельно самим себе.

Исходная поверхность, литолого-структурные особенности и скорость тектонических движений вносят свои коррективы в направление процесса, обусловленного климатом, и его окончательный характер в разных местах земной поверхности зависит от сочетания всех перечисленных факторов.

Далее мы хотим высказать некоторые соображения по вопросу условий, способствующих формированию предельных денудационных поверхностей выравнивания. Обычно считают, что наиболее идеальными условиями для формирования предельной денудационной поверхности являются условия тектонического покоя, т. е. отсутствие каких-либо тектонических движений. Когда мы проводили геоморфологические исследования в пределах Шаньдунского и Ляодунского полуостровов в Восточном Китае, то факты привели нас, как и некоторых других исследователей в Советском Союзе, к совершенно иным выводам. Оказывается, что наиболее благоприятными условиями для формирования предельной денудационной поверхности являются слабые тектонические опускания суши и трансгрессия моря.

На Шаньдунском и Ляодунском полуостровах рыхлый покров, залегающий на древнем досинийском кристаллическом фундаменте, сравнительно маломощен (максимум до 10—15 м) и построен очень просто. Возраст этих отложений очень молодой, здесь полностью отсутствуют плиоценовые континентальные образования, имеющие широкое распространение в континентальной части Северного Китая. На полуостровах довольно широко развита не очень мощная кора

выветривания. Наконец, на очень больших площадях, кроме элювия (коры выветривания) и почвенного покрова, ничего нет.

Рельеф обоих полуостровов также весьма характерен — наиболее широко развита денудационная равнина с беспорядочно разбросанными останцовыми возвышенностями. Долины рек в пределах этой равнины почти не выражены, и, по-видимому, образование большей ее части может быть отнесено за счет усиленной планации рек. Таким образом, рельеф этих полуостровов — это рельеф типичного пенеплена.

Напомним, что сам автор этого термина — В. М. Дэвис — не понимал под пенепленом сплошные равнинные пространства. Он отмечает необходимость осторожного употребления слова «равнина» для эрозионных поверхностей, вследствие редкого нахождения признаков полного или предельного выравнивания и в связи с этим возможность более свободного и широкого применения термина «пенеплен» как название той почти предельной формы, которая развилась в течение эрозионного цикла. Таким образом, пенеплен — это и равнинные участки, и остаточные холмы, и возвышенности между ними, т. е. равнины особого типа.

К. К. Марков (1948) предпочитает синоним пенеплена — денудационная равнина, подчеркивая этим генетическую сущность таких выровненных участков земной поверхности. Характеризуя денудационные поверхности Тянь-Шаня, он пишет: «Не следует думать, что денудационная поверхность имеет равнинный рельеф. Гораздо чаще этот рельеф можно определить как холмистый, а иногда он переходит в низкогорный и в среднегорный».

Наконец, в подтверждение такого определения пенеплена мы сошлемся на Махачека, который, описывая денудационную выровненную поверхность Альп, указывает, что эта поверхность далеко не равнинная, а характеризуется относительными колебаниями высот до 800 м. Все указанные черты целиком относятся к современному рельефу Ляодунского и Шаньдунского полуостровов, поэтому мы и можем характеризовать их как участки с развитием типичного современного пенеплена.

Еще в доглетичное время по всей восточной окраине Азиатского континента расстились обширные пространства предельной денудационной равнины (пенеплена). Начавшиеся в третичное время опускания меридионально вытянутой зоны привели к изоляции небольших участков относительных поднятий — массивов Ляодунского и Шаньдунского полуостровов. Это общее опускание и приближение к внутренним участкам суши морского бассейна значительно усилили процесс дальнейшей пенепленизации тех наиболее возвышенных участков древнего пенеплена, которые еще остались над уров-

ием моря или поверхностью соседней аккумулятивной равнины. Небольшие временные поднятия, зафиксированные в рельефе и берегах этих полуостровов, не могли изменить общего хода процесса выравнивания выступов древнего докембрийского фундамента.

