

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное агентство по образованию

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

А.Н. Павлов

«Г Е О Ф И З И К А»

ТЕМЫ: 7. Взаимодействие океана и литосферы
8. Взаимодействие атмосферы и суши
9. Общая теория развития литосферы

КОНСПЕКТЫ ЛЕКЦИЙ



Санкт-Петербург
2006

УДК 550.3

Павлов А.Н. Геофизика. Тема 7. Взаимодействие океана и литосферы. Тема 8. Взаимодействие атмосферы и суши. Тема 9. Общая теория развития литосферы. Конспекты лекций. – СПб.: изд. РГГМУ, 2006. – 116 с.

Рецензент: И.А. Одесский, проф. СПбГТИ (технический университет)

Обсуждаются процессы, происходящие на верхней границе литосферы: на дне Мирового океана и на поверхности суши. Эти процессы рассматриваются применительно к основным морфологическим областям этой границы, связываются с особенностями их геологического строения и теми явлениями, которые определяют события планетарного масштаба. Завершается курс изложением теории пенеплена и теории педиментов.

Конспекты предназначены для студентов и преподавателей, связанных с изучением наук о Земле.

UDC 550.3

Pavlov A.N. GEOPHYSICS. Subject 7. The interaction between the ocean and the land. Subject 8. The interaction between the atmosphere and the land. Subject 9. The general theory of evolution of the lithosphere. Synopsis of lectures. St. Petersburg. RGGMU, 2006, 116. pages.

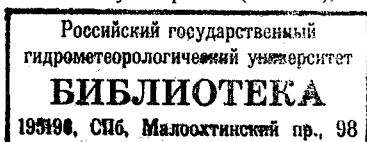
Reviewer: I.A. Odessky, Professor of St. Petersburg Mining Institute (Technical University)

The lectures consider the processes taking place on the upper boundary of the lithosphere – the World Ocean floor and the Land surface. These processes are regarded as applied to the main morphological objects of this boundary, and a special attention is concentrated on their connection with the geological structures of those morphological objects and with the phenomena determining the events of the planetary scale. The course is concluded with the theories of peneplain and pediment.

The synopsis of lectures is intended for students and lecturers in the Earth Sciences.

© А.Н. Павлов

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2006



Тема 7. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И ЛИТОСФЕРЫ

Океан, состоящий из капель, велик.
Из пылинок складывается материк.
Твой приход и уход – не имеют значения.
Просто муха в окно залетела на миг...
Омар Хайям

7.1. Абразионно-аккумулятивные процессы на внутреннем шельфе

Основные понятия

1. **Абразия** [abrasio – соскабливание, сбрасывание] – процесс механического разрушения волнами и течениями коренных пород. Наиболее интенсивно абразия проявляется у самого берега под действием прилива (наката). Горные породы испытывают удары волн, коррозионное разрушение под действием ударов камней и песчинок, растворение и другие виды воздействия. Менее интенсивно протекает подводная абразия. Но она распространяется до глубин в несколько десятков метров, а в ряде случаев – до 100 м и более. В полярных областях абразия сопровождается процессом протаивания мерзлых пород и называется термоабразией.

2. **Аккумуляция береговая** [accumulatio – накопление] – накопление наносов волнового поля при действии волн и сопровождающих их течений. Возникает в результате аккумуляции наносов при их вдольбереговом перемещении или выносе со дна в процессе выработки *подводного берегового склона*.

Подводный береговой склон – часть морского дна, прилегающая к берегу. Его рельеф создан волнами при данном уровне моря. Верхней его границей является береговая линия. Нижняя граница определяется глубиной волнового воздействия и часто совпадает со сменой песчано-алевритовых грунтов илами.

С абразионно-аккумулятивными процессами в береговой зоне связано формирование специфических береговых и прибрежных геоморфологических форм, называемых *клиф, бенч, пляж, терраса, коса, пересыпь, томболо, бар, вдольбереговой поток наносов*.

- **Клиф** – обрыв или крутой уступ коренных пород на берегу моря (или озера), образовавшийся в результате абразии. Различают *клиф активный*, который развивается в настоящее время, и *клиф отмерший*, не подвергающийся современному воздействию волн.

- **Бенч** – часть побережья, выровненная действием волн (абразией) в коренных породах, при колебаниях береговой линии. Бенч иногда покрывается малоомощными рыхлыми осадками. При стабильном уровне моря (отсутствие трансгрессии или регрессии) бенч развивается до выработки профиля равновесия – *подводного берегового склона*. Большая часть бенча находится под уровнем моря, незначительная часть – перед *клифом* на берегу и называется *шtrand* (*обнаженный бенч*). Образующийся при формировании бенча обломочный материал перетирает-

ся, и его большая часть сносится к подножию подводного склона, где возникает террасовидная площадка, называемая *отсытью*.

- **Пляж** – слабонаклоненная к морю полоса берега, сложенная песком, гравием, галечником, валунами, отлагающимися под действием прибойного потока. Различают *пляжи полного профиля* с пологой и невысокой валообразной поверхностью, характерной для аккумулятивных берегов, и *пляжи неполного профиля (прислоненные)*, часто наблюдающиеся на абразионных берегах.

- **Терраса морская** – выровненная площадка, образующаяся на морском побережье в результате тектонического поднятия суши или эвстатического опускания уровня моря (связывают с опусканием океанических впадин или климатическими причинами, например, с ледниковыми периодами). Являются остатками абразионной (*абразионная терраса*) или аккумулятивной (*аккумулятивная терраса*) поверхностей.

Абразионная терраса (волноприбойная) – пологая площадка, приподнятая над уровнем моря (или озера), ограниченная со стороны берега отмершим клифом. Является бывшим бенчем.

Аккумулятивная терраса – сложена отложениями одного цикла аккумуляции на глубину, превышающую последующий врез.

- **Коса** – аккумулятивный невысокий вал, выступающий над поверхностью воды. Возникает на участках побережий, где происходит торможение или уменьшение емкости потока наносов.

- **Пересыпь** – невысокий вал, перегораживающий залив. Формируется при падении энергии волнового поля в результате рефракции волн, входящих в залив.

- **Томболо** – пересыпь, соединяющая остров с материком. Возникает в результате ослабления энергии волнового поля, перемещающего вдольбереговые наносы.

- **Бар** – крупная песчаная гряда – продукт поперечного перемещения донных наносов в сторону берега.

- **Вдольбереговой поток наносов** – движение по дну и пляжу больших масс наносов, вызываемое волнами, подходящими к берегу под косыми углами.

Представление о морфологических особенностях строения береговой зоны, формирующихся при взаимодействии суши и океана, дают рис. 7.1 и 7.2.

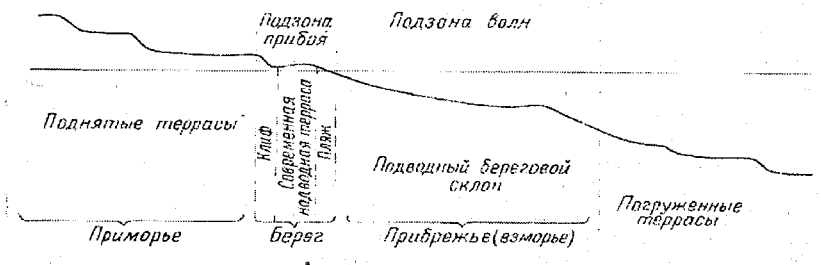


Рис. 7.1. Схема строения морского побережья.

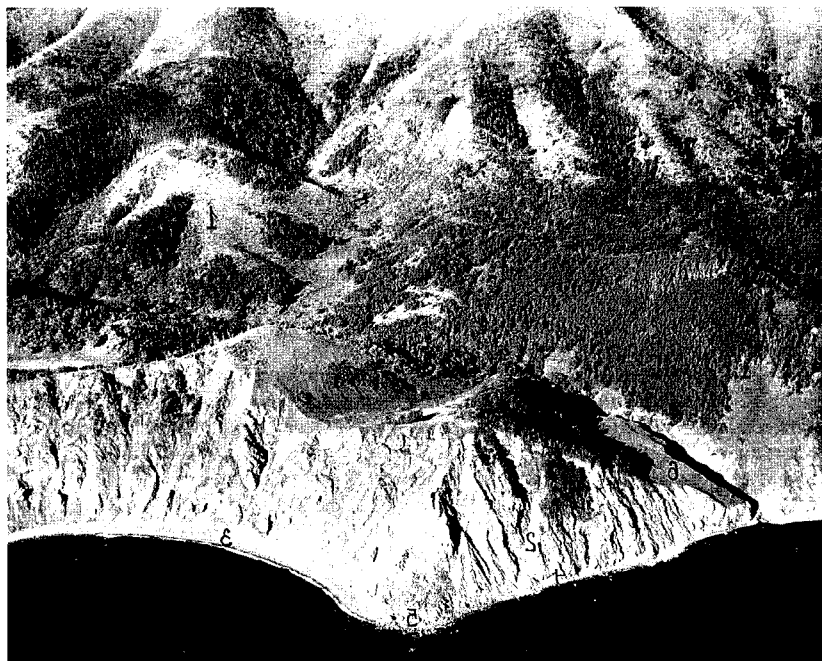


Рис. 7.2. Перспективное аэрофотоизображение побережья абразионного типа, приуроченного к низкогорному рельефу.

1 — резкопересеченный среднегорный рельеф; 2 — активный клиф; 3 — песчано-галечный пляж; 4 — глыбово-валунный пляж; 5 — коллювиальные отложения (обвал); 6 — речная цокольная терраса (эрозионно-аккумулятивная).

Волновые поля

Названные абразионно-аккумулятивные формы возникают благодаря действию волновых полей, формирующихся в береговой зоне моря. На глубокой воде волны создают движение смежных частиц воды, близкое к круговым орбитам. Эти орбиты, частично перекрываясь, следуют друг за другом по направлению распространения волны. В открытом море волна движется вперед, но основное количество воды, захваченное ее колебаниями не испытывает поступательного движения. Вблизи поверхности высота волны практически соответствует диаметру круговых орбит.

Высота волны — расстояние между ложбиной и гребнем. Для большинства океанских волн она составляет около 3 м, реже 3-6 м. Высота штормовых волн достигает 10-16 м.

Длина волны – расстояние по горизонтали между соседними гребнями. В зависимости от состояния ветрового поля она может меняться от первых метров до нескольких сот метров в областях зарождения штормов. При выходе из штормовой зоны волны обычно уплотняются и превращаются в зыбь, длина волны которой может достигать 600 м.

Период волны – время, за которое волна проходит расстояние между ложбинами и гребнями. Обычно это время составляет несколько секунд, но при определенной геометрии волны её период может удлиняться до 10 и даже до 20 с. Период волны зависит от её длины.

Скорость волны – в глубокой воде прямо связана с её периодом. Например, волна с периодом 6 с имеет скорость 35 км/ч, а с периодом 20 с – около 100 км/ч.

Интерференция – наложение друг на друга систем волн разной длины, высоты и направления. В результате интерференции может возникать неупорядоченное движение волн.

Глубина проникновения волн – определяется размером круговых орбит и соотношением между длиной волны и глубиной воды. При увеличении глубины моря волновое движение довольно быстро ослабевает. Существенного уменьшения оно достигает на глубине равной половине длины волны, хотя в слабом виде проявляется даже в случае, когда длина волны меньше 1/20 глубины.

Сила волн зависит от их высоты и длины. Средняя волна высотой 2 м создает давление около 15 т/м². Примеры волн огромной силы впечатляющи. В Шотландии зафиксирован случай, когда волнами был вырван бетонный блок массой 2350 т.

Для абразионно-аккумулятивных процессов, протекающих на мелком море и в береговой зоне, важное значение приобретают некоторые производные формы волнового движения.

Прибой – разрушение волн у берега. Возникает в результате преобразования колебательного волнового движения в поступательное. Этот процесс является следствием уменьшения скорости волн на мелководье под действием сил трения о дно (см. рис. 7.3.).

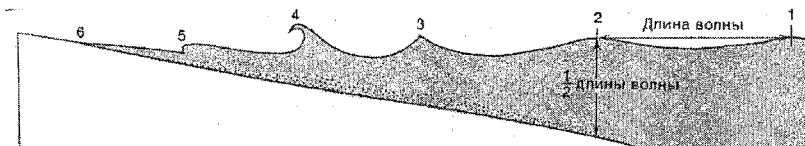


Рис. 7.3. Схема образования прибоя и бурунов [1].

1 – длинные волны открытого моря; 2 – волны открытого моря задевают дно; 3 – короткие и высокие волны на наклонном дне; 4 – опрокидывание и обрушение волны у линии прибоя (малая глубина препятствует частицам воды совершать полное круговое движение); 5 – движение воды в виде турбулентного наката, который выкатывается на пляж (6).

Разрывные течения (сулои) – узкие потоки воды, вытекающие из волноприбойной зоны в море через линию прибоя. Питаются прибрежными течениями. Скорость может достигать 1 м/с. Способствуют удалению воды и осадков, которые приносятся на пляж ветровыми течениями (см. рис. 7.4)

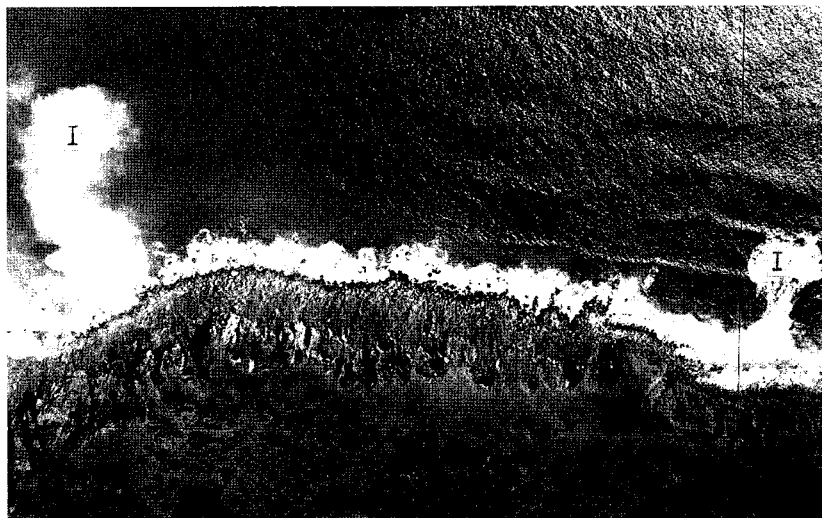


Рис. 7.4. Аэрофотоизображение разрывных течений (I).



Рис. 7.5. Аэрофотоснимок рефракции волн у берега с постепенным нарастанием глубин.

Рефракция волн (преломление) – разворот волн при их подходе к берегу. Благодаря рефракции все элементы берега подвергаются почти лобовой атаке волн, фронт этой атаки растягивается, и сила ее ослабевает в бухтах. На головных и боковых участках мысов, наоборот, происходит концентрация волнового воздействия (см. рис. 7.5).

Дифракция волн – изгибание волны при прохождении ее через зазор или отверстие. Это изгибание создает впечатление круговых волн, исходящих от края зазора. При дифракции энергия волн рассеивается, что приводит к уменьшению ее высоты за препятствием (см. рис. 7.6).

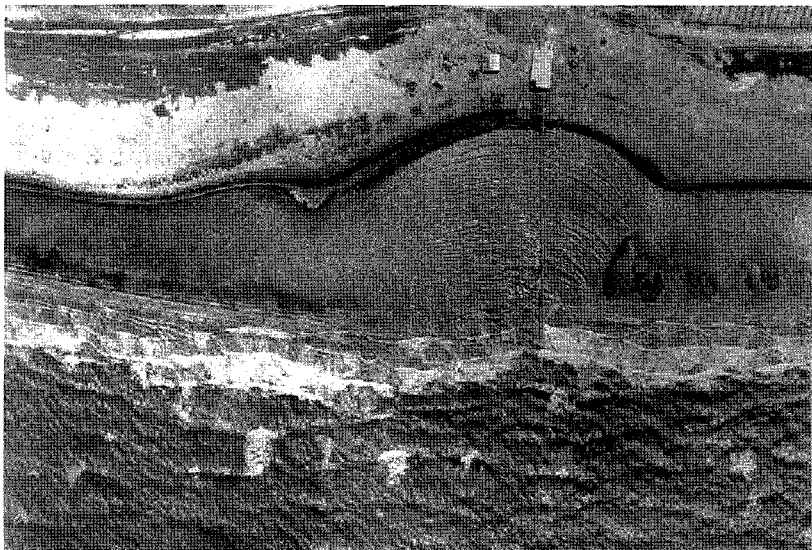


Рис. 7.6. Дифракция волны при проходе ее через узкий пролив в каменистой гряде, едва возвышающейся над поверхностью моря (аэрофотоплан).

Прибрежные течения – вдольбереговые течения, являющиеся продуктом волн, косо подходящих к берегу. Скорость таких течений может достигать нескольких метров в секунду и способно переносить путем волочения песок и гравий. Эти течения играют большую роль при транспортировке песчано-гравийных наносов и формировании пляжей. Непосредственно у бровки берега возникают зигзагообразные траектории движения воды, способные переносить на многие километры не только песок и гравий, но и гальку.

Речной сток

Основной материал, аккумулирующийся в прибрежной зоне моря, поступает с речным стоком. В зависимости от водосборной площади и ландшафтных условий бассейна реки объем этих посту-

плений может колебаться в широких пределах. Характер же выноса во многом определяется особенностями гидрографа реки. В паводки и половодья, т.е. при большой воде, выносятся огромное количество взвешенных и влекомых наносов. В меженный период, когда питание рек происходит преимущественно за счет подземного стока, выносятся главным образом растворенные вещества. Соотношение этих составляющих для всей суши было оценено Г.В. Лопатиным [1950]:

взвешенные:влекомые: растворенные вещества = 10 : 1 : 2,8
(по величинам среднегодового стока).

Наиболее ориентировочной цифрой здесь является характеристика влекомых наносов, которая систематически не изучалась по причине инструментальных трудностей измерения. А.В. Волиным [1946] было установлено, что для большинства равнинных рек влекомые наносы составляют лишь 0,2-10 % от взвешенного материала. Для полугорных и горных рек эта доля возрастает до 20% без учета селей, а с их учетом может достигать 40-185 %.

Влияние речных вод на прибрежную зону моря проявляется не только в том, что реки выбрасывают в море материал суши, но существенно влияют и на тепловой режим предустьевого взморья (см. рис. 7.7).

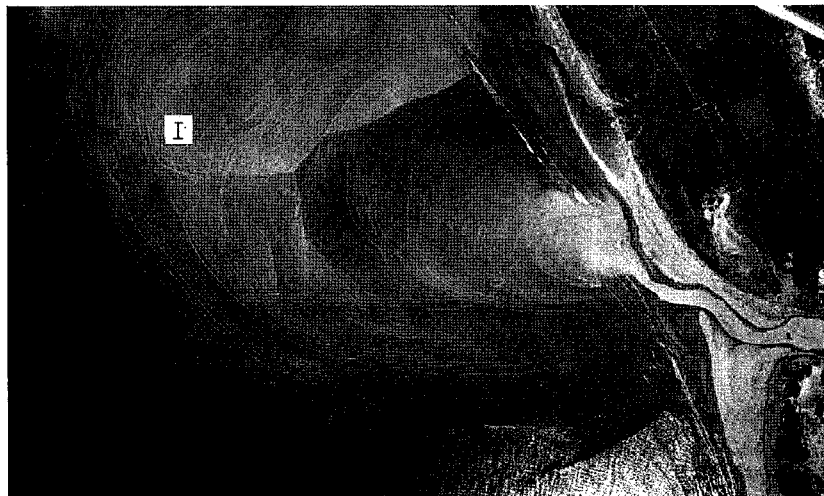


Рис. 7.7. Струи речной воды, поступающей на акваторию внутреннего шельфа (аэрофотоснимок). Концентрические полосы чередования мутной и относительно прозрачной воды. Отклонения струи на север определяется вдольбереговым течением.

Теоретическая схема поступления и перемещения взвешенных и влекомых наносов, связанных с речным стоком, показана на рис. 7.8. Идеология ее проста:

- Позиция I изображает ореол мутности для масштаба точечного источника (устье реки – точка) при отсутствии волнения и вдольберегового течения, когда расход твердого стока (Q) рассматривается как константа. Внешний контур определяется ситуацией равного значения мутности в речной струе и в море.
- Позиция II определяется теми же условиями, но осложненными наличием волнения и продуцируемого им вдольберегового течения.
- Позиция III повторяет позицию II при дискретном поступлении материала со стороны реки (по принципу есть–нет), определяемого характером гидрографа.

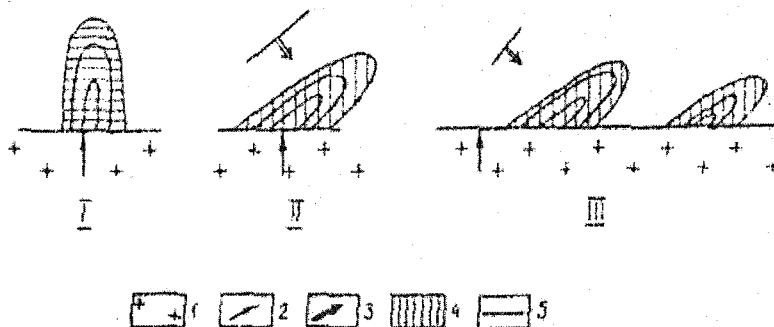


Рис.7.8. Формирование группового характера перемещения наносов.

- 1 – суша; 2 – точечный источник; 3 – вектор фронта преобладающего волнения; 4 – ореол рассеяния взвешенного и влекомого материала; 5 – береговая линия.

Постулируется, что твердый сток генетически связан с паводком. При достаточно длительном вдольбереговом течении сезонного характера можно прогнозировать множественность ореолов подобного рода, вытянутых вдоль линии берега. Расстояние между осями этих ореолов определяется скоростью вдольберегового течения, а число ореолов – частотой поступления из реки порций твердого стока. Очевидно, что в случае, когда в направлении движения

ореолов новые источники (устья рек) не появляются или находятся на значительном удалении от первого источника, ореолы постепенно рассеиваются.