Можно сказать так—тектонические опускания углубляют идущий процесс денудации страны, приводят к его полному завершению. Механизм этого явления еще не совсем ясен, но можно указать на целый ряд причин, которые должны усиливать процесс выравнивания при опусканиях земной поверхности или поднятиях уровня моря:

1. Повышение уровня бассейна, куда впадает река (повышение базиса эрозии), согласно экспериментальным данным Н. И. Маккавеева, Н. В. Хмелевой и др., приводит к распространению вверх по течению зоны регрессивной аккумуляции, что в значительной степени изменяет характер русловых процессов в этой зоне. Как они наблюдали при постановке опыта, с резким повышением уровня водоприемного бассейна после его поднятия интенсивность аккумуляции в основном русле реки становится больше, чем на пойме «...вследствие чего меженный поток начинает активно наступать на пойму, сначала образуя на ее поверхности обширные прирусловые валы, затем прорывая эти валы и образуя новые рукава в местах бывших пойменных протоков. При дальнейшем развитии аккумуляции пойма уже не возвышается над меженным руслом, и все дно долины представляет собой слабо расчлененную поверхность, в пределах которой от одного коренного берега к другому блуждает русло реки, часто разделяясь на рукава. Интенсивность блуждания зависит от интенсивности аккумуляции» (Н. И. Маккавеев и др., 1961). Кроме того, в верхней половине зоны регрессивной аккумуляции во время проведения опыта наблюдалось перемещение меандра вверх по реке. Одна из меандр в опытной установке переместилась на полоторную величину ширины долины. Фактические результаты процесса опускания на Шаньдунском и Ляодунском полуостровах и результаты опытов с поднятием базиса эрозии позволяют прийти к выводу, что в долинах рек усиливаются процессы их расширения за счет блуждания русла и одновременно происходит заполнение этих расширяющихся долин наносами, т. е. усиливается процесс формирования аллювиальных равнин, в связи с чем происходит погребение многих неровностей коренного рельефа.

2. В результате поднятия базиса эрозии в определенной зоне уменьшается скорость течений и ослабляется глубинная эрозия, что должно привести к ускорению процесса общего выполаживания склонов.

3. Выполаживание склонов в свою очередь будет способствовать формированию мощной коры выветривания, что, как

мы полагаем, является наиболее важным фактором в процессе окончательного нивелирования поверхности и уничтожения возвышенностей.

4. Выше зоны ослабления глубинной эрозии в верховьях рек изменения положения базиса эрозии никакого влияния не оказывают, и здесь продолжает с той же энергией действовать глубинная эрозия.

По-видимому, береговые процессы прямого воздействия на пенеplanation суши не оказывают. Формирующаяся абразионная поверхность, достигающая особенно большой ширины при длительных и плавных опусканиях,—это геоморфологический уровень другого порядка и иного гипсометрического положения (К. К. Марков, 1948).

Кроме перечисленных причин, способствующих усилению процесса пенеplanation при опускании, возможно, имеются еще и другие, но выяснение их требует дальнейших исследований. Сегодня дать исчерпывающий ответ на этот сложный вопрос мы еще не в состоянии. В последнее время многие исследователи формирование пенеplanation ставят в зависимость главным образом от соотношения скорости тектонических движений и результатов разрушающей деятельности экзогенных процессов, т. е. эта зависимость рисуется как простой баланс массы земной коры данного участка. Но как видно из изложенного выше, это соотношение более сложно, поскольку тектонические движения не просто поднимают или опускают земную поверхность, но направленностью этих движений в определенных условиях могут видоизменить качественную сторону экзогенных процессов.

Такими условиями, прежде всего, является непосредственная близость морского бассейна, который при опускании суши будет трансгрессировать и тем самым поднимать высоту базисов эрозии речных бассейнов. Этого не может случиться во внутренних частях материков, особенно в районах бессточных или полубессточных бассейнов, так как ни общее поднятие, ни общее опускание не изменит положения местных базисов эрозии. Изменения произойдут лишь при резко дифференцированных движениях, что также надо рассматривать как особые условия. Следовательно, не случайно отмеченная закономерность выявляется на материале прибрежных областей.

К таким же выводам еще раньше пришли Д. В. Борисевич на материала Урала и Ю. Ф. Чемяков на материале Дальнего Востока.

Основная литература

1. Борисевич Д. В. Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования.—«Вопросы географии», сб. 36, 1954.

2. Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. АН СССР, 1959.
 3. Лебедев В. Г. Геоморфологические наблюдения в карстовой области провинции Гуанси (Южный Китай).—Сб. «Спелеология и карстование», МОИП, 1959.
 4. Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., 1948.
 5. Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В. и др. Экспериментальная геоморфология. Изд. МГУ, 1961.
 6. Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. АН СССР, 1960.
 7. Davis W. M. Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig, 1912.
 8. King L. C. The study of the world's planilands: a new approach in Geomorphology. The Quarterly Journ. of the Geol. Soc. of London, vol. CVI, part I, 1950.
 10. King L. C. Canons of landscape evolution. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 64. № 7, 1953..
 11. King L. C. Pediplanation and isostasy an exyple from South Africa. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 9. № 444, London, 1956.
 12. Penck W. Die Morphologische Analyse. Stuttgart, 1924.
-

VII. О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

При проведении геоморфологических исследований тех или иных участков земной поверхности значительное место занимают вопросы изучения четвертичных отложений, так как образование и накопление большинства генетических типов четвертичных отложений происходит в процессе расчленения поверхности земли, транспортировки и аккумуляции различных наносов, что приводит к закономерной приуроченности отдельных комплексов четвертичных отложений к тем или иным элементам или комплексам рельефа.

Неразрывность геоморфологических и геологических методов исследования особенно ярко выступает при изучении и картировании аккумулятивных форм рельефа. Без изучения четвертичных отложений практически невозможно установить историю развития рельефа и очень часто его генезис. В связи с этим для геоморфолога совершенно необходимы хорошие знания четвертичных отложений, знание их литологии, генезиса и закономерностей пространственного размещения. Кроме того, необходимо полное владение методикой изучения и картирования четвертичных отложений.

Задачей данного раздела является характеристика современного состояния вопроса генетической классификации четвертичных континентальных отложений. От его решения в значительной мере зависит методика полевых исследований и использование данных четвертичной геологии при геоморфологических работах.

Четвертичные отложения, в отличие от отложений других возрастов, пользуются повсеместным распространением и местами имеют значительную мощность, достигая нескольких сот метров в котловинах и низменностях и сходя почти на нет на вершинах гор, где они присутствуют в виде тонкой корки элювия, образующегося под влиянием процессов выветривания.

Среди четвертичных отложений, как и среди отложений других систем, встречаются морские и континентальные образования.

Классификация морских отложений уже давно довольно подробно разработана во многих геологических науках — петрографии осадочных пород, учении о фациях, исторической геологии и т. д., а классификация континентальных отложений стала развиваться только по мере развития четвертичной геологии и геоморфологии.

Первые основы генетической классификации четвертичных континентальных отложений были заложены еще в 1888 году академиком А. П. Павловым. Затем эти вопросы получили свое развитие в работах П. А. Православлева, В. А. Обручева, Д. В. Наливкина, В. Твенхофела и др. В 1946 г. генетическая классификация была подробно разработана и углублена Н. И. Николаевым, а в 1948 г. Е. В. Шанцер, критически рассмотрев все предыдущие классификации, в том числе и Н. И. Николаева, предложил свою, построенную на учении о фациях. Следует отметить, что классификация Е. В. Шанцера выгодно отличалась от всех предшествующих своей стройностью и выдержанностью принципа, в связи с чем нашла довольно широкое признание.

Е. В. Шанцер назвал свою классификацию схемой, так как считает ее незаконченной и требующей дальнейшей разработки.

Сущность этой схемы следующая:

1) Характернейшей особенностью суши является решительное господство процессов выветривания и денудации. Они обуславливают непрерывную миграцию вещества, направлен-

Схема классификации генетических типов континентальных осадочных образований по Е. В. Шанцеру.