Литодинамический цикл

Экспериментальные работы, проведённые кафедрой гидрогеологии и геологии ЛГМИ в середине 70-х годов прошлого столетия (нынешняя кафедра гидрогеологии и геодезии РГГМУ) совместно с Лабораторией подводных исследований (ЛГМИ–РГГМУ) в зал. Терпения (о.Сахалин), показали, что групповой характер перемещения наносов в зоне волнового воздействия на дно связан не только с береговой линией, но и с любой другой изобатой, выполняющей, как оказалось, функции линии тока. В результате этих работ и других полевых исследований в зал. Терпения удалось сформулировать оригинальные представления о перемещении наносов и деформациях дна в зоне влияния волнения на дно:

1. Основными материальными элементами прибрежной зоны являются минеральные наносы, представленные различными грунтами – от алевритовых разностей до крупных галечников, а также водой.
2. В результате взаимодействия этих элементов возникает ещё один, как бы дочерний элемент – поверхность наносов, морфология которой играет чрезвычайно важную роль при взаимодействии воды и дна.
3. Благодаря этой поверхности область исследования можно называть геодинамической субсистемой, относящейся к числу граничных и развивающейся в результате прямого взаимодействия двух мегасистем – океана и литосферы.
4. Материальные элементы этой субсистемы характеризуются различными показателями, которые рассматриваются в многочисленных публикациях по мелкому морю и в литодинамике.
5. По характеру взаимодействия моря и суши в прибрежной зоне могут быть выделены, по крайней мере, три подзоны:
 - глубокая, где движение наносов непосредственно не зависит от волнения моря;
 - средняя, где энергия волны передаётся на дно;
 - мелкая, в которой происходит разрушение волны (зона прибой).

Первая задача исследований, так или иначе, оказывается связанной с выделением этих подзон в различных параметрах и получением критерия для контроля за их перемещением при изменении условий на границе океан – атмосфера.

6. Изобаты могут рассматриваться как линии тока для наносов.
7. Вдоль изобат наносы перемещаются в виде групп определённой механической крупности.
8. Спокойное волнение приводит к упрощению механического состава наносов, создавая более или менее равномерное поле в основном алевритового или алевролитового состава, и формирует сложные аккумулятивные структуры дна.
9. Штормовое волнение (как правило, свыше 4 баллов) разрушает эту относительную однородность вещественного состава и приводит к упрощению морфологии дна, стремясь сделать её энергетически уравновешенной.

Два последних положения формируют идею литодинамического цикла, который описывает процесс постепенного возбуждения и последующего снижения активности граничной области вода $\leftrightarrow$ дно в средней и мелкой подзонах прибрежной зоны.

Опыт исследований показал, что на базе перечисленных постулатов наиболее успешно можно строить следующие виды моделей:

1. Модели электрогидродинамических аналогий (ЭГДА).
2. Модели в технике факторного анализа.
3. Тренды и трендовые остатки в форме полиномов первого и второго порядков.
4. Модели морфообразования, идеология которых была разработана В.С. Файном для задач дизайна и криминалистики.

Последний тип моделей выглядит наиболее перспективным, хотя он достаточно труден, поскольку ориентирован на использование алгебры Ли.

На базе этих моделей могут быть созданы технологии управления вдольбереговыми процессами с выходом на создание искусственных россыпных месторождений.

Изучение возможностей создания таких месторождений в прибрежных зонах Белого моря показало перспективность такого рода работ по россыпепроявлениям абразивного граната, связанным с современными осадками пляжей и подводного склона мелководного шельфа на Зимнем и Летнем берегах Белого моря.

К пониманию общего литодинамического цикла следует добавить еще один штрих: часть поступающего с суши материала может покидать шельф, уходя из него в форме рассеяния по бровке шельфа, либо через каньоны, рассекающие шельф и часто доходящие почти до береговой полосы.

Общий вывод: в прибрежной зоне океан принимает в себя материал литосферы, находящейся в пределах суши.

7.2. Осадкообразование в открытом океане

Основные понятия

Классификация морских отложений открытого океана (по Ф.П. Шеппарду):

1. Пелагические осадки

- *Коричневая глина* – менее 30 % биогенного материала.
- *Диагенетические осадки* – состоят преимущественно из минералов, выпавших из морской воды, таких как филлипсит и марганцевые конкреции.
- *Биогенные осадки* – более 30 % органогенного материала.
- *Фораминиферовый ооз* – более 30 % кальциевых биогенных остатков (в основном фораминифер) и глобигериновые илы.
- *Диатомовый ооз* – более 30 % кремниевых биогенных остатков, преимущественно диатомей.
- *Радиоляриевый ооз* – более 30 % кремниевых биогенных остатков, преимущественно радиолярий.
- *Обломочные коралловые известняки*, формирующиеся за счет сползания краевых частей рифа:
 - коралловые пески,
 - коралловые илы (белого цвета).

2. Терригенные осадки

- *Терригенные илы* – более 30 % алевритовых и песчаных частиц терригенного происхождения: зеленые, черные, красные.
- *Турбидиты* – осадки, принесенные с суши или подводных возвышенностей мутьевыми потоками.
- *Оползневые отложения* – принесенные оползнями.
- *Ледниково-морские отложения* – характеризуются значительным содержанием аллохтонных частиц, принесенных айсбергами.

Пелагические осадки – осадки открытого моря, образовавшиеся из скелетов планктонных и нектонных организмов, вулканического пепла и пыли, приносимой с материка и даже космического происхождения.

Планктон – организмы, передвигаемые в воде волнами и течениями и не обладающие способностью активного передвижения (блуждающие организмы).

Нектон – водные животные, способные активно передвигаться в водной среде (плавающие организмы, например киты, рыбы, медузы и т.п.).

Филлипсит – минерал группы цеолитов, образующийся в глубоководных илах.

Цеолиты – группа минералов, относящаяся к каркасным алюмосиликатам, содержащим в своем составе воду.

Конкреция (стяжение) – минеральный агрегат, рост которого происходит от центра к периферии. Кристаллы в конкрециях нарастают в виде радиально расположенных лучей, концы которых образуют очертания сфероидальной формы. По составу могут быть моно- и полиминеральными.

Ооз – то же, что органогенный ил. Термин «ооз» применяется американскими геологами.

Фораминиферы – морские и пресноводные преимущественно микроскопические организмы. Отряд корненожек класса простейших. Некоторые современные фораминиферы образуют основную массу океанических илов (глобигериновый ил). Ископаемые формы также иногда являются породообразующими.

Радиолярии – исключительно морские микроскопические организмы отряда корненожек с кремнистым (реже из сернокислого стронция) скелетом. Характеризуются ажурной оболочкой, чаще шарообразной, иногда звездчатой, колоколообразной и другой формы. Являются породообразующими организмами (некоторые яшмы).

Радиоляриевый ил – ил желтоватого и красного цвета. Распространен на дне океана на глубинах 5000 м и более. Входит в состав коричневой глубоководной глин, обогащенной скелетами радиолярий.

Глобигерины – род из отряда фораминифер с известковой пористой раковиной. Имеет длинные тонкие шипы. Морские планктонные формы.

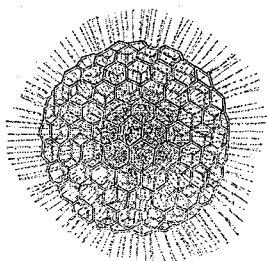
Диатомовые водоросли, диатомеи – одноклеточные водоросли, одетые кремниевым панцирем, состоящим из двух створок, заходящих друг за друга. Живут в пресных водах и морях. Образуют залежи диатомитов.

Диатомовый ил – глубоководный осадок, состоящий преимущественно из скоплений створок диатомовых водорослей. Распространен в холодных водах, особенно по окраинам Антарктической области и северной части Тихого океана (1000-3000 м).

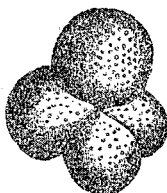
Глобигериновый ил – белый, желтоватый, реже розоватый ил, отлагающийся в открытом океане тропической и умеренной зоны на больших глубинах (2500-5300 м, реже 700-6000 м). Содержит в большом количестве раковинки глобигерин и других фораминифер. Глобигериновые илы покрывают до 30 % ложа Мирового океана. Скорость осаднения в среднем оценивается цифрой 1,2 см в 1000 лет.

Примеры некоторых планктонных организмов показаны на рис.7. 9.

Кораллы (коралловые полипы) – морские животные с известковым или роговым скелетом. Форма тела в виде цилиндрического рукава, один конец которого прикреплен, а на другом расположено ротовое отверстие, окруженное щупальцами. По образу жизни – одиночные или колониальные животные (рис.7.10).



1



2

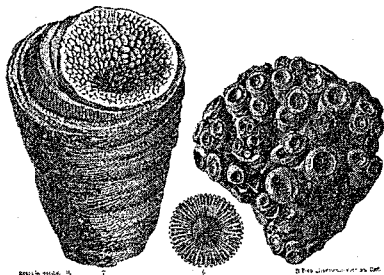
Рис. 7.9. 1 – Радиолария современная (по Бючли и Рюсту из книги М. Неймайра. История земли. Т.2, 1903).
2 – Глобигерина (по Н.Н. Яковлеву, 1932).

Коралловый песок – истертые обломки кораллов, отлагающиеся у основания коралловых рифов или у ближайших побережий.

Коралловый ил – осадок, как правило, белого цвета с содержанием кальция (CaCO_3) до 70-90 % в виде мелких обломков кораллов, известковых водорослей, фораминифер и другого материала, иногда с кусками кораллов. Образуется вблизи коралловых рифов.

Аллохтонные частицы – материал, существенно перемещенный от мест своего «рождения» (попавший в генетически другую зону осадкообразования).

Автохтонные осадки – осадки, образовавшиеся *in situ* (на месте, без переноса материала).



1



2

Рис. 7.10. 1 – Силурийские и девонские кораллы (из книги М. Неймайра. История земли. Т.2, 1903).
2 – Современные рифообразующие кораллы [2].

Общая характеристика осадков открытого океана

Коричневые глины (красные глины) обнаружены на значительно удаленных от береговой зоны частях океана. Как правило, это пла-

стичные и мягкие, жирные на ощупь породы шоколадно-коричневого цвета. Они практически не содержат алевритового материала и отличаются низким содержанием карбонатов и кремнезема.

Считается, что одним из основных источников этих глин является метеоритная пыль. По оценкам некоторых специалистов Земля ежегодно получает около 5 млн. т такой пыли. Для ряда районов океана значительная часть пыли, как первоисточника материала коричневых глин, может поступать из пустынных районов по схемам эолового переноса.

Относительная бедность этих отложений карбонатами и кремнеземом объясняется высокой растворимостью биогенного материала в водах, циркулирующих на больших глубинах, где по физико-химическим условиям может происходить достаточно активное растворение кальциевых и частично кремниевых скелетных остатков умерших организмов.

Диagenетические осадки. Их часто называют еще *аутигенными* и *гидрогенными* отложениями. Это породы, образовавшиеся на месте их нахождения как продукты химического осаждения из водной толщи бассейна осадкообразования.

В последние годы эти осадки изучаются достаточно активно. Причиной повышенного интереса к ним являются, главным образом, марганцевые конкреции, значительная часть которых оказалась обогащенной кобальтом. Считается, что марганцевые (часто говорят железомарганцевые) конкреции представляют собой обычную форму литифицированных пород (рис. 7.11).

Рост конкреций происходит вокруг любого твердого предмета на океаническом дне. Их размеры обычно не превышают 25 см. Однако были встречены экземпляры и очень крупные, массой 850 кг. Возникновение конкреций происходит вследствие насыщения морской воды марганцем и железом. Считается, что значительные количества марганца поступают при подводных вулканических извержениях. Вначале в толще воды образуются коллоидные железомарганцевые частицы. При их падении в толще воды они захватывают из нее никель, кобальт, медь, молибден, свинец, цинк и другие растворенные в воде металлы. Средняя скорость роста конкреций оценивается величиной около 1 мм в 1000 лет. Шепард Ф.П. приводит периоды пребывания в морской воде целого ряда химических элементов. Наиболее «короткоживущими» оказались Al, Be, Ti, Cr, Fe, Nb, Th – всего лишь сотни лет. На второе место попадают Si, Sc,

Mn, Ga, Ge, Y, W – первые тысячи лет. Представление о распространении диагенетических осадков дает рис. 7.12. Считается, что от 20 до 50 % площади ложа океана покрыто сплошной отмошкой железомарганцевых конкреций.

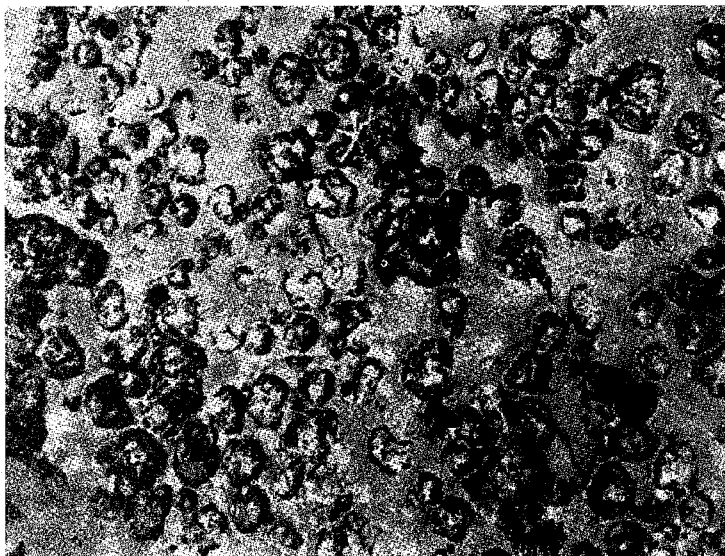


Рис. 7.11. Марганцевые конкреции на плато Блейк. Глубина 814 м (по К. Эмери, 1965 [4]).

Средний размер конкреций около 12 см в диаметре.

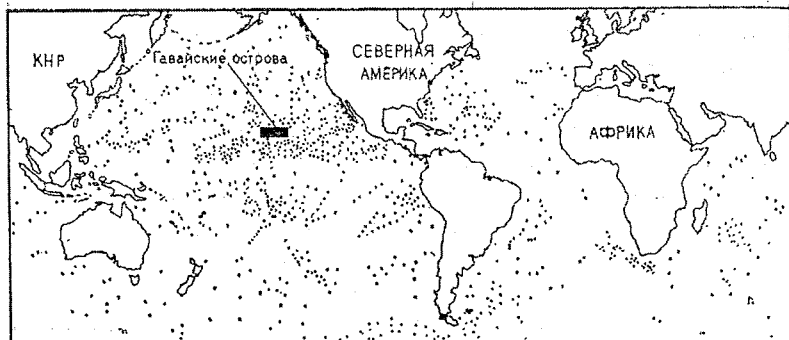


Рис. 7.12. Распределение марганцевых конкреций на глубоководном дне [7]. Максимальное их количество обнаружено южнее Гавайских островов (черная полоска).

Остальные пелагические осадки своей классификации Ф. Шепард рассматривает обобщенно как *пелагические илы*. В отличие от коричневых глин и диагенетических осадков они состоят преимущественно из остатков живых микроорганизмов (животных и растений — фораминифер, радиолярий, диатомей и др.), но все же содержат значительное количество коричневой глины. Большинство этих организмов представляют собой планктон, обитающий в приповерхностных водах. После гибели скелеты планктона погружаются на дно. При этом скорость погружения достаточно высока и потому биогенные остатки не успевают переноситься далеко от места их обитания. Органогенный состав пелагических илов в значительной мере определяется растворимостью скелетных остатков в глубоководных условиях. Наиболее растворимы карбонатные скелеты, и потому их скопления характерны для относительно не глубоких областей океана. Кремнистые же скелеты на больших глубинах устойчивы к процессу растворения, и потому на их основе формируются кремнистые оозы (органогенные илы).

Ограничение в распространении известковых илов по глубине связывается с так называемым *уровнем карбонатной компенсации (УКК)*. Это глубина, на которой скорость растворения карбоната кальция становится равной скорости его поступления. Ниже этой глубины (уровня) накопление карбонатов невозможно. Величина УКК в основном определяется давлением, температурой, соленостью и газовым составом морской воды. Например, в Тихом океане УКК достигает 4000-5000 м. В Атлантическом и Индийском океанах эти цифры несколько больше. В полярных областях УКК заметно меньше.

Терригенные илы. Эти отложения представляют собой глубоководные алевритовые глины. Их источником является суша, и они окаймляют большинство современных континентов. Содержание в них органических остатков обычно невелико, что объясняется высоким темпом поступления терригенного материала. Окраска этих отложений весьма разнообразна и определяется местными условиями осадконакопления. Например, красный цвет связан с высоким содержанием окисного железа, зеленый — с присутствием железа закисного, голубой обусловлен наличием органического вещества и переходом ферросульфатов в закись и гидрат закиси железа в умеренно восстановительных условиях. Черные илы формируются в

плохо вентилируемых бассейнах. В них присутствует в значительных количествах органическое вещество и сульфиды железа. Иногда эти илы даже имеют сильный запах сероводорода. Встречаются и белые илы, но очень редко, в основном в некоторых тропических районах. Сложены они в основном кальцитом, но в отличие от оозов представлены в основном тонкоперетертыми обломками рифов.

Турбидиты. Это песчаные и грубозернистые глубоководные океанические отложения со значительным содержанием алевритовых и глинистых частиц. Для них характерна так называемая градиционная слоистость, при которой в разрезе толщи ритмически чередуются серии слоев от грубозернистых внизу (песок и даже гравий) до тонких пелитовых образований в верхней части разреза. Генетически эти отложения представляют собой конусы выноса подводных каньонов и наклонных равнин материкового склона. Они вытянуты в сторону открытого океана на огромные расстояния (на многие сотни километров) (см. рис.7.13). Для них характерно присутствие включений явно мелководного и даже континентального происхождения. Считается, что турбидиты участвуют и в формировании шлейфов, оконтуривающих подножия подводных гор и хребтов.

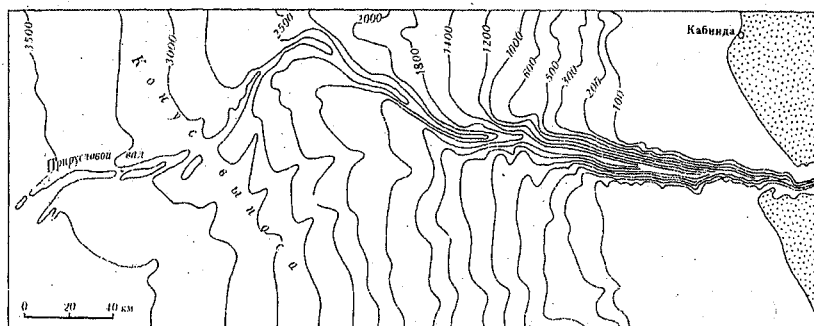


Рис. 7.13. Морфологические черты одного из крупнейших подводных каньонов – Конго [2]. Устье каньона расположено на глубине около 3500 м. Начиная с глубин 2500 м, каньон фактически врезан в собственный конус выноса, который уверенно прослеживается до глубин 4000-4500 м. [2].

Сход мутьевых потоков по каньону обычно носит катастрофический характер, напоминающий сход грязекаменной лавины в горах (сель). Скорость движения мутьевого потока может достигать

70-80 км/ч. Для подводных каньонов характерно развитие явлений *оползания и осыпания склонов*.

Ледниково-морские отложения. В отечественной научной литературе эти отложения принято называть айсберговыми осадками. Они состоят из моренного материала, представленного неокатанными валунно-щебнистыми отложениями, имеющими очень низкую степень сортировки.

Обычные размеры обломков составляют 25-50 мм. Для них характерен серый, зеленовато-серый и бурый цвета. Эти осадки практически не содержат карбонатов, имеют примеси диатомовых водорослей, иногда стеклянных губок. Регионально айсберговые осадки тяготеют к областям современных крупных оледенений суши – Антарктиде и Гренландии, являющихся главным поставщиком айсбергов. Наиболее обширные площади их распространения зафиксированы в южном полушарии и составляют около 6,4 млн. км². Механизм этих образований особых дискуссий не вызывает. Его связывают с таянием айсбергов и осаджением содержащегося в них моренного материала на дно.

Отечественные специалисты, наряду с айсберговыми осадками, выделяют еще и *осадки северной ледовой зоны*. Они формируются под воздействием плавающих льдов, преимущественно неайсбергового происхождения. Это – льды припая, речные и многолетние морские льды. Характерной их чертой является преобладание алевритовых и пелитовых фракций со значительной примесью галечного и песчаного или песчано-гравийного материала.

Пирокластические (вулканогенные) осадки. Этот тип осадков стал выделяться после работ советских исследователей [2], хотя их описание давалось и ранее, в частности Ф. Шеппардом [9 доп.]. По своему механическому составу эти осадки представлены песками, крупным алевритом и мелкоалевритовыми илами. В минералогическом спектре преобладают вулканическое стекло, плагиоклазы, оливин, авгит и пироксены. Характерно высокое содержание малоустойчивых глубинных минералов. Довольно часто встречаются крупные включения, связанные с вулканическими извержениями, такие, например, как вулканические бомбы. Представление о характере распространения пирокластических осадков дает рис. 7.14.

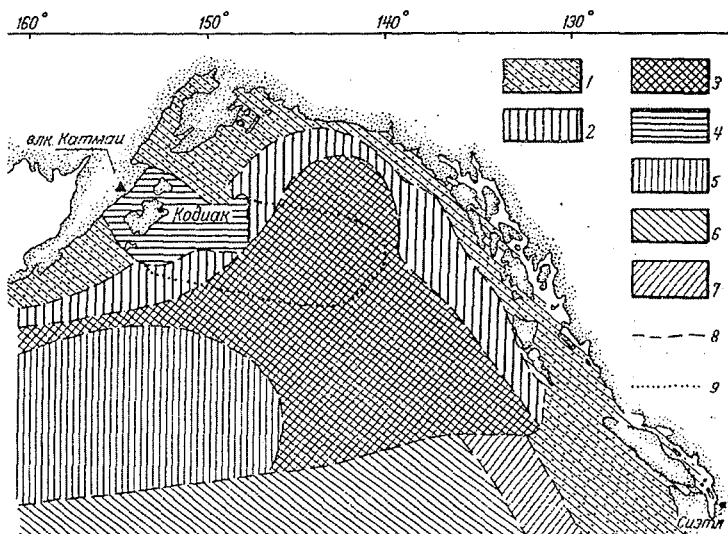


Рис. 7.14. Распределение осадков на дне северо-западной части Тихого океана (из работы [9 доп.].