Генетические ряды	Генетические группы и подгруппы	Генетические типы
Элювиальный (ряд коры выветривания)	1. Почвы	Разные типы элювиальных, гидроморфных и литогенных почв (почвы подзолистые, черноземные, торфяно-глеевые, солончаковые, перегнойно-карбонатные)
	2. Элювий	Климатогенные и литогенные типы элювия (элювий щебенчатый, карбонатный, каолиновый, красноземный и т. п.)
II. Склоновый или колювиальный		1. Осыпные и обвальные накопления. 2. Солифлюкционные накопления. 3. Оползневые накопления. 4. Делювий

Генетические ряды	Генетические группы и подгруппы	Генетические типы
III. Водный (аквальный)	Флювиальная группа (отложения русловых потоков)	1. Аллювий 2. Проллювий
	Озерная или лимническая группа Подгруппа озерных дельт Подгруппа собственно озерных отложений	1. Отложения пресных озер влажного климата 2. Отложения соленых озер засушливого климата
IIIa. Подземно-водный (субтеррально-аквальный)	Группа отложений пещер	1. Аллювий подземных рек 2. Отложения подземных озер 3. Обвальные накопления пещер 4. Натечные образования (сталактиты и т. п.)
	Группа отложений источников	1. Туфы, травертины, гейзериты. 2. Наледи грунтового питания северо-востока СССР
IV. Ледниковый (гляциальный)	Ледниковая или гляциальная группа	Морены: а) основные б) краевые и т. п.
	Ледниково-речная или флювиогляциальная группа	1) Внутрiledниковый тип (отложения озов, камов) 2) Приледниковый тип (отложения зандров)
	Ледниково-озерная или лимногляциальная группа	
V. Ветровой (эоловый)	1. Эоловые пески (дюнные, барханные и т. п.). 2. Эоловый лесс	

ную в общем от возвышенных участков к понижениям рельефа и от внутренних частей континентов к морскому побережью. Та часть вещества, которая задерживается на определенных этапах миграции, дает начало континентальным осадочным породам.

2) В качестве первого этапа миграции вещества на континенте необходимо признать выветривание, за счет продуктов

которого практически образуются все осадочные породы. На водораздельных пространствах суши, где снос отсутствует или очень слаб, продукты выветривания остаются несмещенными, образуя кору выветривания.

Эта первая крупная группа схемы Е. В. Шанцера — элювиальный ряд горных пород.

3) Значительная масса разрыхленного выветриванием материала подхватывается агентами денудации и переносится на какое-то расстояние. В разных климатических и орографических условиях в этом процессе переноса основную роль играют различные агенты, из которых главными являются текучая вода, глетчерный лед и ветер.

Таким образом, можно наметить как бы несколько параллельных путей миграции продуктов выветривания — водный, ледниковый и эоловый. В качестве бокового ответвления водного пути следует выделить перенос подземными водами в пустотах и трещинах горных пород.

На каждом из этих четырех путей денудации задерживается часть мигрирующих продуктов выветривания, образуя новые осадочные породы, обладающие рядом характерных особенностей. Соответственно выделяются четыре параллельных генетических ряда континентальных отложений: водный, подземноводный, ледниковый и ветровой или эоловый.

4) Первые этапы перемещения продуктов выветривания на поверхности суши так же, как и образующиеся при этом горные породы, настолько своеобразны, что не укладываются целиком ни в один из перечисленных выше рядов. Это процессы сноса, совершающиеся на склонах, в которых особую роль играет собственный вес обломочного материала, иногда сочетающийся с прямым или косвенным участием воды. Указанные причины позволяют выделить еще один генетический ряд склоновых или колювиальных образований.

5) Наконец, часть продуктов выветривания, достигающая морского побережья, либо выносятся в глубь морского бассейна, либо отлагается в узкой прибрежной полосе в виде осадков речных дельт, эстуариев, лиманов, маршей и т. п. Последние образуют своеобразный комплекс, на особенностях которого сказываются как процессы, свойственные суше, так и влияние морского бассейна. Поэтому их рационально выделить в особый прибрежный или паралический ряд, понятие который можно только на фоне истории моря, поэтому в данную схему они не включаются.

6) Каждый из указанных четырех путей миграции продуктов выветривания может быть расчленен на отдельные этапы с соответствующими осадочными образованиями.

Это уже будут, в классификации Е. В. Шанцера, следующие более низкие ступени — генетические группы и подгруппы. Так, например, в случае ведущей водной денудации мож-

но различать группу отложений водных потоков, или флювиальную, и группу озерных отложений, или лимническую. В озерной группе можно выделить подгруппы отложений подводных озерных дельт и собственно озерных осадков.

7) Следующая категория классификации соответствует обычно выделяемым генетическим типам, которые образуют компактную группу, связанную тесными парагенетическими соотношениями. Относящиеся к ним породы нередко развиты рядом друг с другом, в пределах одного и того же склона или дна долины. Часто наблюдаются смешанные, переходные типы.

В то же время они исторически могут сменять друг друга в ходе эволюции рельефа. Например, осыпание и оползание характерны в основном для морфологически молодых склонов, а солифлюкция, плоскостной смыв и связанные с ним накопления делювия более типичны для позднейших фаз развития склона, когда уклоны выполаживаются. Все эти типы объединяются в одну группу склонового ряда: осыпные и обвальные накопления, делювий, солифлюкционные накопления, оползневые накопления.

Вторым примером может служить смена озерных отложений в процессе заполнения озерных котловин и затем, накопление аллювия, происходящее в процессе развития рельефа.

8) Наряду с фактом тесной парагенетической близости всех генетических типов каждой группы они обнаруживают преимущественное развитие в определенных орографических и климатических зонах суши за счет редукции других типов. Так, например, если взять те же склоновые образования, то в субполярной и полярной областях солифлюкционное движение грунта проявляется наиболее интенсивно и не только маскирует делювиальный процесс, но препятствует накоплению значительных осыпей. В этих климатических условиях солифлюкционные накопления становятся решительно господствующим типом.

На равнинах гумидных областей более типично накопление делювия и частично продуктов оползания. Однако склоновые отложения здесь остаются слабо развитыми, поскольку оползни тяготеют лишь к склонам благоприятного геологического строения, а смыву препятствует сплошной дерновый покров, одевающий даже склоны с крутизной до 25—30°. Наиболее благоприятной для накопления делювия оказывается зона сухих степей, так как здесь склоны лишены сомкнутой дернины, а осадки выпадают в теплые сезоны в достаточном количестве. Наконец, в пустынях и высокогорных странах господствующим типом склоновых образований становятся осыпные и обвальные накопления. Таким образом, хотя все четыре типа отложений склонов и могут присутствовать в пределах одной

и той же небольшой территории, но в основном каждый из них приурочен к строго определенным зонам рельефа и климата.

Следовательно, можно сказать, что каждый генетический тип оказывается географическим вариантом данной генетической группы или генетического ряда.

Е. В. Шанцер особо характеризует некоторые отдельные положения своей схемы:

1) В элювиальном ряду, охватывающем все горные породы, представляющие собой топографически не смещенные скопления продуктов выветривания, выделены две генетические группы — собственно элювий и почвы. Здесь необходимо подчеркнуть, что при формировании коры выветривания в основном происходит вертикальная миграция части веществ, что в корне отличается от переноса веществ агентами денудации. Поэтому в этом случае нельзя говорить о «ступенях» и «этапах» переноса, и противопоставление элювию такого образования, как почва, имеет несколько иной смысл.

Почва — это самый верхний горизонт коры выветривания, закономерно связанный со всем ее профилем, но существенно отличающийся от ее более глубоких частей. Но своеобразие почв не сводится только к морфологическим признакам. В почве протекают сложнейшие биологические и биохимические процессы, являющиеся главным отличительным признаком почвообразования, особой категорией процессов выветривания. Поэтому почва должна быть выделена в самостоятельное подразделение элювиального ряда.

2) Разделение флювиальной группы на два генетических типа — аллювий и пролювий — обусловлено тем, что в данном случае наблюдаются резко отличные режимы водных потоков. В первом случае поток постоянно действующий, а во втором — периодический, часто катастрофически проявляющийся. И под «пролювием» следует понимать, как это делает большинство современных советских исследователей Средней Азии, весь комплекс отложений конусов выноса и сухих дельт засушливых областей, а не только их окраинные лессовые фации, к которым впервые в 1903 году А. П. Павлов применил термин пролювий.