1 – терригенные отложения (от галечников до глин); 2 – терригенные отложения с содержанием диатомей менее 20 %; 3 – осадки, включающие более 20 % диатомей; 4 – вулканические пеплы вулкана Катман; 5 – ледниково-морские отложения с диатомеями; 6 – глины с радиолариями; 7 – алевриты и глины, обогащенные глобигеринами; 8 – границы распространения осадков различных типов; 9 – границы поля пеплов вулкана Катман.

Основные закономерности осадкообразования в открытом океане

Генетические закономерности. Авторитетный советский геолог Леонтьев О.К. рассматривает три основных типа осадкообразования в морях и океанах [2]:

1. *Нормальная седиментация.* Характеризуется длительным перемещением материала в виде взвеси и постепенным его осаждением на дно (в среднем в течение нескольких десятков лет).
2. *Аллохтонная седиментация.* Имеется в виду перемещение осадочного материала под действием волновых движений, мутьевых потоков, подводного оползания, оплывания или обваливания или под действием плотностных донных течений. Это название Леонтьев О.К. считает условным, в связи с тем, что при нор-

мальной седиментации материал также переносится (см. *основные понятия*). Однако, формы переноса в первом и втором случаях принципиально отличаются.

3. *Автохтонная седиментация*. Накопление осадочного материала без переноса. Примерами могут служить образование хемогенных осадков, скопление ракушки, образование коралловых известняков.

Географические закономерности. Установлено три основных закономерности в географическом распределении донных осадков:

1. *Широтная*. Связь с климатической зональностью. Наиболее отчетливо эта связь проявляется в смене известковых илов кремнистыми (в полярной и субполярной зонах). Более детальные исследования показали, что закономерно изменяется и распределение главных глинистых минералов, распространение айсберговых осадков и др.
2. *Циркумконтинентальная (или меридиональная)*. Достаточно четкая смена характера отложений по мере удаления от материков. Отложения терригенного состава, развитые преимущественно по окраинам материка, по мере удаления от береговой черты в умеренных и теплых широтах сменяются известковыми илами, а затем коричневыми (красными) глинами.
3. *Вертикальная зональность*. Она проявляется в том, что по мере увеличения глубины океана в осадке возрастает содержание тонких фракций и происходит смена известковых осадков отложениями, лишь содержащими известь.

Важную информацию для понимания общих закономерностей осадкообразования дает карта современного литогенеза (см. рис.7.15).

Общий вывод: в областях открытого океана происходит наращивание литосферы за счет материальных ресурсов океана (растворенных в воде веществ, живущих в океане организмов, взвешенного материала, поступающего в океан со стороны суши).

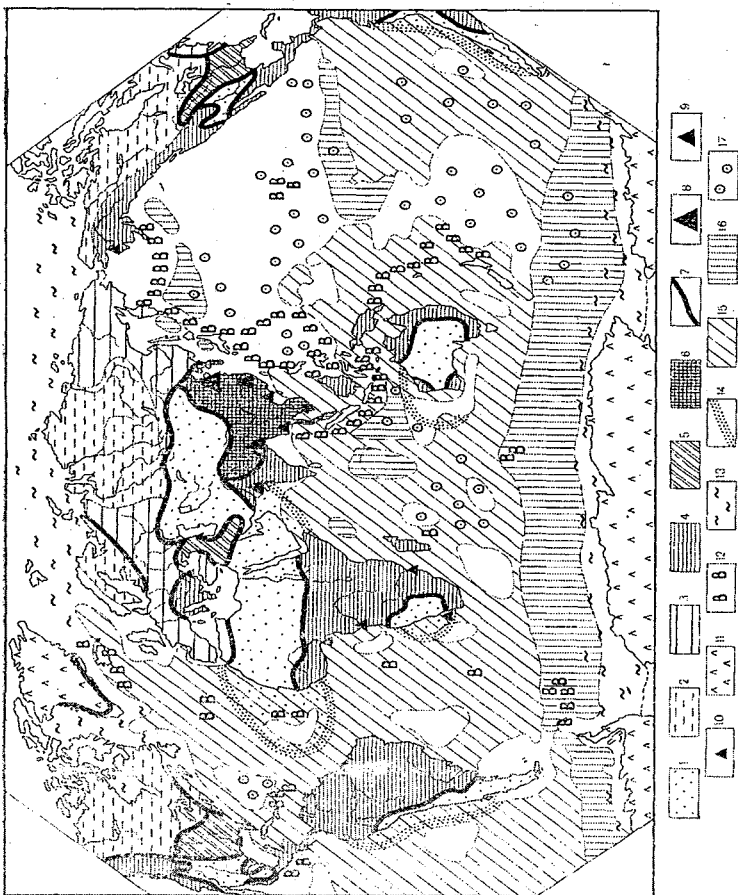


Рис.7.15. Питание дна океана осадочным материалом и типы современного литогенеза (по О.К. Леонтьеву [2]).

1 – области аридного литогенеза; 2 – 6 – области гумидного литогенеза (2 – с интенсивностью механической денудацией менее 10 т/км^2 в год, 3 – от 10 до 50, 4 – от 50 до 100, 5 – от 100 до 240, 6 – более 240 т/км^2 в год); 7 – границы областей гумидного литогенеза (по Страхову, 1963); 8 – 10 – твердый сток крупнейших рек (8 – более 1 млрд. т/год, 9 – от 500 млн. т до 1 млрд. т, 10 – от 50 млн. т до 500 млн. т, по Лисицину, 1973); 11 – области ледового литогенеза; 12 – области вулканогенно-осадочного литогенеза; 13 – поступление ледового материала в осадки; 14 – поступление золотого материала; 15 – поступление биогенного карбонатного материала; 16 – поступление биогенного кремнистого материала; 17 – железомарганцевые конкреции.

7.3. Водообмен литосферы и океана

Основные понятия

1. **Водоупоры** – водо непроницаемые горные породы, способные лишь удерживать воду, но не отдавать ее.

2. **Коллекторы** – горные породы, легко пропускающие через себя воду и при открытых внешних границах (в образце, крупном блоке, в геологической структуре) не способные ее удерживать.

Эти базовые понятия в учении о подземных водах (гидрогеологии) носят условный классификационный характер, связанный с относительностью представлений о проницаемости горных пород.

Из коллекторов и водоупоров формируются более сложные структурные элементы – *водоносные и водоупорные горизонты, из них – соответствующие комплексы, толщи и крупные гидрогеологические структуры.*

Примером классификационного характера разделения горных пород на водоупоры и коллекторы может служить фрагмент верхней части сводного геологического разреза окрестностей Санкт-Петербурга (см. рис. 7.16).

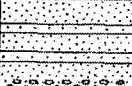
Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Индекс		Мощность, м	Характеристика
Девонская	Средний	Живетский	Староскольский	D _{2st}		40,0	Кварцевые пески и песчанки, в основании конгломераты
		Экфельский	Наровский	D _{2nr}		0,7–6,0	Мерглы, глинистые известняки
	Средний	Ллангидейлский	Таллинский	D _{2tl}		0–6,0	Экзосферитовые известняки. Верхний чечевичатый слой
		Ллангидейлский	Кундаский	D _{2kn}		1,5–7,5	Экзосферитовые известняки. Нижний чечевичатый слой

Рис. 7.16. Фрагмент сводного разреза окрестностей Санкт-Петербурга [3].

Нижняя его часть представлена *ордовикским водоносным комплексом* карбонатных пород. Комплекс объединяет стратиграфические горизонты от нижнего до верхнего ордовика, сложенные известняками и доломитами мощностью от 10 до 30 м у глинты (уступа) и до 55-157 м под наровским горизонтом в районе ст. Сиверская – Бабино (в этом районе расположена учебная база РГГМУ). Толща известняков и доломитов разбита сложной системой трещин регионального характера. Одна ее составляющая ориентирована на северо-восток, другая – на северо-запад. С северо-восточным направлением связаны основные водные потоки трещинно-

карстового типа. Этот водоносный комплекс имеет важное промышленное значение.

Наровский водоносный горизонт представлен толщей мергелей, перемежающихся с прослоями доломитов, глин, реже песков и песчаников. Водообильность этих пород зависит от степени их трещиноватости. На участках, где преобладают мергельно-глинистые и огипсованные породы *наровский горизонт выступает как практический водоупор*. Эксплуатационные возможности горизонта весьма ограничены. *В региональном плане он выступает как верхний водоупор* для ордовикского водоносного комплекса и нижний водоупор для старооскольско-швентойского (бывшего лужского) водоносного комплекса, представленного литологически однотипной красноцветной толщей песчано-глинистых пород, в которых трудно выделить отдельные водоносные горизонты.

3. Грунтовые воды – воды первого от поверхности водоносного горизонта, залегающего на ближайшем и выдержанном по простирацию водоупоре. Как правило, эти воды имеют свободную поверхность, наподобие озера, помещенного в поры и трещины горных пород. Однако на отдельных участках, в случае локального разделения общего горизонта водоупорными породами, в нем могут формироваться местные напоры, благодаря которым уровень воды поднимается выше кровли такого горизонта. Такая ситуация характерна для аллювиальных отложений пестрого литологического состава, особенно в долинах горных рек.

Главной чертой грунтовых вод является их тесная связь с климатическими условиями.

4. Артезианские воды – воды коллекторов, *залегающих между водоупорами*. Как правило, характеризуются избыточным напором над кровлей водоносного горизонта. Однако в областях интенсивной разгрузки горизонта или в зонах активной его эксплуатации гидрогеологическими скважинами при существенном снижении напоров в артезианском горизонте может возникать так называемый безнапорный режим, т.е. возникать свободная водная поверхность, как в грунтовых водах.

Главной чертой артезианских водоносных горизонтов является их затрудненная связь с климатическими факторами.

5. Области питания и разгрузки подземных вод. Представление о них дают рис. 7.17 и 7.18.

6. Гидротермальные растворы (гидротермы) – горячие водные растворы, которые циркулируют в земной коре и участвуют в процессах перемещения и отложения минерального вещества. Интенсивная деятельность гидротерм связывается с областями современного вулканизма. Считается, что формирование гидротерм происходит при смешении вадозных вод глубокой циркуляции и ювенильных эманаций.

Вадозные воды – подземная вода, образующаяся и залегающая в пределах земной коры (по Э. Зюссу).

Ювенильные эманации – газовые выделения первичного эндогенного происхождения.

7. Трог – удлинненная, но относительно широкая депрессия дна океана.

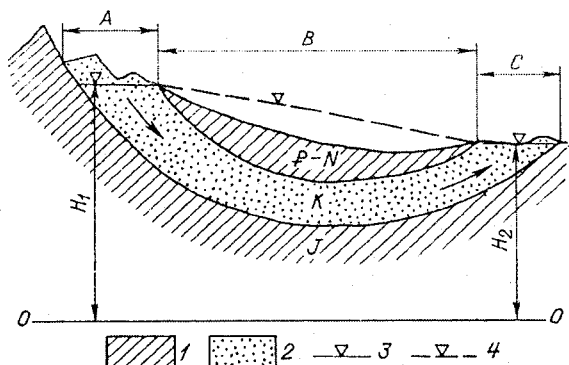


Рис.7.17. К понятиям области питания, движения и разгрузки подземных вод [5 доп].

1 – глины; 2 – пески; 3 – свободный уровень подземных вод; 4 – пьезометрическая поверхность водоносного комплекса.

P-N – палеоген-неогеновый водоупорный комплекс; K – меловой водоносный комплекс; J – юрский водоупорный комплекс; H_1 , H_2 – средние высотные отметки уровня подземных вод мелового комплекса в областях его выхода на поверхность; A – область питания; B – область движения (напора); C – область разгрузки подземных вод мелового комплекса. Стрелка – направление движения подземных вод в меловом комплексе.

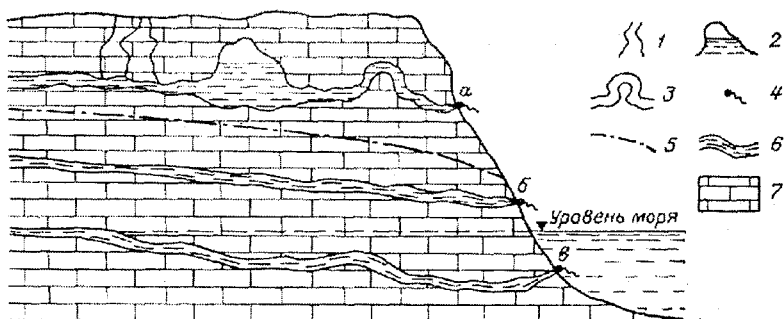


Рис. 7.18. Условия движения и разгрузки карстово-грунтовых вод (выше них в зоне аэрации могут образовываться временные потоки сифонного типа).

1 – трещин и каналы, выходящие на поверхность земли; 2 – карстовая полость, заполненная водой; 3 – изогнутый канал сифонного типа; 4 – источники: а – временно действующий, б – постоянно действующий, в – субмаринный (источник на дне моря); 5 – пьезометрический уровень карстовых вод постоянно существующего водоносного горизонта; 6 – основной карстовый канал; 7 – известняки.

Субмаринные источники

К настоящему времени по субмаринным источникам накоплен достаточно обширный описательный и экспериментальный материал, позволяющий разделить их на несколько генетических типов:

- Источники карстового происхождения.
- Источники, связанные с разгрузкой русловых потоков в дельтах и авандельтах (подводная часть дельты) рек.
- Источники, вызванные разгрузкой в море трещинно-жильных вод.

Субмаринные источники карстовых вод. Такие источники широко распространены на Черноморском побережье Кавказа, в Крыму, на Средиземноморском побережье. В Гаграх и Гантиади, например, карстовые источники известны в 10-60 м от берега на протяжении нескольких километров. Они приурочены к контакту известняков с горизонтом мергелей и мергелистых глин. В других районах побережья этот контакт располагается на больших глубинах, что дает основание предполагать их существование на значительном удалении от берега.

В Динарской карстовой провинции Средиземноморья на протяжении 420 км вдоль береговой полосы обнаружено 32 выхода отдельных и групповых субмаринных источников, удаленных от берега от 1 до 30 м. На юге Франции (Лазурный берег вблизи Канн) субмаринный источник найден на глубине 162 м, а в Италии (около Сан-Ремо) – на глубине 190 м, в зал. Святого Мартина – на глубине даже 700 м. На пиринейском полуострове в массиве Гарраф известно 8 субмаринных источников. Наиболее крупный из них приурочен к подводной скале, имеющей длину около 1 км. Субмаринный поток исследован здесь на протяжении 200 м. Для большинства карстовых субмаринных источников характерна жесткая связь их режима с климатическими факторами, главным образом, с атмосферными осадками.

Резкие перепады пьезометрического давления, свойственные потокам воды, движущимся в карстовых каналах, приводят к образованию так называемых интермиттирующих, или перемежающихся, субмаринных источников. Эти источники периодически действуют как поныры, всасывающие морскую воду. При равновесии напоров подземных и морских вод источники прекращают

свою деятельность, часто заполняются морскими наносами, а при незначительном изменении соотношения напоров начинают работать в фильтрационном режиме (разгрузка происходит уже опосредованно, через слой наносов). Грифоны таких источников сохраняют в этот период свои особенности и легко различимы в рельефе дна. В одних случаях это овальные углубления в современных наносах (до 0,5 м). Дно этих углублений заполнено хорошо отсортированным крупнозернистым песком и мелкой галькой (по наблюдениям в районе Гантиади). В других случаях – это карстовые воронки и цилиндрические углубления диаметром до 1,5 м и глубиной до 1 м, на дне которых лежат крупные камни и плиты (по наблюдениям на Далматинском побережье бывшей Югославии).

Конфигурация начальной струи источника (грифона), определяющая начальные морфометрические параметры *факела разгружающихся вод*, зависит от особенностей залегания пород, степени обнаженности их на дне и свойств вод самого источника (в основном минерализации и температуры). Представление о форме факелов от субмаринных источников дает рис. 7.19, построенный на основе многочисленных экспериментов в гидравлическом лотке [6 доп.].

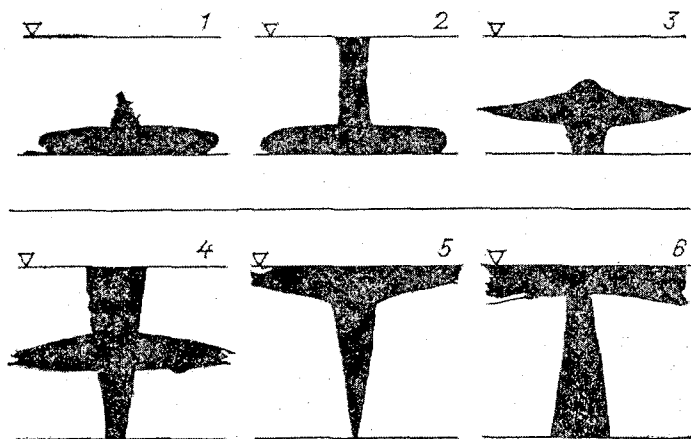


Рис. 7.19. Внешние стабилизированные формы факелов в стратифицированной спокойной среде (по Ю.Г. Юровскому).

Факелы: 1,2 – с отрицательной плавучестью; 3,4 – в стратифицированной среде; 5,6 – с положительной плавучестью

Источники, вызванные разгрузкой подрусловых потоков в дельтах и авандельтах распространены достаточно широко. Чаще всего эта форма разгрузки имеет рассредоточенный характер, причем аномалии химического состава иловых вод, по которым обычно фиксируются эти источники, занимают большие площади. Результаты расчетов модулей вертикальной субмаринной разгрузки в авандельтах некоторых рек бассейна Каспийского моря, выполненных разными авторами, отличаются на 1-2 порядка. Максимальные цифры, полученные как отношение подземного стока аллювиальных вод к площади гидрогеохимической аномалии, велики: для р. Самур – 100, р. Гильгильчай – 30, р. Куры – 5 л/(с·км²) [по 6 доп.].

На Черном море в 1971 г. сотрудники кафедры гидрогеологии и геологии ЛГМИ (ныне кафедра гидрогеологии и геодезии РГГМУ) наблюдали несколько небольших субмаринных источников этого типа в районе устьев рек Псеуапсе и Псоу (Черноморское побережье Кавказа). Источники были обнаружены при прохождении маршрутов в легководолазном снаряжении на глубинах от 4 до 10 м на расстоянии до 250 м от берега [6 доп.]. Расположенные в зоне песчано-галечных отложений, они имели вид небольших родничков. Анализы отобранных проб показали пониженное содержание хлор-иона даже по отношению к сильно опресненным водам предустьевое участка. Зафиксировать источники этого типа обычно весьма сложно из-за повышенной мутности воды и очень малых гидрохимических градиентов. Термосъемка также малоэффективна ввиду того, что малые источники этого типа не дают четко выраженных факелов.

Субмаринные источники, вызванные разгрузкой трещинно-жильных вод, приурочены обычно к системам крупных тектонических разрывов в изверженных и метаморфических породах. Источники, относящиеся к этому типу вод, широко известны на суше, причем наиболее часто встречаются в горных районах (Кавказ, Памир, Тянь-Шань). Дебит их бывает значителен, химический состав отличается большим разнообразием. Исследования, посвященные субмаринной разгрузке именно этих вод, автору не известны. В 1975 г. на Южном берегу Крыма удалось наблюдать лишь три малodeбитных источника у северо-западного склона горы Аюдаг. Происхождение этих источников, по-видимому, свя-

зано с системой обводненных трещин интрузивных образований (горы Аюдаг). Источники расположены на глубине 6 и 18 м. Их грифоны не превышали размеров 0,2х0,3 м. Температура 9,8 °С. Дебит и химический состав воды не определялись.

Давно известны холодные пресные источники на подводных склонах Филиппинских и Гавайских островов. Температура воды большинства из них не превышает обычно 10–12 °С.

В районах активного вулканизма известны термальные (температура свыше 30 °С) и особенно парогидротермальные источники (температура до 100 °С и более). Подземные воды, питающие эти источники, поступают по крупным вулканотектоническим разрывам и сбросам, а также по системам трещин, развитых в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах (лавах, андезитах, риолитах, пемзовых и туфовых брекчиях). Термальные источники Гавайских островов отличаются сравнительно низкой температурой, что, по мнению ряда исследователей, объясняется обилием грунтовых вод и интенсивностью их циркуляции. Напротив, высокая температура характерна для небольших субмаринных источников о. Уайта в зал. Пленти (Новая Зеландия). Термальные субмаринные источники, приуроченные к вулканогенным породам, известны в береговой зоне Курильских островов и Японии. В период отлива расположенные в углублениях дна источники используются в качестве ванн. На подводных склонах вулкана Бану-Вуху участники советско-индонезийской экспедиции наблюдали струи горячей воды, бьющей среди обломков горных пород. На расстоянии 1 м от дна струи мутнели и желтели. При охлаждении из них выпадало от 100 до 140 мг/л гидроокислов железа и марганца [6 доп.]. Очевидно, подобные явления обычны для подводного вулканизма, масштабы которого, особенно в тихоокеанском бассейне, весьма широки. Термальные источники могут встречаться в лагунах и на внешних рифах коралловых островов. Происхождение этих источников объясняется гипотетической циркуляцией соленых морских вод под атоллом, вызванной интенсивным тепловым потоком от вулканических пород. Если такая циркуляция и существует, то ее температурные градиенты должны быть относительно невелики, в противном случае они бы исключили возможность жизнедеятельности кораллов.

Термальные субмаринные источники известны у средиземноморских берегов Франции (департамент Буш-дю-Рон) и на Черноморском побережье Румынии. Выходы термальных источников у берегов Франции приурочены к породам миоценового возраста, воды их насыщены сероводородом. Повышенную температуру (30–35 °С) объясняют экзотермическими реакциями, при которых вода обогащается сероводородом и железом. Сероводородные воды такого типа часто связаны генетически с битуминозными и нефтеносными осадочными породами. Однако не исключается возможность связи их происхождения с интрузиями магматических пород.