Понятие генетического типа Е. В. Шанцер объединяет с понятием фация. Под фацией он понимает парагенезис осадочных пород, соответствующий определенному типу физико-географической обстановки земной поверхности. Как известно, до сих пор еще нет полного единства в определении фации, и можно наметить три основных направления в определении фации. Одни понимают под фациями физико-географические условия, в которых происходило образование тех или иных осадков; другие — определенные типы самих осадков, например, фации известняков, галечников, песков и т. д., т. е.

вкладывают петрографическое содержание; третьи—совокупность признаков осадков и условий их образования.

Так как этот вопрос имеет очень важное значение, остановимся на нем несколько подробнее, с учетом того, что от термина фация необходимо отличать понятие фациальные особенности осадочных толщ, в определении которого расхождений нет. Под фациальными особенностями осадочных толщ понимают отличительные признаки осадков, которые имеют первичное происхождение и зависят от условий образования этих осадков. В совокупности эти признаки характеризуют физико-географические условия образования данных осадков, например косослоистость, крупнозернистость, иловатость, известковистость, наличие или отсутствие животных и растительных остатков и т. д.

Д. В. Наливкин, сторонник первой точки зрения, дает следующее определение фации: «Современная фация—это часть земной поверхности, на всем своем протяжении обладающая одинаковыми физико-географическими условиями и одинаковой фауной и флорой», т. е. часть земной поверхности, обладающая определенными биономией (условиями обитания) и биоценозом (растительным и животным сообществом). Затем он выделяет понятие «ископаемая фация», которое определяется следующим образом: «Ископаемая фация — это часть пласта, пласт или свита пластов, на своем протяжении обладающая одинаковым литологическим составом и заключающая одинаковую фауну и флору».

Таким образом, Д. В. Наливкин считает, что фация — это единица ландшафта. На фации подразделяются все ландшафты, вся земная поверхность, и в палеографии фация является такой же систематической единицей, какой, например, в зоологии является вид. Как весь органический мир, все животные и растения делятся на виды, так и вся земная поверхность, все моря и континенты делятся на фации. Совокупность животных и растений, связанных с данной фацией, называется биоценозом.

Еще более определенно формулирует понятие фации другой крупный советский геолог М. К. Коровин: «Фация — понятие географическое. Это район или область, которые характеризуются определенным комплексом физико-географических условий (или биономией) и, с другой стороны, определенным сообществом живых организмов, приспособившихся к этим условиям (или биоценозом)». Далее он говорит, что в ископаемой фации мы должны различать два основных элемента — петрографический и палеонтологический. И так как они отражают физико-географические условия и состав органической жизни минувшего времени, то ископаемые фации позволяют реставрировать палеогеографические фации соответствующих эпох с присущими им особенностями биономии и биоценоза.

Этой же точки зрения придерживаются А. А. Борисяк, Л. С. Берг, Ю. А. Жемчужников, Н. В. Воссоевич, Н. М. Страхов и многие другие. Можно сказать, что приведенное «географическое» определение фации является в советском естествознании господствующим.

Противники «географического» определения фации указывают, что если фации отождествлять с физико-географическими условиями, т. е. ландшафтами, то далеко не каждая фация будет характеризоваться соответствующими отложениями: например, вершины хребтов, центральные части ледников и т. д. На это можно возразить тем, что отсутствие осадка—это также отражение определенных физико-географических условий; затем, обычно фации располагаются не изолированно одна от другой, а в каком-то соотношении (последовательном или скачкообразном), следовательно, изучение комплекса ископаемых фаций на каком-либо участке позволит установить причину отсутствия осадков на тех или иных пространствах и тем самым восстановить физико-географическую обстановку этих территорий.

Отсюда вывод — ископаемую фацию следует изучать не изолированно, а в соотношении с другими фациями (во взаимосвязи).

Поэтому, как мы считаем, глубоко прав Е. В. Шанцер, когда говорит, что изучать осадок нужно только с учетом естественных парагенетических связей. Только значение законов парагенетических связей, пишет он, может помочь правильно понять пеструю географическую и историческую смену разнообразных континентальных осадков, а также причины появления в данном месте и в данное время определенного типа этих осадков.