По режимным характеристикам субмаринные источники можно разделить на постоянные, перемежающиеся и временные. Их режим определяют климатические, геологические, литодинамические и тектонические факторы, причем степень важности каждого из них для различных генетических типов источников будет разной. На фоне медленных колебаний основных параметров подземного стока порово-пластовых вод субмаринные источники дают высокочастотный спектр разгрузки, внося свои коррективы в общую картину водообмена на границе океан–литосфера.

Геологические предпосылки для подземного стока в океан

В региональной гидрогеологии основным принципом выделения водоносных горизонтов и комплексов является петролого-структурный, отражающий как микро-, мезо-, так и макроструктуризацию подсистем. Этот принцип в гидрогеологии хорошо верифицируется и выдержал проверку в теории и практике. Поэтому его можно применить и для установления нижней гидрогеологической границы континентальной террасы.

Окраины атлантического типа. Для них характерен платформенный режим развития, сформировавшийся повсеместно к мезозойскому времени. Все домезозойские структуры срезаются склоном континентальной террасы и являются прямым продолжением тектонических конструкций. Иными словами, эти структуры образовались до возникновения современных шельфов. Считается, что к этому моменту в домезозойских образованиях уже сложился некий материковый тип структуризации системы вода–порода. Скорей всего он относится к платформенному образцу, но главное, что он

был дошельфовым. В мезозое окраины материков начинают опускаться. В различных районах датировки этого события, разумеется, не совпадают. На одних участках опускание возникло раньше, на других – позже, но во всех случаях оно фиксируется после палеозоя. Его геологические следы обнаруживаются в виде размытой поверхности домезозойского фундамента, на которой спокойно залегают мезозойские осадки. Принципиальная схема соотношения дошельфовых и современных шельфовых структур показана на рис. 7.20 и хорошо видна на макете в районе полуострова Флорида (рис. 7.21).

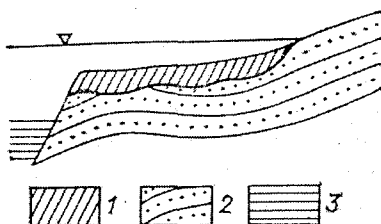


Рис. 7.20. Иллюстрация гидрогеологических границ континентальной террасы (по А.Н. Павлову [4 доп.]).

Типы структурных систем вода – порода:

1 – шельфовая; 2 – дошельфовая; 3 – океаническая.

Окраины материков тихоокеанского типа. Выделить на них шельфовую подсистему вода–порода значительно труднее. Однако известно, что и здесь начало затопления окраин датируется мезозоем и поверхность размыва границы мезозой–домезозой фиксируется. Вероятно, эту поверхность и следует принимать за нижнюю гидрогеологическую границу континентальных террас. Она отделяет чисто шельфовую структуризацию системы от дошельфовой и прослеживается геологическими и геофизическими методами.

В 1968 г. у берегов Флориды были обнаружены очаги разгрузки пресных вод на континентальном склоне на расстоянии более 50 км от берега.

Рассмотрим морфологические и геологические условия материковых отмелей и континентальных склонов с точки зрения их гидрогеологических возможностей.

Шельфы, как правило, являются далеко не плоскими равнинами, наклоненными в сторону океана, и смена осадков на них вовсе

не является строго закономерной последовательностью перехода крупнообломочного материала вблизи берега к глинистым вдали от него.

Чаще всего в шельфовых областях встречаются пески с диаметром зерен от 2 до 0,06 мм. Вторым, довольно распространенным типом осадков являются илы, алевроитовые и глинистые. Кроме того, на шельфах встречаются галечники с примесью гравия и валунов.

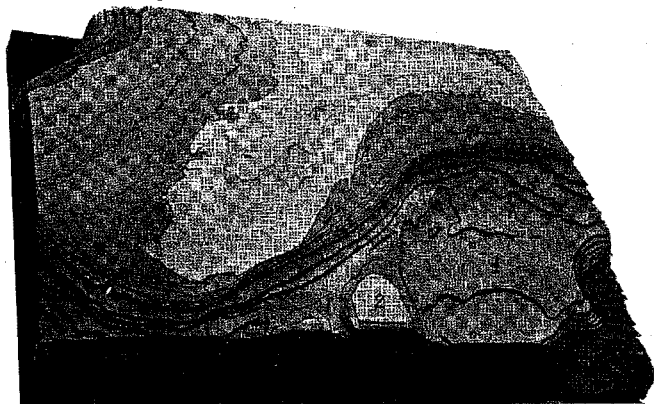


Рис. 7.21. Макет южной окраины материка близ восточного побережья США (по К. Эмери, 1965 [4 доп.]).

Снимок ориентирован в северном направлении. Площадь района 710х960 км. До глубины 200 м каждая пластинка макета соответствует 20 м. Ниже этой глубины утолщенные пластины макета располагаются через 200 м. Значительные изменения тона видны на глубинах 2000 и 4000 м. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 20:1. 1 – плато Блейк; 2 – платформа Багамских островов. Террасовидное плато Блейк лежит на глубинах около 750-1150 м. Его средняя ширина составляет приблизительно 275 км. На поверхности плато много неровностей. Происхождение депрессий ряд исследователей рассматривает как продольные рвы, образовавшиеся в результате *эрозионного действия подземных вод из водоносных горизонтов в период плейстоценового понижения уровня океана.*

На обширных территориях материковых отмелей осадочный покров отсутствует совсем. Здесь обнажаются скалистые горные породы материкового типа, представленные осадочными, изверженными и метаморфическими породами.

Морфологические типы шельфов тесно связаны с особенностями их геологического строения и морфологией прилегающей суши, хотя и не всегда являются ее прямым продолжением. До-

вольно распространенным типом шельфа являются шельфы, окаймляющие области оледенения. Они изобилуют холмами и многочисленными банками, которые создают резкий контраст с глубокими трогами и котловинами. Большинство банок покрыто песком и гравием. К самостоятельному типу относятся шельфы с вытянутыми песчаными банками и ложбинами. Поверхность этих шельфов характеризуется небольшими неровностями, чередованием невысоких гребней и котловин. Осадки здесь распространены неравномерно: большие пространства покрыты песком, широко распространены полосы гравия. Сильные течения образуют на поверхности шельфов глубокие промоины и препятствуют отложению осадков. На узких шельфах, особенно вдоль горных побережий, наблюдаются обширные площади скалистого дна.

В целом можно сказать, что на материковых отмелях преобладают площади, структурно-литологическое строение которых обуславливает возможность разгрузки материковых вод и проникновение морских вод в толщу литосферы.

Материковые склоны изучены гораздо хуже шельфов. Однако существующий фактический материал позволяет сделать положительные выводы о возможности водообмена через них между океаном и литосферой. По современным данным 60 % донных осадков на материковых склонах представлено алевритовыми и глинистыми илами, 25 % – песком. На обнажения коренных пород и гравийные отложения приходится около 10 % площади. Остальная часть территории занята ракушечниками и карбонатным илом.

Несмотря на то что доля *потенциально фильтрующих пород* здесь меньше, чем на материковых отмелях, водообмен между литосферой и океаном в этих областях может протекать не менее интенсивно. Большинство материковых склонов имеет тектоническое происхождение и характеризуется многочисленными сбросами и смещениями земной коры, которые создают исключительно благоприятные условия для водообмена, обнажая водоносные горизонты и комплексы на обширных площадях. Кроме того, материковые склоны часто изрезаны каньонами, достигающими 700 – 1000 м. Склоны каньонов сложены коренными породами, что также способствует водообмену между океаном и литосферой (см. рис. 7.22).

Важное значение для водообмена на такого рода территориях приобретают характер и направленность современных тектониче-

ских движений, влияющих на перераспределение напоров и запасов воды в водоносных комплексах. Когда водоносные пласты обнажаются на шельфе или материковом склоне, неотектонические движения могут замедлить или усилить поступление морских вод в литосферу в условиях одновременной разгрузки подземных вод, а также привести к интенсивной фильтрации морских вод в пласт.

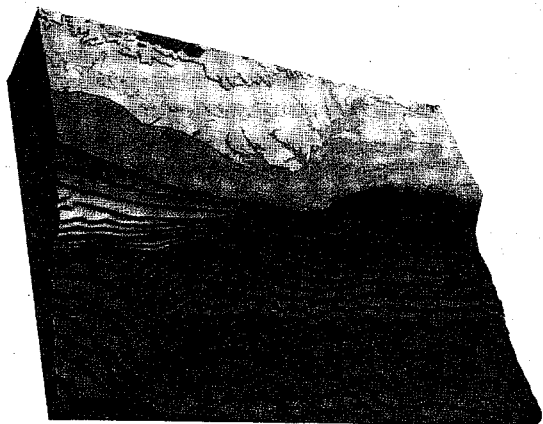


Рис. 7.22. Макет средней части окраины материка. Продолжение рис.7.21 к северо-востоку (по К. Эмери, 1965). Слева видна окраина плато Блейк (по К. Эмери, 1965 [4 доп.]).

Видны многочисленные каньоны средних размеров, прорезающие материковый склон и уходящие дальше в пределы материкового подножия в виде глубоководных каналов.

Интрузии (внедрение) морских вод в сушу

Переуглубленные речные долины, заполненные песчано-гравийным и галечным материалом, являются мощными дренами для окружающих водораздельных массивов. Эти дрены конусами выноса главных рек обрываются в море. Основной особенностью разгрузки содержащихся в них подземных вод является проникновение морских вод в сторону суши в виде языка, подстилающего поток пресных вод и выклинивающегося на определенном расстоянии от линии берега (см. рис. 7.23).

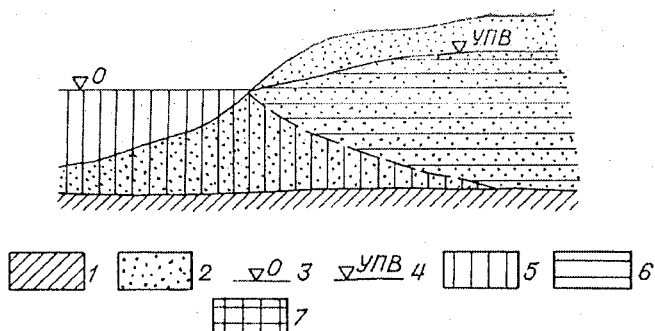


Рис. 7.23. Взаимоотношение морских и пресных вод на морских побережьях [5 доп.].

1 – глина; 2 – песок; 3 – уровень моря; 4 – уровень подземных вод; 5 – область соленых вод; 6 – область пресных вод; 7 – граница вод разного генезиса и состава (линейное представление границы раздела).

Это расстояние зависит от напора вод суши и соотношения плотностей морской и подземной воды. Понижение уровней на суше или повышение уровня в море (при нагонных ветрах, приливах, штормах) усиливает проникновение морских вод в сторону суши. Явления такого рода наблюдаются не только в подруловых потоках, а имеют более широкое развитие и при соответствующих условиях могут наблюдаться на всех прибрежных территориях. Например, жители г. Сочи хорошо знакомы с таким фактом, когда в прибрежной полосе уже в трехбалльный шторм вода в грунтовых колодцах становится солоноватой, а в пятибалльный – соленой и непригодной для питья. В Лос-Анджелесе население около 50 % воды получает из бассейнов подземных вод, находящихся на побережье. Питание этих бассейнов происходит в основном за счет атмосферных осадков, инфильтрующихся в горные породы. В результате эксплуатации уровень подземных вод на побережье становится значительно ниже уровня океана, что приводит к активной интрузии морских вод в пределы суши. В Нидерландах качество воды тесно связано с удаленностью того или иного района от берега моря. Пресные подземные воды залегают на побережье до глубины 200 м. Ниже находятся морские воды. Для предотвращения их внедрения в водоносные горизонты с пресной водой эксплуатацию сопровождают одновременной параллельной откачкой морской воды из рядом расположенных скважин. Интенсивное проникновение морских

вод в сушу наблюдалось на территории Прибалтийских государств, описано для США, для прибрежных равнин Израиля, известно в береговой полосе Марокко и т.д.

На больших глубинах условия проникновения морских вод в литосферу могут существовать постоянно. Например, рассматривается гипотеза о цикличности потока морских вод, связанной с геотермическим нагреванием водоносного горизонта Флориды. В соответствии с ней холодные и плотные морские воды Мексиканского залива и Флоридского пролива поступают в горизонт кавернозных доломитизированных известняков и песков, нагреваются, становятся менее плотными и, благодаря конвекции, поднимаются вверх. После смешения с пресными водами они возвращаются в море. Исследования, выполненные для проверки этой гипотезы, во многом подтвердили ее. Было даже установлено, что $7/8$ расхода горизонта в створе береговой линии приходится на пресные воды, формирующиеся на материке, $1/8$ – на соленые воды моря.

Подобная схема рассматривалась для бассейна подземных вод, расположенного в регионе Бискайского залива. Процесс постепенного засоления подземных вод этого бассейна разделяется на три фазы: первая относится к миоцену, вторая – к плиоцену, – к четвертичному периоду. Цикличная связь морских и подземных вод прибрежных территорий на протяжении геологического развития, по-видимому, являлась их характерной гидрогеологической особенностью. Подобного рода схема рассматривается и для Мацестинского месторождения минеральных вод, расположенного на Черноморском побережье Кавказа в пределах Сочинского артезианского бассейна. В соответствии с ней запасы мацестинских минеральных вод ежегодно восполняются за счет сезонных проникновений черноморских вод в глубокие участки литосферы.

В настоящее время факты проникновения морских и океанических вод в литосферу настолько многочисленны, что их приходится рассматривать уже не как частное явление, а как региональную закономерность. Будучи региональным, это явление в какой-то мере уравнивает в общем водном балансе непосредственную разгрузку подземных вод вдоль береговой линии морей и океанов, которая до сих пор не учитывается.

Гидротермы океана

Современными исследованиями на дне океана установлено большое число субмаринных очагов разгрузки гидротермальных растворов. Особый интерес они вызывают в связи с их рудообразующей деятельностью. Для этих гидротерм характерны очень высокие содержания таких металлов, как Fe и Mn, Zn и Cu, превышающих их содержание в морской воде соответственно на 6-7 и на 4-5 порядков, и др. Обилие фактического материала по этому вопросу позволило выделить несколько крупных металлогенических провинций. Представление о них дает рис. 7.24.

I. Срединно-океанические хребты (см. рис. 7.25).

На выходе у дна океана температура этих гидротерм достигает 420 °С. По составу это сероводородно-углекислые хлоридные натриевые растворы. Они не содержат сульфатов, лишены магния, отличаются высокой корреляцией между соленостью и величиной рН, высоким содержанием диоксида углерода, сероводорода и метана, кислые с восстановительными значениями редокс-потенциала (гН) и высоким содержанием металлов.

Внутри этой провинции выделяют два вида областей с различными геолого-тектоническими обстановками:

1. *Вулканогенные гидротермы центральных частей спрединга (см. следующий раздел 7.4), свободные от осадков.* С центрами быстрого и среднескоростного спрединга связаны как распределенные гидротермы, так и рассолы. Здесь формируются растворы с максимальными концентрациями Mn, Fe, Zn, Li, Be, Al. В условиях медленного спрединга состав растворов более стабилен, и они отличаются повышенными концентрациями Cu и Au, хотя в целом металлоносность их ниже. Термы этих областей отличаются очень высокими содержаниями Cs, Sr, Co, Cd, Pb.
2. *Вулканогенно-седиментогенные гидротермы центров медленного спрединга, частично перекрытые осадками.* Примером является впадина Гуаймас в Калифорнийском заливе. Для этих гидротерм характерны повышенные содержания B, I, NH₃, связь с формирующимися в толще осадков углеводородами, самые высокие из известных концентрации Cs, Sr, As, Se, а также очень высокие содержания Li, Rb, Be.

II. Провинции океанических окраин.

В целом для этих регионов характерно большое разнообразие

состава гидротерм. Здесь, так же как и для провинции срединно-океанических хребтов, выделяют два типа областей:

1. *Островодужные* гидротермы (связанные с островными дугами, см. рис. 7.25). Обычно они представляют собой сравнительно мелкие гидротермальные проявления (например, Курильская, Марианская дуги в Тихом океане, Липарская, Эллинская дуги в Средиземном море). Среди этого типа особыми признаками отличаются субмаринные гидротермы сульфатно-хлоридного и магнево-натриевого состава с очень высокими содержаниями Mn, Fe и Zn. Они формируются под воздействием кислых вулканических эманаций.
2. *Гидротермы междугового рифтогенеза*. По составу они напоминают гидротермы срединно-океанических рифтов, но отличаются от них повышенным содержанием K, Rb и Mn. По основному составу относятся к высокотемпературным хлоридным калиево-натриевым гидротермам. Примером может служить Марианский трог.

III. Провинция межконтинентального рифта Красного моря (см. раздел 7.4).

Эти гидротермы уникальны и пока не имеют аналогов. Они представлены рассолами с общей минерализацией более 150 г/л, содержание в них металлов измеряется десятками мг/л., температура достигает 56-62 °C.

IV. Провинция внутриплитных вулканов («горячих точек»).

Она включает в себя низкотемпературные и распресненные субмаринные источники, характеризующиеся повышенным по сравнению с морской водой содержанием гидрокарбонат-иона, пониженными концентрациями калия и сравнительно невысокой металлоносностью.

Анализ данных по океаническим гидротермам показывает, что по многим показателям они могут быть отнесены к промышленным водам (гидрогеологическая категория). Особенно это касается K и Li. Считается, что при благоприятных условиях в недрах гидротермальных систем океана могут формироваться промышленные растворы на Sr, Br, B, I, Rb, Cs, S, Ba, Ra, Se, Pb, Mo, Co, Cd, Au, Ag, а также элементов группы платины и редкоземельных элементов.

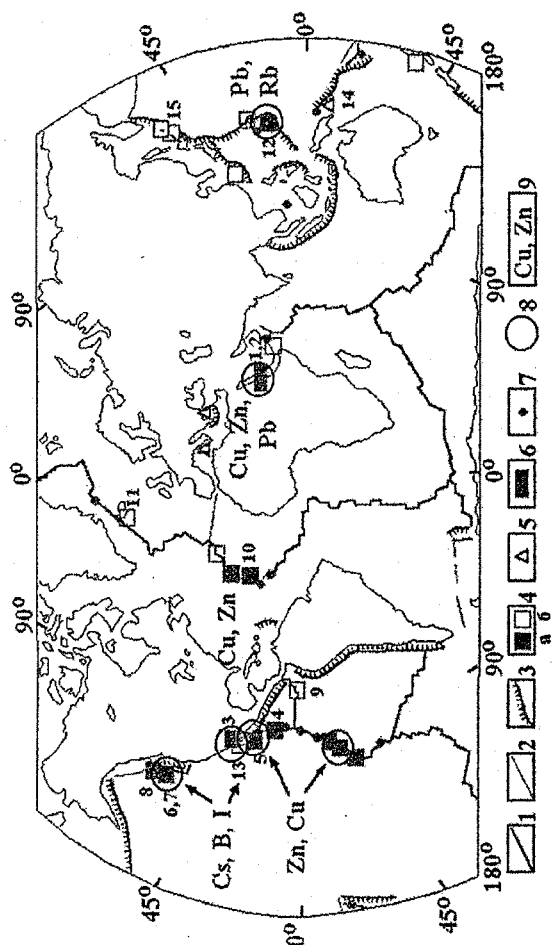


Рис. 7.24. Основные районы современной гидротермальной деятельности в Мировом океане [3].

1 – рифтовые зоны; 2 – главнейшие разломы; 3 – глубоководные желоба; проявления гидротерм: 4 – хлоридные натриевые высокотемпературные (а) и низкотемпературные (б), 5 – сульфатно-хлоридные магниевые-натриевые, 6 – хлоридные натрий-кальциевые рассольного типа; 7 – зоны разгрузки субаквальных гидротерм, предполагаемые по аномалиям состава морской воды; 8 – наиболее перспективные проявления промышленных гидротермальных растворов; 9 – компоненты промышленных растворов.

Следует также отметить, что в местах выхода гидротерм на поверхность океанического дна происходит интенсивное отложение разнообразных минералов, представляющих самостоятельный промышленный интерес.

Общий вывод: через границу океан–литосфера осуществляется активный водообмен, в котором преобладает направление снизу вверх (из литосферы в океан).

7.4. Тектогенез океанического дна.

Основные понятия.

1. **Тектоника** – геологическая дисциплина, изучающая движения земной коры, охватывающие значительные ее глубины, и те структуры, которые такими движениями образуются. Магматизм рассматривается как тектоническое явление, поскольку связан с перемещением масс (по В.В. Белоусову).
2. **Тектогенез** – совокупность тектонических движений и процессов, под воздействием которых формируются тектонические структуры земной коры.
3. **Спрединг** – раздвижение океанического дна (термин из теории тектоники плит, см. рис. 7.25).
4. **Субдукция** – поглощение океанической коры под системами островная дуга – желоб или континентальной окраиной.
5. **Рифт** – раскол с растяжением.
6. **Рифтовые долины** – ступенчатые депрессии глубиной 2-3 км и шириной 20-30 км, уменьшающиеся в нижней части долины до нескольких сот метров.



Рис. 7.25. Иллюстрация концепции спрединга океанического дна в представлении Гарри Хесса [1].

Новая океаническая кора образуется в срединно-океанических хребтах. Породы старого океанического дна погружаются под континенты или островные дуги, и при этом образуется наклонная зона очагов землетрясений (зона Бенюффа или зона субдукции) и возникает вулканизм.

7. **Трансформные разломы** – разломы, по которым происходит смещение срединно-океанических хребтов. Специфичность таких разломов заключается в том, что спрединг разорванных блоков направлен навстречу друг другу (на отрезке ху, см. рис. 7.26). Именно здесь возникают землетрясения. Общая картина разломной структуры океанических хребтов хорошо видна на рис. 7.27. Трансформные разломы могут смещать рифтовые долины на расстояния до 1000 км.

8. **Волновод** – слой, отличающийся пониженной скоростью распространения сейсмических волн. Его существование в верхней мантии Земли доказал Гутенберг (1926 г.). Поэтому волновод часто называют слоем Гутенберга.

9. **Сейсмотомография** – один из методов группирования сейсмических сигналов.

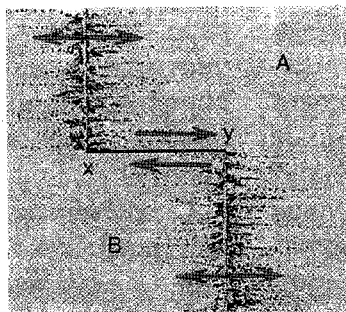


Рис. 7.26. Иллюстрация образования трансформного разлома [1].

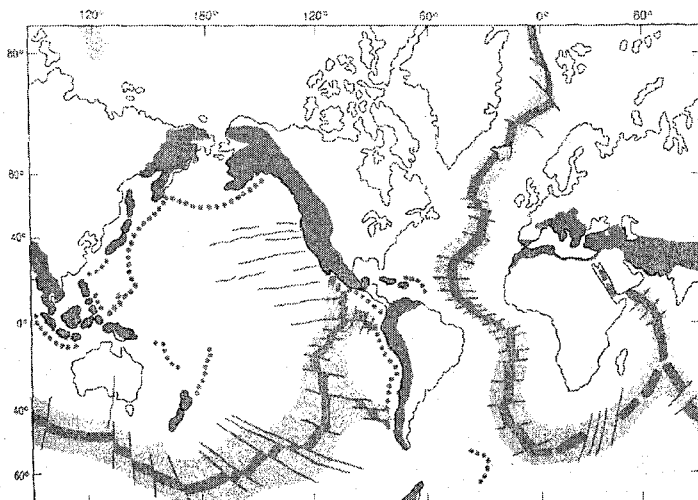


Рис. 7.27. Главные элементы земной коры [1].

Континентальные платформы и дно океанических впадин пересекаются активными складчатыми поясами и подводными хребтами. Система срединно-океанических хребтов (темные полосы) рассечена трансформными разрывами (жирные темные линии), смещающими части хребта. Жирными точками показаны глубоководные желоба около островных дуг или континентальных окраин. Землетрясения ассоциируются главным образом со срединно-океаническими хребтами, желобами, островными дугами и горными поясами.

Основания теории спрединга (даются фрагментарно по Г. Хессу – основоположнику теории раздвигания океанического дна).

1. В мантии происходит конвекция со скоростью 1 см/год.
2. Восходящие ветви конвективных ячеек располагаются под срединно-океаническими хребтами.
3. С существованием конвективных ячеек связано возникновение наблюдаемого повышенного теплового потока и образование выраженных в рельефе поднятий.
4. Мантийный материал поступает к поверхности в гребневой части этих хребтов.
5. Океаническая кора состоит из серпентинизированного перидоти-та, подвергшегося гидратации в результате выделения воды из мантии над восходящей ветвью конвективного течения.
6. Срединно-океанические хребты – эфемерные образования с продолжительностью жизни 200-300 млн. лет (что соответствует продолжительности существования конвективной ячейки).
7. Весь океан полностью очищается (старый материал замещается новым мантийным материалом) каждые 300-400 млн. лет.
8. Восходящие ветви, поднимающиеся под континентальными площадями, отодвигают разъединенные части континентов друг от друга с одинаковой скоростью, благодаря чему и образуются в полном смысле слова срединные хребты, как, например, Атлантический океан. В качестве иллюстрации ранней стадии этого процесса обычно приводятся Калифорнийский залив, Красное море, Аденский залив, а также такие рифтовые структуры, как оз. Байкал, Мертвое море и некоторые другие.
9. Континенты пассивно переносятся поверх мантии в результате конвекции.
10. Их передние края подвергаются интенсивной деформации, когда сталкиваются с погружающимися вниз конвективными ветвями мантийного материала.

11. Океаническая кора затягивается вниз в нисходящем конвективном течении, разогревается, *выделяя в океан заключенную в них воду*. (См. тему 6, раздел 6.3 «Круговороты природных вод».)
12. Чехол океанических осадков и вулканические подводные горы также съезжают вниз и перемалываются нисходящим конвективным течением. Они испытывают метаморфизм и в конечном счете, вероятно, спаиваются с континентальной массой.

Элементы теории тектоники плит.

На базе теории спрединга, представлений о трансформных разломах и зонах субдукции была разработана новая глобальная тектоника – теория плит. Суть ее состоит в том, что литосфера (внешняя каменная оболочка Земли до астеносферы, см. тему 3, раздел 3.3) расчленена на несколько крупных и мелких плит, перемещающихся относительно друг друга. Их границы контролируются глобальными системами эпицентров землетрясений – вокруг Тихого океана и вдоль срединно–океанических хребтов (см. тему 6, рис.6.1.6). Внутри плит сильных деформаций не происходит.

Выделяется три основных типа относительного движения плит:

1. Движение в разные стороны (расхождение или дивергенция).
2. Движение навстречу друг другу (схождение или конвергенция).
3. Проскальзывание относительно друг друга по трансформным границам.

За основную причину их перемещения принимаются конвективные течения в верхней мантии. Природа таких течений во многом еще не ясна и имеет различные толкования.

Теория «горячих точек» (плюмов)

В конце XX века появились и стали развиваться новые тектонические идеи под названием *плюмтектоника*. Они возникли как альтернатива тектонике плит в связи с нарастанием критики в ее адрес. Правда, новая концепция тоже оказалась не без изъянов и многими специалистами оценивается как исключительно умозрительное построение [3 доп. О.К.].

Суть теории «плюмов» состоит в том, что наблюдаемые на поверхности литосферы геологические явления связываются с глубинными процессами, зарождающимися на границе ядра и мантии в слое D и в ее верхней половине. (См. тему 3, раздел 3.3.) По существу, речь идет об интерпретации новых данных по *сейсмотомо-*

графии (метод объемного изображения структуры). В соответствии с ними идеализированная концентрически-зональная структура Земли нарушена глубинными неоднородностями, представляющими собой вертикально ориентированные зоны разуплотнения и линзовидные области между ними – так называемые «холодные плюмы».

На мой взгляд, такая вертикальная неоднородность мантии хорошо согласуется с общими представлениями о разрывах границ и схемами тектоносферных тепловых машин, рассмотренных в теме 6 (см. конспект лекций). Следует отметить также, что неоднородность астеносферы по вязкости была зафиксирована значительно раньше появления теории «плюмной тектоники».

Работы по франко-американскому проекту изучения срединно-океанических хребтов (1972 г.) позволили сделать вывод о значительных вертикальных перемещениях плит в рифтах. Кроме того, выяснилось, что новообразование в них коры океанического типа происходит прерывисто во времени и пространстве. Горячие базальты поступают в рифтовые долины хребтов не по какому-то одному разлому, а по *системе отдельных небольших магматических камер*, шириной не более 3 км и длиной до нескольких десятков километров. Камеры разделены между собой «холодными» участками без магматической деятельности. В 1973 г. стало ясно, что астеносфера слоиста. Мощность ее слоев, их количество и глубина залегания (от 70 до 320, а по некоторым данным даже до 420 км) контролируется блоковой структурой *волновода*, которая в свою очередь определена *зонами глубоких разломов* (до 300–400 км по гравиметрическим и 700–800 км по сейсмическим данным). По этим межблоковым разломам происходит дренирование астеносферных слоев, которое может быть связано с селективным расплавлением мантийного вещества при локальном понижении давления и усилении глубинного теплового потока, что может приводить к аннигиляции этих слоев [7 доп.].

В 1973 г. Дж.Т. Уилсон ввел термин «горячая точка» и предложил схему ее функционирования:

1. Из верхней мантии или даже от границы мантия–ядро, поднимаются столбообразные конвективные струи разогретого вещества.
2. В области проекции такой струи на поверхность океанического дна литосфера проплавляется и возникает вулканический остров, интенсивно изливающий лаву.

3. Такой остров вместе с литосферной плитой движется от зоны спрединга и постепенно «сползает» с «горячей точки».
4. Эта стадия, на которой прекращается активный вулканизм, и в бывшей вулканической структуре возникают коралловые постройки.
5. Над «горячей точкой» закладывается и развивается новый вулкан.

Примечание.

Для того чтобы оценить обе тектонические концепции, приведем слова графа де Лотреамона из его «Песни Мальдорора»:

«... следует остерегаться придавать вещам вместе с широким еще и узкий смысл в одной и той же концепции..., которая перестает быть мудрой, когда ее содержание не дает воли фантазии, т.е. широким представлениям» [из книги К.Ле Пишона, Ж. Франшо и Ж. Боннина «Тектоника плит». – М.: Мир, 1977. – 288 с.].

Общий вывод: тектогенез оказывает на океан принципиально важные воздействия, связанные, главным образом, с формированием глобальной морфологии его нижней границы, динамическими, температурными и вещественными условиями на ней, влияя таким образом на развитие его химического состава, фауны и флоры.

7.5. Цунами

Основные понятия.

1. **Цунами** – японское слово, обозначающее редкий тип морских волн, возникающих при некоторых больших землетрясениях и взрывных извержениях подводных вулканов. Скорость их распространения достигает 400-800 км/ч, а высота – 30 м. Эти волны способны взмучивать донные осадки на глубине до 1000 м. Они разрушительным образом воздействуют на берега и подводные береговые склоны.

Несколько примеров и краткий обзор.

1. *Землетрясение в зал. Сагами (1923 г., Япония).* Произошло практически мгновенное и существенное изменение морфологии дна и берегов. Специальные съемки установили, что при этом возник даже поворот дна и остров Осима, находящийся в южной окраине залива, переместился по часовой стрелке на 3,6 м. На несколько метров была поднята одна часть берега и опущена другая. Отдельные участки дна залива мгновенно углубились на 100-180 м. В средней же части залива появился гребень высотой до 170 м (рис. 7.28). По расчетам В.В. Шулейкина это землетрясении должно было вытеснить $22,3 \text{ км}^3$ воды. На отдельных участках высота волны до разрушения составляла 18 м.

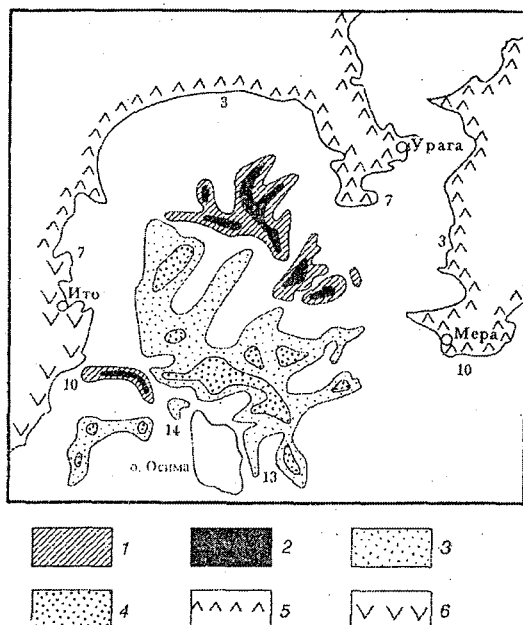


Рис. 7.28. Изменение рельефа дна и берегов залива Сагами (Япония) при землетрясении 1 сентября 1923 г. (по В.В. Шулейкину [2]).

Участки дна, испытывавшие опускание: 1 – до 100 м; 2 – более 100 м. Участки дна, испытывавшие поднятие: 3 – до 100 м; 4 – более 100 м. 5 – берег, испытывавший поднятие; 6 – берег, испытывавший опускание. Цифры на карте – высота цунами.

2. *Извержение вулкана Кракатау.* Вулкан расположен в Зондском проливе между островами Ява и Суматра. Катастрофическое извержение произошло в 1883 г. Вот как описывает его крупнейший русский геолог профессор Императорского С.-Петербургского университета и Императорской военно-медицинской академии А.А. Иностранцев в общем курсе лекций по геологии [1889 г., с. 156-157] (цитата приводится по оригиналу, но в современной орфографии):

«Вулканы островов Суматры и Явы служат началом ряда вулканов, тянущихся почти на протяжении 750 географических миль, первоначально на юго-восток, а затем прямо на восток и переходящих на остров Тимор. Из 19 вулканов острова Суматры семь действующие. В Зондском проливе лежит весьма замечательный вулкан Кракатау (Пулукрату), деятельность которого известна с 1680 г. Особенно сильное извержение Кракатау, представляющее вообще редкий случай извержений, было в мае месяце

1883 г. Так как остров необитаем, то об этом извержении имеются сведения, доставленные с кораблей, шедших по Зундскому проливу, а также от жителей Суматры и Явы. Уже 20 мая был виден громадный столб «дыма», поднимающийся на высоту 11 000 метров; такая деятельность продолжалась несколько дней, сопровождаемая подземными ударами, которые были прекрасно слышны в г. Батавия ... Утром 27 августа стали выбрасываться громадные массы пепла, которые отчасти смешивались с дождем и выпадали на значительном пространстве в виде грязи. В 10 часов вечера извержение достигло высшего напряжения: целые города и деревни на прилегающем берегу Явы перестали существовать, и часть страны была уничтожена; некоторые реки обнаружили обратное течение. На островах Себезия и Серами все пристани были разрушены ... 28 августа большая часть острова была уничтожена ... В береговых местностях Суматры и Явы, там, где прежде был берег, глубина моря достигает ныне 200-300 метров. Высота волн при этом извержении достигла 1-35 метров; точно также наблюдались и сильные колебания барометра. Число людей, погибших при извержении, определяют в 40 000. Область, захваченная этим извержением, громадна. Оно было слышно не только в области Индийского океана (Цейлоне, Маврикии и т. д.), но и в южной Африке, при входе в Красное море, во всем Тихом океане до западных берегов Америки, в Атлантическом океане, по берегам Франции и т.д.»

Общая схема этой катастрофы видна на рис. 7.29.

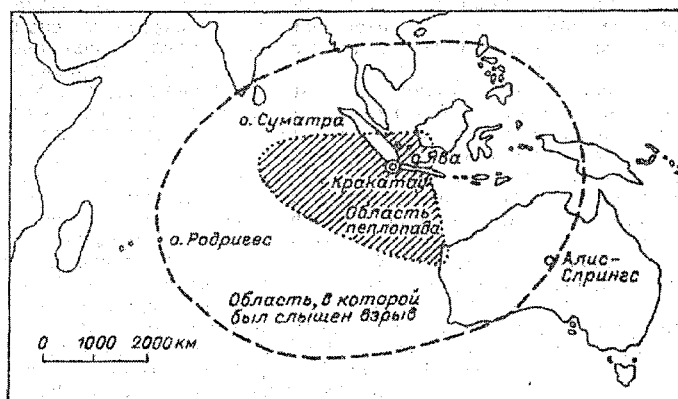


Рис. 7.29. Взрыв вулкана Кракатау в 1883 г. [3].
Показаны области, в которых произошло выпадение пепла
и был слышен грохот взрыва.

Катастрофические цунами известны человечеству с давних времен. На протяжении 2,5 тыс. лет на берегах и островах Тихого океана их было отмечено более 300, в Атлантическом океане – около 30. Множество цунами пережили Японские острова, Камчатка и Курилы. В двух последних регионах разрушительные цунами были в 1737,

1792, 1918, 1923, 1952 гг. При катастрофическом землетрясении 1755 г. от цунами пострадал даже такой крупный город, как Лиссабон.

Ф. Шеппард подробно описывает цунами на Гавайях (1 апреля 1946 г.), которое было спровоцировано землетрясением в районе Алеутских островов. Гигантская волна прошла около 2300 миль менее, чем за 5 ч. Изучая данные об этом цунами, Ф. Шеппард отмечает, что за довольно длительный период – с 1877 по 1946 г – на Гавайях больших цунами не было. Но после 1946 г на протяжении 14 лет эти острова испытали три разрушительных волны [9].

Уже в наши дни (26 декабря 2004 г.) человечество по вине цунами пережило, возможно, самую большую катастрофу по числу разрушений и человеческим жертвам – цунами на Филиппинах, спровоцированное сильным сбросом на дне Индийского океана. По официальным данным погибло 220 тыс. человек и приблизительно 200 тыс. пропало без вести.

Физические аспекты

А.Е. Шейдеггер рассматривает три проблемы, связанные с цунами [8].

1. Образование цунами при землетрясении.

Расчет возмущения бесконечного однородного несжимаемого слоя воды с постоянной глубиной, при мгновенном смещении ограниченного участка морского дна в форме ступенчатого импульса. Ссылаясь на ряд исследователей, А. Шейдеггер констатирует, что эта задача имеет хорошее теоретическое обоснование и полученные на его основе решения. В качественном отношении они выглядят как серия более или менее концентрических волновых колец, геометрия которых контролируется основными формами рельефа дна. Известны попытки исследований частоты возникновения цунами для некоторых конкретных районов. Однако по ряду причин они оказались малоэффективными.

2. Распространение волны на большие расстояния.

А. Шейдеггер со ссылками на разработки Ван Дорна (1965) отмечает, что в центральных частях океана цунами распространяются с групповой скоростью 234–237 м/с, примерно соответствующей предельной формуле для длинных волн при глубине океана 5500 м. Принимая, что общая энергия цунами остается постоянной, амплитуда волн должна уменьшаться с увеличением расстояния от источника. При этом высокие частоты (волны малой длины) распространяются быстрее низких (волны большой длины).

3. Воздействие волны на берег.

Взаимодействие волн цунами с берегом подчиняется тем же физическим законам, что и другие типы волн. Поведение волн определяется морфологией дна. Существуют диаграммы рефракции волн цунами, построенные по компьютерным

программам, разработаны численные методы расчета воздействия цунами на берег.

Общий вывод: цунами является наиболее ярким проявлением прямых и обратных связей в системе океан↔литосфера: тектоническое действие → гидродинамическое волновое возмущение → ответный «удар» океана по литосфере в береговой зоне.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Абразионно-аккумулятивные процессы в береговой зоне моря (обзор).
2. Характеристика группового характера перемещения наносов в условиях мелкого моря.
3. Литодинамический цикл.
4. Классификация донных отложений открытого океана.
5. Основные закономерности осадкообразования в открытом океане.
6. Общая характеристика субмаринных источников.
7. Интрузии морских вод в сушу.
8. Гидротермы океана.
9. Общая характеристика теории спрединга.
10. Элементы теории плит и теории «горячих точек».
11. Цунам (общая характеристика явления).

ЛИТЕРАТУРА

Основная

1. Аллисон А., Палмер Д. Геология. – М.: Мир, 1984. – 565 с.
2. Леонтьев О.К. Морская геология (Основы геологии и геоморфологии дна Мирового океана). Учебник. – М.: Высшая школа, 1982. – 343 с.
3. Общая и полевая геология. Учебник для вузов. Под ред. А.Павлова. – Л.: Недра, 1991. – 456 с.
4. Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.И. Общая геология. Учебник. – М.: МГУ, 1988. – 445 с.

Дополнительная

1. Алевкин О.А., Ляхов Ю.И. Химия океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 340 с.
2. Геологический словарь. Т.1-2. – М.: Недра, 1973. – 486 с., 456 с.
3. Геодинамика и рудогенез Мирового океана. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. – 209 с.
4. Геология и геофизика морского дна. – М.: Мир, 1969. – 377 с.
5. Кирюхин В.А., Коротков А.И., Павлов А.Н. Общая гидрогеология. – Л.: Недра, 1988. – 359 с.
6. Коротков А.И., Павлов А.Н., Юровский Ю.Г. Гидрогеология шельфовых областей. – Л.: Недра, 1980. – 218 с.
7. Павлов А.Н. Геологический круговорот воды на Земле. – Л.: Л.О.Недра, 1977. – 144 с.
8. Шейдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф. – М.: Недра, 1981. – 232 с.
9. Шенпард Ф.П. Морская геология. – Л.: Недра, 1969. – 461 с.

Тема 8. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АТМОСФЕРЫ И СУШИ

Они сошлись. Волна и камень,
Стихи и проза, лед и пламень...

А.С. Пушкин

8.1. Выветривание

Основные понятия

1. **Выветривание** – процесс разрушения и изменения горных пород на поверхности литосферы и небольших глубинах под действием физического и химического воздействия атмосферы, подземных вод и организмов.

Физическое выветривание – распадение горной породы на обломки различной величины, без изменения химического состава. Основными факторами этого процесса являются колебания температуры, замерзание и оттаивание воды в трещинах породы, растрескивание породы под воздействием корней растений.

- *Элювий* – продукты выветривания горных пород, залегающие на месте своего образования. По своему составу элювиальные обломки соответствуют подстилающим горным породам. Обычно они имеют неправильную форму с резкими углами и гранями.
- *Курумы* – большие скопления крупнообломочного элювия. На плоских и слабовыпуклых вершинах гор и на поверхности плато курумы часто занимают обширные площади, которые называют «каменными морями».
- *Делювий* – совокупность разнообразных продуктов выветривания (глин, песков, крупных обломков), перемещенных по склону вниз от коренных выходов в результате плоскостного смыва и сползания под действием силы тяжести и морозного сдвига. В логах, осложняющих склоны, щебнисто-каменистый делювий образует линейно вытянутые потоки, называемые «каменными реками».
- *Коллювий* – продукты выветривания, смещенные вниз по склону под влиянием силы тяжести. Образует шлейфы у подножия склонов в результате осыпания обломочного материала. Встречаются не только как современные отложения, но и в ископаемом состоянии.
- *Пролувий* – отложения временных водных потоков (*селей, грязевых потоков*), возникающих в период ливневых дождей и интенсивного весеннего снеготаяния. Обычно проявлены в виде конусов выноса в низовьях логов. В составе пролувия присутствуют угловатые и полуокатанные глыбы и камни, мелкозем, переотложенный почвенный слой, дерновина, остатки стволов и корней деревьев.
- *Кары* – системы гребешков и выступов, разделенных прихотливо ветвящимися бороздами-желобками. Являются продуктом растворения пород струями атмосферных и речных вод. Реже образуются под действием озерных и морских вод.