Несколько более существенными возражениями против «географического» определения фации является то, что в нем недостаточно учитывается тектонический режим. Длительность отложения обломочного материала может быть различной на разных участках при одной и той же физико-географической обстановке, благодаря разным тектоническим режимам. Но здесь по существу затрагивается не вопрос характера осадка, а его мощности, и при современном состоянии естествознания исследователь имеет возможность отличить причины изменения мощности осадка и установить, в каких случаях сказалось влияние тектонического режима, в каком физико-географическая обстановка (главным образом, рельеф).

Таким образом, нельзя согласиться с определением фации как вещественным выражением условий формирования осадка, т. е. считать, что фация — это определенная осадочная горная порода.

Для целей реконструкции географической обстановки гораздо правильнее определять фацию «географически» и соот-

ветственно придерживаться физико-географических названий фаций, а не литологических.

После этого необходимого отступления по определению фации мы можем вновь вернуться к вопросу о генетической классификации четвертичных отложений. Схема Е. В. Шанцера была позже несколько переработана и дополнена С. А. Яковлевым. Последний в вопросе определения фации стоит скорее на «литологической» точке зрения и поэтому возражает против объединения генетического типа отложений с фациями, как это делает Е. В. Шанцер. Кроме того, А. С. Яковлев считает, что раздел «генетические группы» может быть опущен, так как в его понимании группа и ряд — это одно и то же. Наконец, он добавляет еще некоторые образования, не учтенные Е. В. Шанцером, как вулканические отложения, фации органического происхождения и некоторые другие.

В итоге, С. А. Яковлев, несколько переработав и дополнив схему Е. В. Шанцера, предлагает следующую генетическую классификацию четвертичных отложений:

Группа	Тип	Фации и отложения
Элювиальная	Элювиальный	Россыпи, щебень, дресва
	Почвенный	Латерит, подзол, болотная почва, чернозем, каштановая почва, серозем, солончак, солонец
Гравитационная	Коллювиальный	Осыпные отложения Обвальные отложения
	Оползневой	Оползневые отложения
	Солифлюкционный	Солифлюкционные отложения
	Лавинный	Лавинные отложения
Водная	Иллювиальный и пещерных отложений	Иллювиальные отложения Отложения источников Пещерные отложения
	Делювиальный	Делювиальные отложения
	Проллювиальный	Селевые отложения Отложения сухих дельт Конусы выноса Лессовидные породы
	Аллювиальный	Русловая фация Старичная фация Пойменная фация

Группа	Тип	Фашии и отложения
	Аллювиально-озерный и аллювиально-морской Озерный Морской	Дельтовые отложения. Отложения пресноводных озер. Отложения соленых озер Фашия скал, камней и галечников Фашия песков Фашия илов Фашия ракуши
Гляциальная	Ледниковый Флювиогляциальный Озерно-ледниковый Ледниково-морской	Фирновые отложения Ледовые отложения Моренные отложения Озовые отложения Камовые отложения Зандровые отложения Ленточные осадки Отложения плавающих льдов Айсберговые отложения Морская морена Морские ленточные глины
Субаэральная	Аэрально-эоловый	Снеговые отложения Метеориты и метеоритная пыль Вулканические пеплы Эоловые пески Эоловый лесс
Органическая	Торфяной	Низинная фашия Переходная фашия Верховая фашия
Вулканическая	Лавовый	Основная лава Кислая лава

Нельзя сказать, что и эта классификация является полной и выдержанной. Она также требует дальнейшей разработки и уточнения, но во всяком случае, на сегодня, — это наиболее детально разработанная классификация, которой можно пользоваться при полевых работах.

В этом отношении она имеет преимущество перед «схемой» Е. В. Шачцера, которая разработана менее детально.

Основная литература

1. Жемчужников Ю. А. Что такое фация. Литологический сборник ВНИГРИ, 1948.
2. Коровин М. К. Историческая геология. М., 1941.
3. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд. АН СССР, 1956.
4. Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. Бюллетень МОИП, отд. геол., т. XXI, вып. 4, 1946.
5. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.
6. Шанцер Е. В. К учению о фациях континентальных осадочных образований. О классификации континентальных осадочных образований. Бюллетень Четвертичной Комиссии АН СССР, № 13, 1948.
7. Яковлев С. А. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Часть 1, Раздел «Генетическая классификация». М., Госгеолтехиздат, 1954.

22 КОП.

5397