Элювий, делювий, коллювий и пролувий взаимосвязаны и приурочены к определенным формам рельефа. Элювий на склонах во-

влекается в движение и превращается в делювий, который, достигнув пологих участков склона и подножия, становится коллювием. Временные водные потоки за короткий промежуток времени существенно перемещают все эти типы обломочного материала и вместе с почвой сгружают его в виде пролювия у подошв возвышенностей или на некотором удалении от них в прилегающей равнинной местности.

Химическое выветривание – разрушение первичных пород в результате процессов гидролиза, гидратации, карбонизации, растворения и окисления. При этом изменяется состав минералов, из которых состоит исходная горная порода, и возникают новые устойчивые минералы. Определяющими процессами при химическом выветривании являются вода, растворенные в ней соли и кислоты, а также воздух. Особенно активно воздействуют на породу кислород, озон, углекислый газ.

Органическое (органогенное) выветривание – разрушение горных пород под механическим воздействием организмов и выделяемых ими кислот. Эта форма выветривания выделяется не всеми геологами, так как совмещает в себе элементы физического и химического выветривания.

- *Гидролиз* – реакция обменного разложения между водой и химическими соединениями, способными под воздействием воды переходить в более низкомолекулярные соединения с присоединением продуктов диссоциации воды (H^+ и OH^-).
- *Гидратация* – реакция минералообразования, протекающая с поглощением воды. Включает процесс поглощения воды коллоидами и минералами цеолитной группы (см. любой курс по минералогии).
- *Карбонизация* – процесс вступления минералов, содержащих ионы кальция, магния, натрия и калия, в реакцию с природными водами, насыщенными углекислотой.
- *Растворение* – полное разрушение минерала с переходом его составляющих в структуру растворителя (в природных условиях – воды).
- *Окисление* – общая группа химических реакций, в основе которых лежит частичное или полное перемещение электронов от одного атома к другому. При окислении низковалентные соединения переходят в высоковалентные, часто с образованием гидратов.

2. Кора выветривания – комплекс горных пород, формирующийся в верхней части литосферы в результате преобразования горных пород под влиянием различных факторов выветривания. Возникает в основном в зоне просачивания и аэрации.

3. Древние коры выветривания – коры выветривания, сформировавшиеся в прошлые геологические эпохи. Известны во всех геологических системах (см. табл. 5.2.1 в теме 5).

4. Почва – самый поверхностный слой земной коры, состоящий из нескольких генетических горизонтов, возникших в результате сложного взаимодействия горной породы, климатических факторов, растительных и животных организмов, рельефа местности.

Процессы выветривания

Физические процессы.

Нагревание и охлаждение. Связанно с суточными, сезонными и годовыми колебаниями температуры воздуха. Вызывают соответственно увеличение и уменьшение объема минеральных зерен, слагающих горные породы. Наиболее сильно такие сжатия и расширения протекают в приповерхностных частях горных пород и определяют явление, которое называется *шелушением*. Результаты этого явления проявляются в виде трещин, параллельных поверхности глыб и создающих отслаивание верхних частей от основной массы породы (см. рис 8.1, 8.2). В отечественной литературе результаты воздействия на горные породы периодического нагревания и охлаждения получило название *температурного выветривания*.



Рис. 8.1. Иллюстрация явления шелушения [3].



Рис. 8.2. Отслаивание пластин породы на горе Хаф-Дан («Полукупол») в Йосимитском национальном парке. Граниты [1].

Температурному выветриванию способствуют три важных обстоятельства, связанных с петрографическими особенностями пород.

1. Первое определяется кристаллическими свойствами минералов, в первую очередь их анизотропией (см. [5]). Напомним, что в со-

ответствии с ней коэффициенты сжатия и расширения зависят от направления, что определяет неравномерность в распределении сил деформаций. Эта неравномерность существенно возрастает в случае, когда порода является полиминеральной.

2. Второе обстоятельство связано с разнообразной окраской минеральных зерен и породы в целом. Темноцветные породы нагреваются сильнее. Существенно по-разному нагреваются светлые и темные минералы. Поэтому температурное выветривание пестроокрашенных пород происходит более интенсивно, чем пород с однородной окраской.
3. Трещиноватость пород. Чем гуще система трещин, тем быстрее разрушается порода. Вначале происходит расширение трещин, затем по ним порода начинает распадаться на блоки, отдельные глыбы и куски.

Температурное выветривание наиболее активно протекает в областях с сухим климатом, резко контрастным изменением температуры и слабым развитием растительности. К таким областям в первую очередь относятся пустыни, а также склоны высоких гор. В горах обломки пород, слагающих склоны, периодически обрушиваются вниз, создавая каменные, или глыбовые, осыпи. Они называются *коллювием* (см. рис. 8.3).

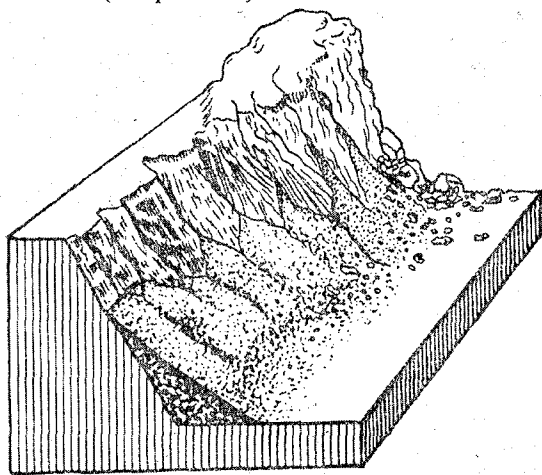


Рис. 8.3. Схема каменных осыпей (коллювий) [3].

Следует отметить, что попытки экспериментальной проверки температурного выветривания в чистом виде (в лабораторных условиях) не дали положительного результата. Скорей всего этот тип выветривания «работает» в основном в комплексе с другими факторами атмосферного разрушения пород.

Замерзание воды. Известно, что при замерзании вода увеличивается в объеме на 9 %, что создает высокое давление на ограничивающие ее поверхности. Наиболее легко при этом разрушаются породы повышенной трещиноватости и пористости. Такого рода процессы иногда называют морозным выветриванием. В сочетании с другими эрозионными процессами морозное выветривание часто создает весьма причудливые формы рельефа (см. рис.8.4).

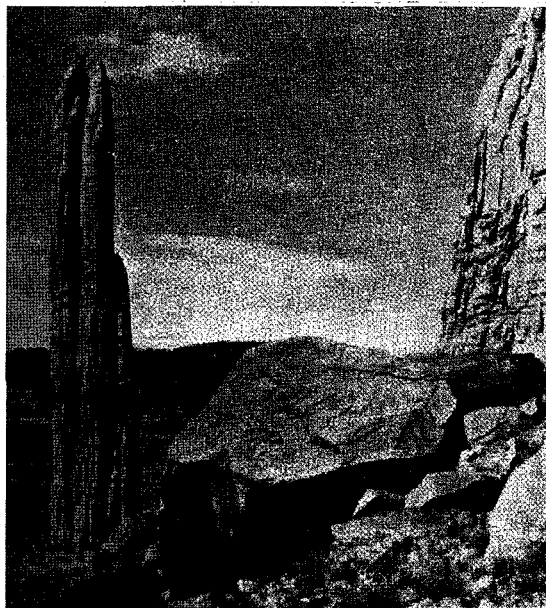


Рис. 8.4. «Игла Венеры» (слева) высотой более 60 м. Отделилась от скалы (справа) в результате разрушения трещинных пород вдоль вертикальных трещин [1].

Рост кристаллов. При воздействии на породу воздуха и атмосферной влаги в трещинах и порах могут возникать новые для первичной породы минералы. Они увеличивают объем породы и спо-

способствуют ее разрушению, создавая раздвигающий эффект подобно ледяным клиньям при морозном выветривании.

Разрушение животными и растениями. Мощным фактором механического разрушения пород является корневая система растительности, особенно деревьев. Корни внедряются в трещины пород и способны выталкивать куски породы вверх и в стороны (см. рис. 8.5).



Рис. 8.5. Разрушающее действие корней деревьев [3].

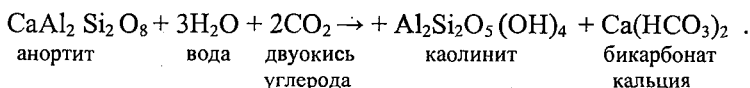
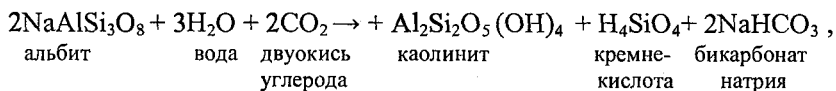
Кроме того, ветер может валить деревья, выворачивая значительную часть корневой системы, и тем самым механическое разрушение породы продолжается и усиливается. Механической дезинтеграции пород способствует и деятельность животных, роющих норы, «работа» земляных червей и муравьев, вытаптывание растительного покрова животными.

Мощное механическое воздействие на поверхность литосферы оказывает и деятельность людей: проходка туннелей, разработка карьеров, рудников, строительство дорог, городов, распашка земель и т. д.

Химические процессы.

Гидролиз. Характерным примером гидролиза может служить разложение полевых шпатов, которые наиболее широко распространены в земной коре (см. [5]). Схема этого процесса определяется такого рода цепочкой:

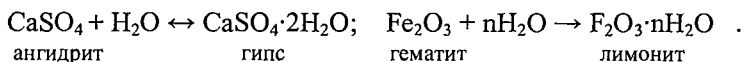
Полевые шпаты → промежуточные минералы (гидрослюды, гидрохлориты и др.)
→ каолинит



Эти реакции сопровождаются различными превращениями. В частности, реакциями гидратации, в результате которых возникает каолинит, и карбонизации, когда бикарбонаты калия, натрия и кальция могут растворяться в воде. Кварц выносятся из ортоклаза и альбита в виде слабых кремниевых кислот или в коллоидной форме в растворах бикарбонатов калия, натрия и кальция.

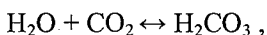
Каолинит в условиях поверхности Земли является довольно устойчивым минералом. Однако при большом количестве атмосферных осадков, высокой температуре и большом растительном отпаде связь между алюминием и кремнием в процессе гидролиза алюмосиликатов полностью нарушается, и возникают минералы, еще более устойчивые в условиях земной поверхности — боксит ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), опал ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и др. (последняя стадия выветривания — латеритная).

Гидратация. Реакции с присоединением к минералам гидроксильной группы $(\text{OH})^-$ распространены в природе довольно широко. Это не только образование каолинита, которое рассмотрено выше, но и образование таких минералов, как хлорит, серпентин, тальк, цеолиты. К реакциям гидратации относятся также и такие процессы, как образование гипса из ангидрита и лимонита из гематита:



Карбонизация. Углекислый газ, содержащийся в атмосфере или в почве, поступает в поверхностные воды и реагирует с водой. При

этом образуется углекислота:



которая диссоциирует на ионы водорода (H^+), бикарбоната (HCO_3^-) и карбоната (CO_3^{2-}). Насыщенная ими вода растворяет многие вещества легче, чем вода чистая, и потому является активным агентом выветривания. Для многих пород карбонизация сопровождается растворением. Наиболее масштабным является процесс формирования карста в известняках и доломитах.

Растворение. Из природных минералов очень хорошо растворяются сильвин (KCl), галит (NaCl) и гипс, с участием которых формируются горизонты и пласты каменной соли и целые гипсово-ангидритовые толщи. Именно в них возникают огромные карстовые пещеры, образуются специфические формы карстового рельефа (см. рис. 8.6).

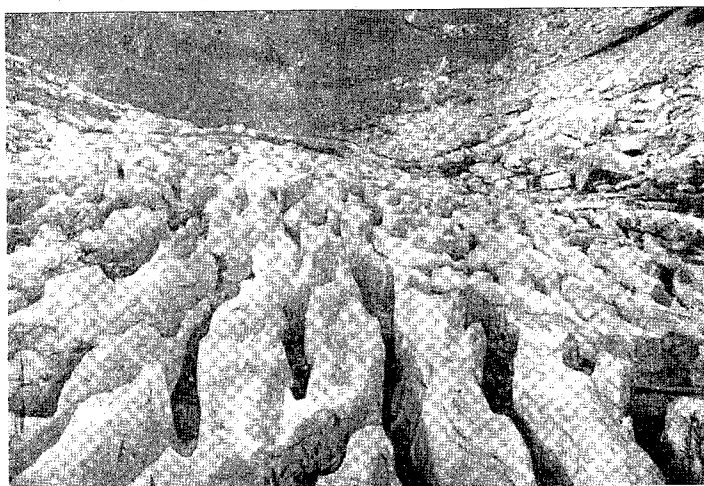
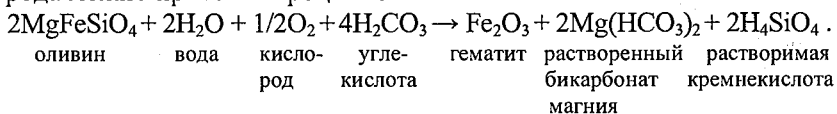


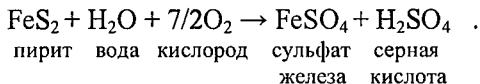
Рис. 8.6. Карровые поля в Альпах [4 доп.]

Окисление. В геологических процессах окисление наиболее ярко и широко проявляется в минералах, содержащих железо. Воздух и вода разрушают железистые силикаты (оливин, пироксены, амфиболы и др.) и переводят двухвалентное железо в трехвалентное. При этом черная или зеленая окраска окисляемых минералов становится

красной, бурой или желтой. В качестве типичной реакции такого рода можно привести процесс окисления оливина:



В качестве другой характерной реакции окисления можно привести реакцию превращения пирита (FeS_2) в сульфат железа:



При дальнейшем гидролизе сульфат железа распадается на серную кислоту и лимонит ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Возникающая при этом серная кислота активно воздействует на вмещающие породы, создавая каверны растворения. Окись и гидроокись железа окрашивают поверхность породы в желтые и бурые тона. Подобные реакции можно записать и для других природных сульфидов (см. раздел о минералах [5]).

Химическое выветривание определяется не только воздействием на породы минеральных растворителей и атмосферных газов, но и реагентов органического происхождения, возникающих в циклах жизнедеятельности растений и животных.

Общим для всех процессов выветривания является комплексность и часто определенная последовательность. Именно совокупность рассмотренных процессов создает тот геологический продукт, который называется *корой выветривания*.

Характеристика современных и древних кор выветривания

Остаточная кора выветривания. Как правило, этот тип коры сохраняет особенности структуры и текстуры исходных (материнских) пород, на которых он залегает. К этому типу принадлежат также размывные и преобразованные коры выветривания. Они по своей сути являются остаточными и находятся на месте разложения материнских пород, но по своему минералогическому и химическому составу, а часто и структуре, существенно изменены наложенными химическими процессами и привнесом новых компонентов. Верхние горизонты могут быть даже смыты.

Перемещенная кора выветривания. Образуется за счет изменения остаточной древней коры выветривания в результате ее переноса и перебивания. Поэтому состав перемещенных кор выветривания не связан с подстилающими породами. Известны, например, залежи бокситов на известняках. Бокситы же являются остаточными продуктами так называемого *латеритного* выветривания, которое представляет собой третью наиболее глубокую стадию химического разрушения пород (см. выше) (см. рис. 8.7).

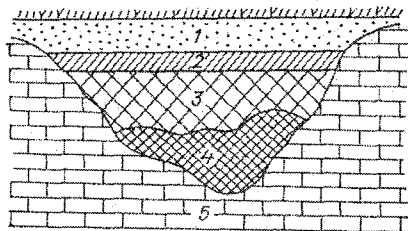


Рис. 8.7. Залежь боксита на закарстованных известняках.

1 – почва; 2 – лигнит; 3 – белый боксит; 4 – красный боксит; 5 – известняки. Лигнит – ископаемая древесина, находящаяся не в окаменелом, а в слабо обугленном состоянии. Обычно бурого цвета. Сохраняет анатомическое строение тканей неизменной древесины.

В корях выветривания часто наблюдается зональность, обусловленная стадийностью процессов, формирующих кору (см. рис.8.8).

Коры выветривания формировались в различные периоды геологической истории. Наиболее древние из них связаны с выветриванием архейских и протерозойских кристаллических пород и перекрыты палеозойскими осадочными образованиями. Наиболее древние метаморфизованные коры выветривания известны в районе Курской магнитной аномалии. С ними связаны железные руды. Широко распространена также девонская кора выветривания (на Украине, в Воронежской области, на Урале). Мезозойская кора установлена на Урале, в Казахстане, Западной Сибири. Палеогеновая и неогеновая коры развиты на Южном Урале, в Казахстане, на Украине. На Кавказе обнаружена кора выветривания четвертичного периода.

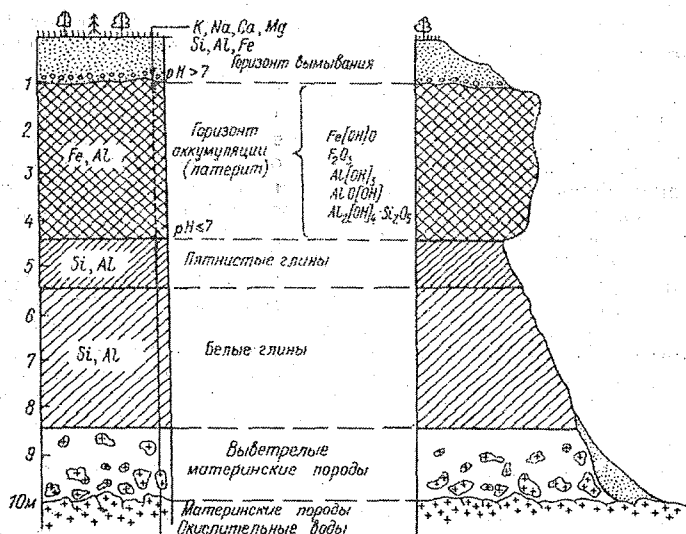


Рис. 8.8. Зональное строение коры выветривания [4].

Стрелками показано движение грунтовых вод.

Современные коры выветривания известны во многих регионах мира. Особенно интенсивно коры формируются в условиях влажного тропического климата с чередованием дождливых и сухих периодов.

В коре выветривания могут накапливаться многие устойчивые минералы, такие, например, как алмаз, хромит (FeCr_2O_4), касситерит (SnO_2) и др. Поэтому коры выветривания обычно являются перспективными объектами для поисков многих полезных ископаемых.

Образование почв

Образование почвы связано с размельчением и разрушением массивных горных пород до мелкообломочного состояния, так называемого «рухляка», а также с разложением органических и минеральных соединений. В результате деятельности микроорганизмов образуются новые минеральные, органогенно-минеральные и органические вещества, придающие почве ее главное свойство — плодородие.

Физические и химические свойства почв зависят от состава подстилающих материнских пород, климата, жизнедеятельности растений и животных, а также рельефа местности и продолжитель-

ности процесса почвообразования. В зависимости от климата в распределении различных почв наблюдаются две зональности:

- горизонтальная широтная, развитая преимущественно на равнинах;
- вертикальная, характерная для горных областей.

Широтная зональность подчинена природным поясам:

- полярному;
- умеренному, субэкваторальному;
- экваториальному.

В горах от подножия к вершине наблюдается приблизительно такая же система температурных поясов.

В зависимости от типа микроорганизмов, населяющих почву, выделяют два основных вида разложения органических веществ:

- Аэробный процесс, связанный с жизнедеятельностью грибной микрофлоры и бактерий, которые могут жить и размножаться в условиях свободного доступа кислорода воздуха. Этот процесс характерен для дернового и степного почвообразования.
- Анаэробный процесс вызывается жизнедеятельностью бактерий, развивающихся в условиях отсутствия кислорода. Разложение органического вещества при этом происходит значительно медленнее в сравнении с аэробным процессом.

Во всякой почве одновременно на различных уровнях могут протекать оба процесса разложения – аэробный и анаэробный. Благоприятное сочетание этих процессов создает оптимальные условия для жизнедеятельности растений.

Если при формировании почвы преобладает движение веществ сверху вниз, обычно возникает почвенный профиль из трех горизонтов (рис. 8.9).

Под иллювиальным горизонтом (C) залегает горная порода, не затронутая процессом почвообразования (слой R).

Еще В.В. Докучаев выделил 5 основных природных зон:

- тундровую (бореальную),
- таежную (или лесную),
- черноземную (степную),
- аэральную (пустынную),
- красноземную (латеральную) – зону экваториальных влажных лесов и саванн.

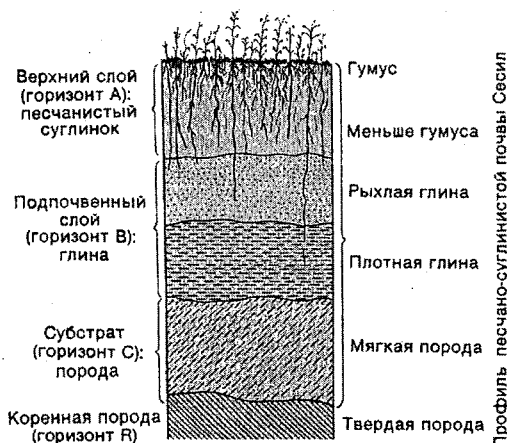


Рис. 8.9. Разрез типичной зрелой почвы с четко выраженной зональностью[1]

Внутри зон он выделял естественно-исторические районы, которые сегодня принято называть *ландшафтами*. Ландшафты характеризуются определенными закономерными соотношениями элементов природной среды: климатом, геологическим строением, рельефом, поверхностными и подземными водами, почвами, растительным и животным миром.

Общий вывод: выветривание формирует верхний слой земной коры, защищающий ее первичные вещественно-структурные формы от разрушения атмосферными факторами.

8.2. Геологическая деятельность ветра

Основные понятия

1. **Эоловые процессы** – процессы, обусловленные деятельностью ветра.
2. **Дефляция** – процесс выдувания и развевания ветром частиц горных пород.
3. **Корразия** – процесс обтачивания, шлифования и высверливания горных пород обломочным материалом, перемещаемым водой, *ветром* и льдом, а также обтачивание самих обломков.
4. **Эоловые отложения** – континентальные образования, возникшие при ветровой аккумуляции.
5. **Бархан** – асимметричный песчаный холм, представляющий собой морфологически наиболее резко очерчиваемую форму подвижного песка.
6. **Дюны** – холмы и гряды песка, иногда полунунной формы, образующиеся в результате деятельности ветра на песчаных побережьях морей, озер и крупных рек, покрытых редкой растительностью.

7. **Лёссы** – однородная тонкозернистая, обычно неслоистая рыхлая горная порода, состоящая из мельчайших зерен кварца, глины и углекислого кальция с примесью гидратов окиси железа, слюды и других минералов. Характерной структурной особенностью лёсса являются тончайшие вертикальные каналцы, остающиеся в нем после отмирания стеблей травы, засыпанной пылью. Лёссы отличаются высокой пористостью и водопроницаемостью.

Эоловые процессы.

Дефляция – процесс, характерный для пустынных областей и горных вершин, где породы обнажаются (отсутствие или слабое развитие почв и растительного покрова). Струи воздуха, проходя через трещины твердых пород, выносят из них рыхлые продукты выветривания. Трещины становятся свободными. Активное физическое выветривание первичных пород продолжается. Таким образом, дефляция укладывается в простую схему:

выветривание → ветровой вынос → выветривание →
→ ветровой вынос → и так далее.

Сочетание выветривания и дефляции приводит к расширению трещин и обтачиванию скал. При этом возникают причудливые морфологические формы в виде башен, колонн, выступов, ниш, карнизов и т.п. (см. рис. 8.10).

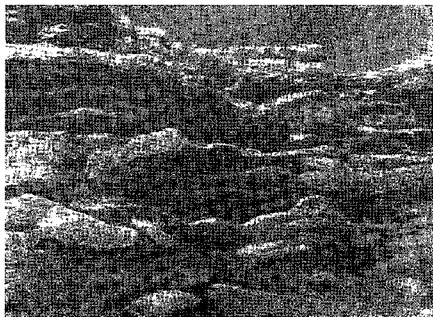


Рис. 8.10. Характерные формы рельефа при дефляции [7].
а – ниши карнизы в конгломератах. Афганистан,
б – «Динозавр» из Афганистана (фото В.И. Славина).

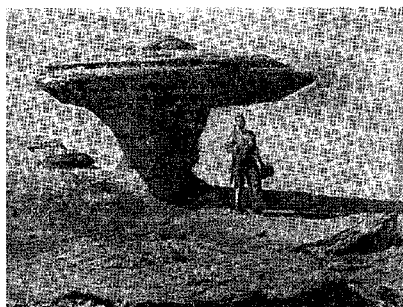
В местах накопления разнообразного обломочного материала в результате дефляции происходит очищение этих отложений от песчаных и мелкозернистых фракций, и эти отложения превращаются в скопления каменистого и щебнистого материала.

Помимо простого выдувания мелкозема из трещин пород (вертикальных, горизонтальных и наклонных) дефляция активно проявляет себя и при возникновении турбулентных потоков восходящих струй воздуха. Такие потоки возникают вследствие разницы в нагревании различных частей поверхности земли. Наиболее активно такой процесс протекает в котловинах с так называемым пухлым солончаком на дне котловин. Обычно это глубокие *бессточные* котловины пустынь, дно которых часто находится ниже уровня моря. За счет испарения поднимающейся к поверхности таких впадин капиллярной каймы грунтовых вод, а также испарения атмосферных осадков происходит засоление верхнего слоя пород. Соли разрыхляют этот слой и формируют пухлый порошкообразный солончаковый горизонт, который легко развевается ветром. Восходящие потоки воздуха и ветер способны полностью вынести весь этот «пухообразный» материал, очистить и тем самым углубить котловину. Инструментальные наблюдения в Закаспии показали, что при среднегодовой скорости ветра 6-7 м/с с поверхности солончаков сдувается слой в 3-5 см [3].

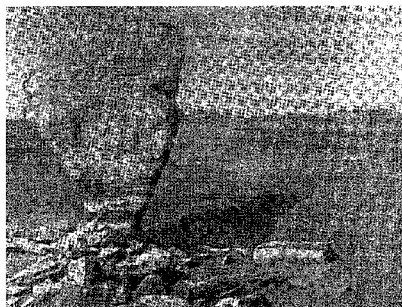
Мощные дефляционные выносы наблюдаются при ураганных и штормовых ветрах и в средней полосе. С ними связаны так называемые черные бури, разрушающие, иногда почти полностью, пахотный черноземный слой. Такого рода явления относят к *плоскостному выдуванию*. В отличие от него выделяют еще *бороздовый вид выдувания*. Его проявление часто обусловлено техногенными факторами. Например, в Китае выемки старых дорог в лессовых породах превращаются в своеобразные ущелья глубиной до 30 м. Они получили название *хольвегов*.

Корразия. Этот процесс обычно сопровождает дефляцию. Песчаные частицы поднимаются и переносятся ветром. При их ударе об обнаженные породы происходит обтачивание, шлифование и высверливание поверхностей этих пород. Поскольку наибольшей концентрации такие песчаные потоки достигают в нижних приземных слоях (1-2 м от поверхности земли), наибольшая корразия наблюдается именно на таких высотах, хотя песчаные частицы иногда

поднимаются и на большие высоты (до 8-10 м). В результате избирательного по высоте воздействия нижние части скал как бы подрезаются и утоняются в сравнении с вышележащими (см. рис. 8.11).



а



б

Рис. 8.11. Примеры дефляционно-корразионных форм [3].
а – грибообразная форма, б – останец песчаников.

В пустынях на глинистых поверхностях при устойчивых по направлению ветрах песчаные корразионные струи образуют борозды и желоба глубиной до 1-2, иногда до 6 м. Эти борозды и желоба разделены грядами. В Китае, где это явление широко распространено, они получили название *ярданги* (см. рис. 8.12).

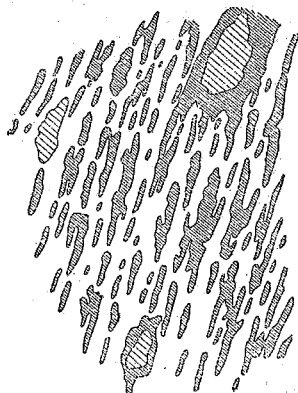


Рис. 8.12. Схематический план пустыни с гребнями, называемыми *jardangs* (ярданги) (по Свэн Гедину [Э. Ог. Геология. Т.1. Геологические явления. –М.: Гос.изд-во, 1913. – 564 с.]

Перенос и отложения. Ветер переносит захваченные им частицы двумя способами: в виде *взвеси* и *волочением*. Величина транспортируемых частиц и дальность переноса зависят от силы ветра:

- при скорости ветра до 6,5 м/с переносятся частицы до 0,1 мм в диаметре (пыль и тонкий песок);
- при скорости 10 м/с в перенос вовлекаются песчинки до 1 мм;
- при скорости 20 м/с в ветровую транспортировку втягиваются частиц до 4-5 мм;
- при ураганах ветер поднимает с поверхности даже мелкие камешки.

Дальность переноса может быть огромной. Известно, например, что пыль из пустынь Африки пассатами переносится на тысячи километров и обнаружена в виде примеси в донных осадках Атлантического океана. В 1863 г. масса выпавшего на Канарских островах пыльного дождя составила около 10 млн. т. Из африканского тонкого песка здесь образуются дюны. Гигантскую транспортную работу совершает так называемый «афганец» – ветер, дующий со стороны Афганистана в направлении пустыни Каракум. При этом ветре воздух бывает настолько насыщен пылью и песком, что не видно солнца, а стекла в окнах домов через 2-3 года становятся матовыми.

При порывистых ветрах и относительно небольшой их скорости значительная часть песчаного и пылеватого материала переносится волочением частиц по поверхности или перемещается скачками.

Пылеватые и глинистые частицы, если они подняты на большую высоту, могут переноситься на «планетарные» расстояния. Установлено, например, что пепел, выброшенный в 1883 г. при взрыве вулкана Кракатау (см. тему 7), три раза облетел вокруг нашей планеты и держался в воздухе около трех лет. По существу, речь может идти о временном насыщении почти всей тропосферы.

Первого мая 1892 г. пыльная буря подняла в воздух огромный по площади слой чернозема в Восточной Украине. А уже 2 мая черные дожди прошли в районе Каунаса, 3 мая – в Германии, 4 мая – в Балтийском море, немного позже – в Скандинавии. Таким образом, ветер разметал украинский чернозем по прибалтийским странам Центральной и Восточной Европы.

По подсчетам А.П. Лисицына общее количество эолового материала, переносимого с суши на море, превышает цифру в 1,6 млрд. т в год.

Перенос глинистых, пылеватых и песчаных частиц носит во времени дискретный характер и рано или поздно заканчивается их возвращением на поверхность Земли. Большая их часть выпадает в морях и океанах, являясь добавками к осадкам морского происхождения. Меньшая часть выпадает на поверхность суши и формирует осадки, называемые *эоловыми отложениями*.

Современные эоловые отложения в основном являются рыхлыми, так как их уплотнение и цементация происходят существенно медленнее, чем у осадков водных. Среди них наибольшее распространение на суше имеют песчаные отложения. Наибольшей мощности они достигают в пустынях (до нескольких десятков метров). Эоловые пески имеют целый ряд специфических признаков, по которым они довольно легко отличаются от песков другого происхождения (рис. 8.13).

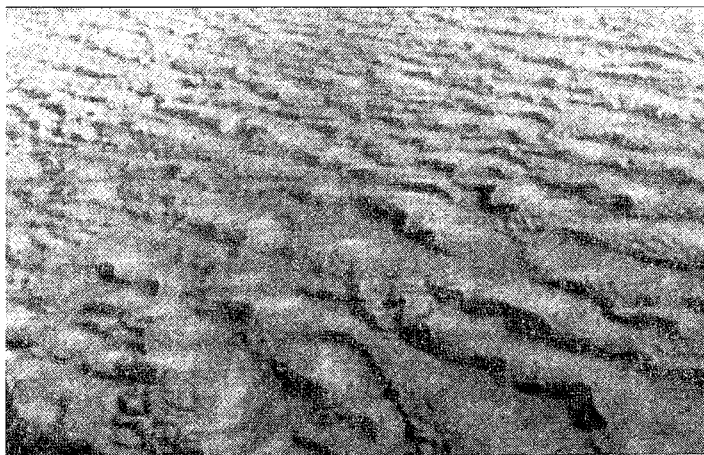


Рис. 8.13. Барханные цепи в пустыне Такла-Макан (аэроснимок) [3].

При ветровом переносе происходит отчетливая сортировка влекомого и особенно взвешенного материала. Отделяемые при такой транспортировке пылеватые частицы откладываются вслед песчаным и при уплотнении формируют континентальные осадки, называемые *лёссом* (см. рис. 8.14).



Рис. 8.14. Вид с самолета на грядовый лёссовый рельеф [3].

Типичный лёсс не имеет слоистости, малосыпуч и легко размывается текучими водами. При этом формируются овраги с очень крутыми, почти отвесными стенками. Наибольшее количество лёссов образовалось в четвертичный период на огромной территории, простирающейся от Украины до Южного Китая. Мощность древних лёссов в Китае, например, достигает 100 м.

Эоловые отложения встречаются в любой части света и практически в любой ландшафтной зоне, хотя наиболее мощные их скопления известны в областях с аридным климатом.

Общий вывод: ветер разрушает горные породы и переносит продукты разрушения, перераспределяя их по поверхности Земли в соответствии с законами газодинамики.

8.3. Геологическая деятельность вод

Основные понятия

1. **Эрозия** – процесс разрушения горных пород водным потоком в результате механического размывания водной струей, шлифования и царапания пород переносимыми твердыми частицами и химического растворения.
2. **Аккумуляция** – накопление на поверхности суши, дне водного потока или бассейна минерального вещества или органических остатков. Аккумуляция бы-

васт золовая (см. раздел 8.2), вулканическая, морская (см. тему 7), речная, ледниковая, флювиогляциальная (см. ниже).

3. **Базис эрозии** – поверхность, на уровне которой водный поток теряет свою живую силу и ниже которой не может углубить свое русло.

Общий базис эрозии – уровень Мирового океана. Принимается условно, так как реки, впадающие в моря и океаны, способны углублять свои русла ниже уровня моря. Причина такого явления заключается в том, что в устье река имеет еще достаточно большой запас кинетической энергии.

Местный базис эрозии может располагаться на любой высоте и может быть относительно постоянным или временным. Любые точки русла реки могут рассматриваться как местные базисы эрозии, поскольку они определяют возможность эрозии на выше расположенном участке.

4. **Дождевая эрозия** – размыв поверхности за счет кинетической энергии дождевых капель.
5. **Склоновый сток** – разновидность поверхностного стока. Перемещение воды по склонам местности.
6. **Русловой сток** – разновидность поверхностного стока. Перемещение воды по руслам рек и временных водотоков.
7. **Плоскостная эрозия (плоскостной смыв)** – эрозия, возникающая за счет склонового стока. Обычно эрозии подвергается только тонкий алевритовый или глинистый материал (см. [1]).
8. **Временные потоки** – водные потоки, возникающие при быстром таянии снега или сильных ливнях.
9. **Овраг** – крутосклонная долина, часто сильно разветвленная, сформированная деятельностью временного, редко небольшого постоянного, потока. Овраги характерны для возвышенно-равнинных пространств, сложенных легко размываемыми рыхлыми породами (лёссы, лёссовидные суглинки и т.п.).
10. **Реки** – водный поток сравнительно больших размеров, как правило, постоянный, питающийся стоком атмосферных осадков и подземными водами и текущий в разработанном им русле.
11. **Гидрограф** – график изменения во времени расходов воды в створе реки за год или часть года (сезон, половодье или паводок).
12. **Замкнутая речная система** – совокупность рек какой-либо территории, сливающихся в один общий поток, который выносит воду за пределы этой территории. Речные системы отделяются друг от друга водоразделами.
13. **Речной бассейн** – водосборная площадь реки с ее притоками.
14. **Водораздел** – линия наиболее высоких точек земной поверхности, фиксирующая границу между соседними *бассейнами* главных рек речной системы. *Речные бассейны* включают в себя *поверхностный* и *подземный водосборы*.
15. **Русловая сеть** – система постоянно и периодически действующих водотоков.
16. **Речная сеть** – совокупность постоянно действующих водотоков.
17. **Гидрографическая сеть** – русловая сеть, включающая в себя другие водные объекты.
18. **Исток** – место начала реки. Если река образуется из слияния двух рек, то за ее исток принимается начало более длинной из них, а общая длина должна отсчи-

тываться от наиболее удаленного истока. Это так называемая *гидрографическая длина* главной реки.

19. **Устье** – место впадения реки в другую реку, озеро, море или другой водоприемник. Если река впадает двумя и более рукавами, то за устье принимается окончание более длинного рукава. В районах аридного климата из-за очень высокого испарения река часто теряется в песках, и понятие «устье» в этом случае отсутствует. Конец реки фиксируется в месте исчезновения воды и носит название «*слепой конец*».

20. **Речные долины** – относительно узкие и вытянутые формы рельефа, имеющие уклоны, большей частью извилистой формы, выработанные или оформленные на конечной стадии развития текучими водами (в основном реками).

21. **Меандры** – изгибы, образованные рекой.

Меандры врезанные (долинные) – сформированы изгибами долины. При этом в каждую излучину входит выступ коренного склона.

Меандры блуждающие (свободные или поверхностные) – созданы рекой среди рыхлых аллювиальных отложений на плоском дне долины. Склоны долины в образовании этих излучин участия не принимают. Такие меандры постоянно меняют свою форму и положение, особенно при половодьях.

Старица – старое, брошенное рекой русло, обычно дугообразно изогнутое, оставленное ею при прорыве узкой части (шейки) меандра. Представляет собою сухую или заболоченную ложбину, иногда с водой (старичное озеро).

22. **Речные террасы** – площадки на склонах речной долины, ограниченные уступом и образованные в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности реки. По происхождению различают *террасы размыва (структурные)*, *аккумулятивные (наносные)* и *смешанные*.

23. **Аллювиальные отложения** – отложения, накопившиеся в речных долинах в результате сноса и отложения постоянным водным потоком рыхлых продуктов выветривания, а также разрушения горных пород самим потоком. Состоит из обломочного материала различной степени окатанности и сортировки.

24. **Денудация** – снос, удаление продуктов выветривания. Главной движущей силой процессов денудации является сила тяжести, которая проявляется либо прямым способом (частицы породы передвигаются сами по себе – сползают, скатываются и т.п.), либо переносятся различными подвижными средами (водой, льдом).

25. **Базис денудации** – уровень, соответствующий перелому профиля склона (от крутого к более пологому). По отношению к базису денудации определяется плоскостной снос гравитационного перемещения. Ниже этого уровня гравитационное перемещение прекращается.

26. **Базис аккумуляции** – точка, выше которой аккумуляция не может происходить и сменяется денудацией.

Уровень базиса аккумуляции – горизонтальная плоскость, проходящая через базис аккумуляции. На этом уровне происходит аккумулятивное выравнивание рельефа и образование аккумулятивных равнин.

27. **Тальвег** – линия, соединяющая самые глубокие части русла реки. Иногда термин употребляется в более широком смысле, в применении ко всему руслу реки.

28. **Сель** – кратковременный разрушительный поток, перегруженный грязекаменным материалом. Возникает при выпадении обильных ливней (реже интенсивного таяния снега) в предгорных и горных районах, обычно в бассейне небольших рек и логов с большими уклонами тальвега (более 0,10). Проходит с большой скоростью в виде одного или нескольких последовательных валов.
29. **Подземный сток** – перемещение воды в толще земной коры под действием гидравлического уклона от области питания к области разгрузки.
30. **Водоносный горизонт** – толща горных пород, насыщенная водой, залегающая между водоупорными толщами или только подстилаемая водоупорными породами. Горизонт может быть представлен породами различного литологического состава.
31. **Источники** – сосредоточенный естественный выход подземных вод непосредственно на земную поверхность или под водой (субаквальный источник).
32. **Карст** – совокупность явлений, связанных с деятельностью вод (поверхностных и подземных) и состоящая в растворении горных пород и образовании в них пустот разного размера и формы.
33. **Оползни** – отрыв земляных масс и перемещение их по склону под влиянием силы тяжести.

Процессы

Склоновый сток. Атмосферные осадки выпадают на поверхность суши в основном в виде дождя и снега. Часть воды, дождевой или талой, насыщает почву и лежащие под ней горные породы, а часть стекает по поверхности вниз по склону.

Дождевые капли сами по себе обладают достаточно высокой кинетической энергией. Подсчитано даже, что при сильных ливнях скорость таких капель у поверхности земли может достигать 7 м/с [1]. Этого достаточно, чтобы создавать эффект дождевой эрозии, которая наиболее сильно проявляется на открытых поверхностях, не защищенных растительным покровом.

Если склон пологий, вода стекает по нему в виде тонкой пленки, вызывая плоскостную эрозию, которую называют еще плоскостным смывом. Подсчитано, что с распаханых полей плоскостной смыв вместе с дождевой эрозией способен перемещать *десятки тонн* почвы в год с одного акра (около 4000 м²) пашни. Эрозионная деятельность плоскостного стока и дождевых капель, как правило, захватывает лишь тонкий слой земной поверхности, сложенной преимущественно пылеватыми и глинистыми породами.

Плоскостное перемещение воды по склону довольно быстро перерождается в систему отдельных ручейков, из которых постепенно формируется речная сеть. Представление об этом может дать

модель формирования гидросети. В основе решения этой задачи лежит модель *случайного блуждания*, использованная с позиций картирования. В примере (см. рис. 8.15) всё начинается с зарождающихся ручейков, расположенных в ряд на одинаковом расстоянии друг от друга на верхнем краю наклоненной плоскости. Ограничения в этой модели весьма простые*:

1. За каждый временной шаг каждый отдельный ручеек передвигается от точки к точке на единицу расстояния.
2. Это перемещение имеет ограничения. Можно вперед, вправо или влево, но нельзя назад. Направление движения выражается в терминах вероятности. Новый ручей, возникающий от слияния двух других, подчиняется в своем движении общим правилам.
3. Ячейки модели на площади квадратные.
4. В каждую клетку может втекать несколько ручьев, но ... вытекать разрешается только одному.

Гидросеть самоорганизуется: возникают водоразделы, долины, русла, притоки. Происходит это на основе принципа *бифуркации* **. Каждая струйка и ручеек флуктуирует в силу турбулентного характера движения водных потоков. В каждой точке своего движения этим флуктуациям «приходится принимать решения» – куда дальше? Шероховатость поверхности стока помогает струйке это решение принять. В итоге струя блуждает.

Временные потоки (струи) и ручьи могут существенно изменять конфигурацию первичных склонов, создавая рытвины, овраги и формируя из них небольшие долины с крутыми склонами (см. рис. 8.16).

Речной сток. Представление о формировании речного стока дает гидрограф реки (см. рис. 8.17). Речная эрозия связывается с так называемой живой силой реки, которая тождественна по смыслу кинетической энергии речного потока.

Если кинетическая энергия достаточно велика и обеспечивает перенос материала, которым водная струя наполнена, считается, что происходит эрозия. Если масса влекомого речной струей и взвешенного в ней материала превосходит транспортные возможности реки, происходит аккумуляция наносов. В случае уравновешенно-

* В современной науке простота начала – это одно из обязательных условий эксперимента. Если бы правила были сложными, было бы невозможно начать эксперимент.

** Бифуркация – раздвоение. Термин имеет медицинские корни.

сти этих составляющих между эрозией и аккумуляцией также наблюдается равновесие.

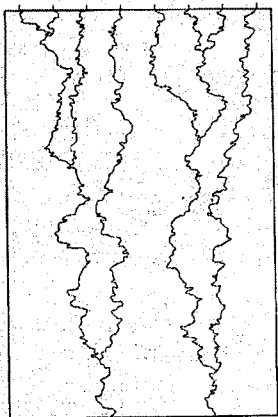


Рис. 8.15. Моделирование речной сети на основе случайных блужданий [6 (по Дж. Харбуху и Г. Бонэм-Картеру)]. Плоскость, по которой текут ручьи, слабо наклонена сверху вниз.

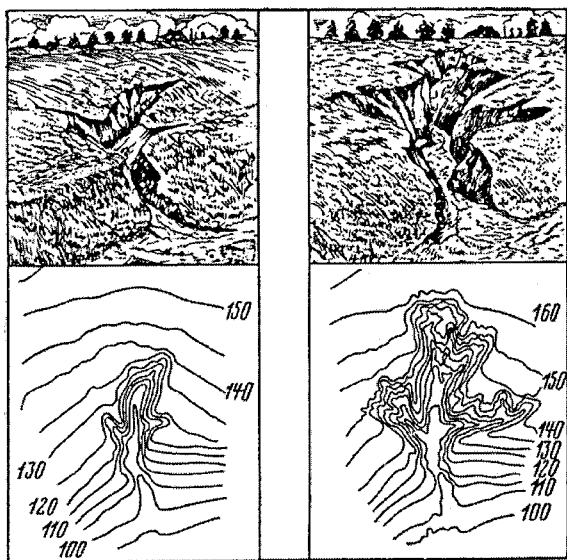


Рис. 8.16. Схема развития оврага [3].

- Донная (или глубинная) эрозия.

Река врезается в горные породы, таким способом формируя свое русло. Этот процесс протекает до тех пор, пока не возникнет так называемый профиль равновесия (или предельный профиль). Теоретически он представляет собой кривую, характеризующую кинетические возможности речной струи в конкретных геологических условиях. Речь идет о соотношении разрушающих возможностей водного потока и прочностных свойствах подстилающего его ложа. Донная эрозия контролируется положением базиса эрозии и высотой истоков реки, которые могут меняться под влиянием многих причин: подтоплением в устье, появлением искусственных (дамбы, плотины) и естественных (сели, наледи, тектонические взбросы и сбросы) преград, поднятием областей питания и др.

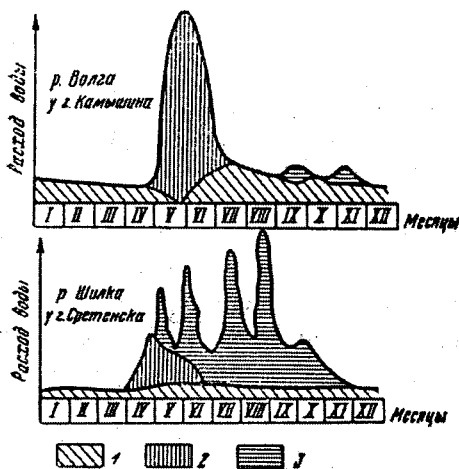


Рис. 8.17. Характер режима рек.

Виды питания: 1 – подземное; 2 – снеговое; 3 – дождевое.

- Боковая эрозия.

В силу эффекта блуждания наряду с глубинной эрозией всегда проявляется еще и эрозия боковая. На первых этапах развития реки она может быть малозаметна. По мере приближения общей кривизны русла к предельному профилю активность боковой эрозии возрастает. Река расширяет свою долину, приближаясь и разрушая то

один коренной берег, то другой. Формируется плоское дно. При этом река образует крупные излучины, называемые меандрами (см. рис. 8.18).

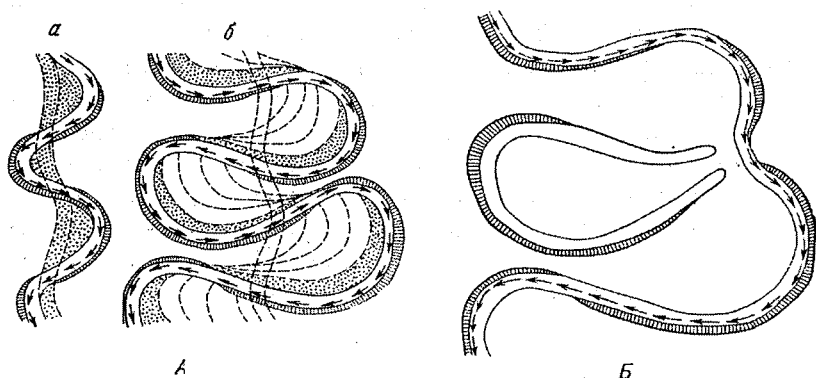


Рис. 8.18. Схема формирования излучин (меандр) [7].

а – начальная стадия; б – последовательные положения на более поздних стадиях (А); образование старицы (Б).

- **Аккумуляция.**

Эрозия практически всегда сопровождается аккумуляцией. Активность аккумуляции зависит от живой силы реки. По мере ее убывания влекомый и взвешенный материал, который несет водный поток, начинает оседать на дно, формируя так называемые аллювиальные отложения. Их состав и структура могут быть исключительно разнообразными, создавая иногда довольно причудливые соотношения слоев, линз, горизонтов как по разрезу отложений, так и по площади. Общее представление о формировании аллювиальных отложений дает рис. 8.19, иллюстрирующий стадию, близкую к равновесной (*перстративный или перестилаемый аллювий*).

- **Основные типы профилей речных долин.**

В своем развитии речные долины проходят несколько стадий, определяемых преобладанием той или иной формы эрозии и аккумуляции. Молодая река как фреза прорезает толщу горных пород и формирует узкие и глубоко врезуемые долины. В зависимости от своеобразия и крутизны склонов таких долин они носят разные названия: *щель или теснина, ущелье и каньон* (см. рис. 8.20). В случае, когда склоны сложены мягкими и непроницаемыми породами

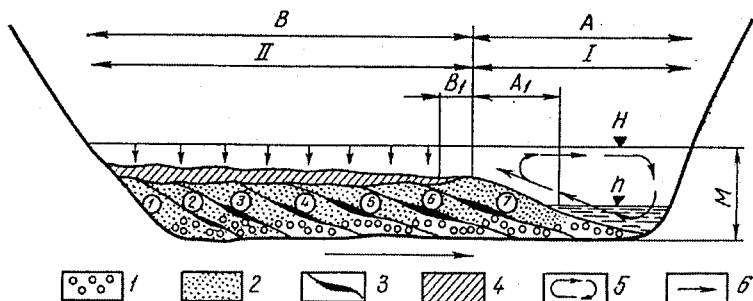


Рис. 8.19. Схема перстративной фазы аллювиальной аккумуляции (по Е.В. Шанцеру) [7].

А — русло (A_1 — русловая отмель); В — пойма (B_1 — прирусловой вал); Н — уровень полых вод (половодья); h — уровень межи (низкого стояния вод); М — нормальная мощность аллювия; I — зона намывания наносов, влекаемых поперечными циркуляционными токами; цифры в кружках (1-7) — последовательно образующиеся слои руслового аллювия; II — зона осаждения взвешенных наносов. Русловой аллювий: 1 — грубозернистые пески, гравий и галька; 2 — мелко- и тонкозернистые пески; 3 — прослои заиления; 4 — пойменный аллювий; 5 — токи поперечной циркуляции в русле; 6 — направление смещения русловой ложбины в ходе накопления аллювия.

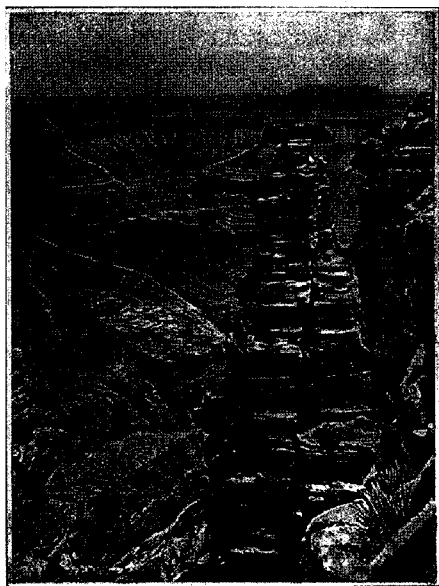


Рис.8.20. Каньон р. Колорадо (Северная Америка).

(например, глинами), возникают долины, напоминающие в разрезе латинскую букву V. Такие долины называются *V-образными*. На стадии зрелости реки и наступающей затем стадии старости процессы боковой эрозии и аккумуляции приводят к развитию широких плоскodonных долин с пологими склонами и низкими водоразделами. Принципиальная схема типизации речных долин по их профилю показана на рис. 8.21

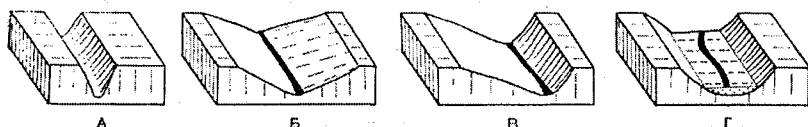


Рис. 8.21. Типовые поперечные профили речных долин [7].

А – долина в виде ущелья; Б – долина с V-образным поперечным профилем; В – асимметричная долина; Г – плоскodonная долина с развитой поймой.

На формирование речных долин оказывает влияние огромное число факторов. Изменение базиса эрозии может приводить как к омоложению реки, так и к преждевременному ее старению с точки зрения эрозионно-аккумулятивной деятельности. Например, при понижении базиса эрозии в долине с хорошо представленными аллювиальными отложениями могут вновь активизироваться процессы глубинной эрозии, и река начнет врезаться в свои собственные отложения. Такого рода явление может происходить многократно. История жизни реки «записывается» в ее террасах. Этот факт хорошо виден на рис. 8.22.

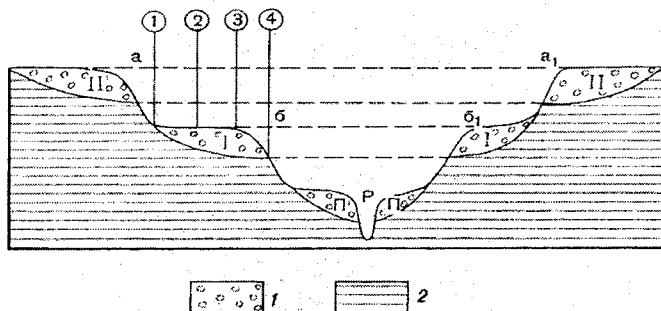


Рис. 8.22. Схема надпойменных речных террас.

Р – русло; П – пойма; I – первая надпойменная терраса; II – вторая надпойменная терраса; а-а₁ и б-б₁ – прежние поймы, прорезанные рекой; *цифры в кружках*: 1 – тыловой шов; 2 – террасовидные площадки; 3 – бровка террасы; 4 – уступ террасы. 1 – аллювий; 2 – коренные породы.

Поверхностная денудация. Поверхностная денудация определяется преимущественно процессами механического и химического разрушения горных пород. Основным ее результатом является образование стока взвешенных и влекомых наносов и части стока растворенных веществ с той или иной территории. И та и другая величины могут быть измерены в приустьевом створе реки и характеризуют денудацию на ее водосборе. Для оценки денудации правильнее пользоваться данными по малым незарегулированным рекам, формирующимся за счет местного стока, т.е. стока, представляющего собой воды, образующиеся из атмосферных осадков, выпавших на поверхность данного водосбора. Соотношение между годовым стоком взвешенных, влекомых и растворенных веществ в среднем для всей суши оценивается как 10:1:2,8 (см. тему 7).

Сток взвешенных наносов принято оценивать через модуль эрозии $M_э$, который представляет собой отношение массы твердого стока реки R к единице площади F в единицу времени t . Поскольку поверхностная денудация (эрозия) всегда определяется, по крайней мере, двумя составляющими – механической и химической, то величину $M_э$ правильнее называть модулем механической эрозии $M_{мэ}$, который может быть представлен как сумма модулей эрозии по взвешенным $M_{вз}$ и влекомым $M_{вл}$ наносам:

$$M_{мэ} = M_{вз} + M_{вл} . \quad (8.1)$$

Общий же модуль эрозии, характеризующий поверхностную денудацию, определяется формулой:

$$M_э = M_{вз} + M_{вл} + M_{хэ} . \quad (8.2)$$

где $M_{хэ}$ – модуль химической эрозии.

Модуль эрозии по взвешенным наносам можно выразить через мутность речной воды ρ и модуль склонового стока $M_{сск}$, производящего эту эрозию. Если мутность выразить в граммах на кубический метр, модуль склонового стока в литрах в секунду с 1 км^2 водосборной площади, а за единицу времени принять 1 год, то

$$M_{вз} = 0,0315\rho M_{сск} . \quad (8.3)$$

Модуль эрозии по влекомым наносам систематически не изучался, однако было установлено, что для большинства равнинных рек он составляет небольшую часть модуля эрозии по взвешенным наносам (обычно 0,2–10 %). Для полугорных и горных рек это доля

достигает 20 % без учета селей и 40–185 % с учетом селевых выносов [А.В. Волин, 1946].

Доля химической денудации на равнинных реках достигает приблизительно 50% от весового количества взвешенного материала, а величина донных (влекомых) наносов весьма мала. Поэтому для равнинных территорий можно записать

$$M_3 \approx M_{вз} + M_{хз} . \quad (8.4)$$

Химическая денудация (эрозия) земной поверхности производится склоновыми водами главным образом в весенние и дождевые паводки. Если минерализацию паводковой воды $C_{п}$ выразить в граммах на кубический метр (миллиграммах на литр), то модуль химической эрозии определится формулой:

$$M_{хз} = 0,0315 C_{п} M_{сс}, \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год}) . \quad (8.5)$$

Тогда окончательное выражение модуля эрозии примет вид:

$$M_3 = 0,0315 M_{сс} (\rho + C_{п}), \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год}), \quad (8.6)$$

где M_3 – модуль эрозии; $M_{сс}$ – модуль склонового стока, $\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$; ρ – мутность воды, $\text{г}/\text{м}^3$; $C_{п}$ – минерализация воды в паводок, $\text{г}/\text{м}^3$ ($\text{мг}/\text{л}$).

Подземный сток. Подавляющая масса подземных вод представляет собой бывшие атмосферные осадки, просочившиеся в горные породы и сформировавшие там водоносные горизонты. Подземный сток определяется в основном движением этих вод в речную сеть, в меньшей степени – в озера и моря. Различные формы подземного стока уже обсуждались в этом курсе в теме 6 – «Взаимодействие геосфер» (см. раздел 6.3 «Круговороты природных вод»). Характерной формой разгрузки подземных вод на поверхность земли являются родники. Общее представление о них дает рис.8.23.

Геологическая деятельность подземного стока связана преимущественно с процессами растворения горных пород и выносом продуктов растворения за пределы водоносных горизонтов.

Подземная денудация. Термин «подземная денудация» был предложен известным отечественным гидрогеологом Ф.А. Макаренко, который понимал под ним денудационную деятельность грунтовых вод в толще пород водосборного бассейна. В отличие от поверхностной денудации подземная определяется в основном вы-

носом растворимых соединений. Процессы же механического выноса частиц грунтовыми водами (суффозия) в масштабе речных бассейнов составляет ничтожно малую долю и, как правило, не учитывается.

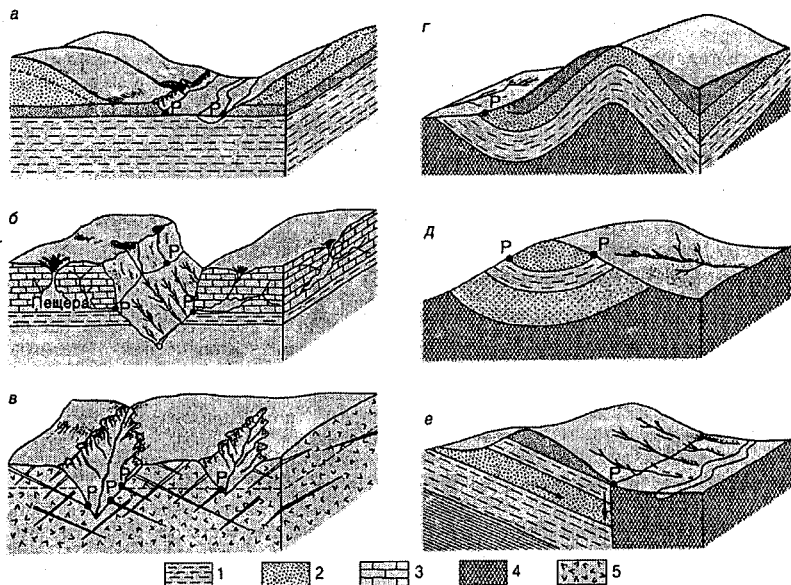


Рис. 8.23. Типы строения коренных пород, благоприятные для образования родников [1].

Родники обозначены буквой Р. 1 – глинистые породы; 2 – песчаники; 3 – известняки; 4 – алевролиты; 5 – магматические породы.

Количественную оценку подземной денудации обычно дают по меженному ионному стоку, поскольку основным источником питания большинства рек в межень являются грунтовые воды. По аналогии с формулой (8.5) формула для расчета модуля подземной денудации может быть записана в следующем виде:

$$M_{\text{пд}} = 0,0315 M_{\text{г}} C_{\text{г}}, \quad (8.7)$$

$M_{\text{пд}}$ – модуль подземной денудации, $\text{т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$; $M_{\text{г}}$ – модуль грунтового стока, $\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$; $C_{\text{г}}$ – средняя минерализация грунтовых вод, $\text{мг}/\text{л}$.

При оценке подземной денудации по меженному стоку растворенных веществ во всех случаях требуется тщательный геологиче-

ский и гидрогеологический анализ исходных данных и полученных результатов. В частности, следует иметь в виду, что часть солевого состава подземного стока может иметь не только денудационное, но и иное происхождение. Например, в верхние водоносные горизонты часто разгружаются соленые и солоноватые воды артезианских бассейнов, химический состав которых сформировался в течение длительной геологической истории. Кроме того, часть веществ, содержащихся в подземных водах верхних горизонтов, имеет атмосферное происхождение, и доля таких веществ в ряде районов может быть достаточно большой.

К процессам подземной денудации относится и образование карстовых пустот и полостей в известняках, доломитах, гипсах, галлоидных солях. Процессы денудации в этом случае протекают быстрее, чем в силикатных породах, и приводят к появлению пор, cavern, крупных пещер и карстовых ходов. Характерный вид поверхности района карстообразования показан на рис. 8.24.

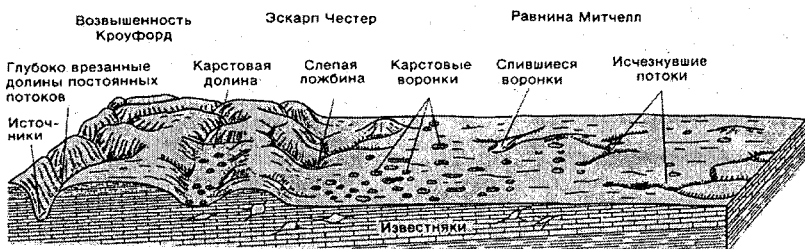


Рис. 8.24. Схематическая блок-диаграмма части карстового района на юге шт. Индиана [1].

Современную активность процесса карстообразования принято выражать формулой:

$$A = V/V_1 \cdot 100, \% \quad (8.9)$$

где A — показатель современной активности карстового процесса; V — объем породы, растворенной за определенный отрезок времени; V_1 — объем закарстованного массива.

Объем растворенной породы определяется по составу карстовых вод и суммарному дебиту источников. Этот метод наиболее приемлемый для сравнительно медленно развивающегося карбонатного и гипсового карста.

Для карбонатного карста, связанного со слабо растворимыми породами — известняками и доломитами — атмосферные воды, попадающие в массив пород, обычно быстро достигают предела насыщения по CaCO_3 и MgCO_3 . Скорость развития карбонатного карста зависит от насыщенности воды углекислым газом, морфологии карстового массива, глубины залегания грунтовых вод, агрессивности атмосферных осадков (степени насыщенности карбонатами магния и кальция) и ряда других факторов. Поэтому значение показателя активности карстового процесса изменяется в широких пределах.

Использование формулы (8.9) во всех случаях требует тщательного анализа геологической обстановки, химического состава атмосферных осадков, минеральных примесей в карстующихся породах (особенно наличие пирита — FeS_2). Формальное использование этой формулы может привести к грубым ошибкам.

При оценках скорости образования соляного карста существует своя специфика, связанная с очень высокой растворимостью хлоридных солей. При залегании пород ниже уровня грунтовых вод растворение известняков, доломитов и гипсов резко снижается, воды, как правило, достигают предела насыщения. Соляные же тела часто интенсивно растворяются ниже уровня грунтовых (надсолевых) вод, причем растворение происходит по верхней части соляного тела или пласта. Для такого случая Г.В. Короткевичем была предложена следующая формула карстообразования:

$$H = V/F \cdot 1000, \quad (8.10)$$

где H — средняя величина понижения погребенной поверхности соляного тела за счет растворения, мм/год ; F — площадь тела, м^2 ; V — суммарный объем соли, выносимый за год за пределы площади F (определяется по химическому составу воды источников); 1000 — коэффициент, учитывающий размерность (перевод из метров в миллиметры).

Все приведенные формулы и интерпретации имеющегося гидрохимического материала по оценке процессов карстообразования основаны на оценке фактического результата природных процессов. Но существуют и другие подходы, основанные на термодинамических расчетах, использующих данные по составу атмосферных осадков и минералогии карстующихся пород.

Любые вычислительные оценки должны опираться на анализ геологических данных по территории исследования. Получение критериальных чисел и отношение к ним не могут быть формальными и оторванными от натуры.

Оползни. Эти гравитационные смещения горных пород обычно возникают на крутых склонах речных долин, оврагов, берегах озер и морей. Своим происхождением они обычно обязаны поверхностным и подземным водам. Характер и размер оползневых смещений могут быть разными:

- от небольших объемов, охватывающих лишь поверхностные части склонов и возникающие в результате сильного переувлажнения почв и грунтов атмосферными осадками (*оплывины или сплывы*),
- до крупных смещений земляных масс, захватывающих различные горные породы на значительные глубины (собственно *оползни*), и, наконец,
- *обвалов* – внезапных обрушений огромных масс горных пород, которые сопровождаются дроблением и даже опрокидыванием всего сорвавшегося массива.

В качестве примера одного из крупнейших обвалов часто приводят обрушение массива горных пород, произошедшее на Памире в 1911 г. Масса горных пород в 7-8 млрд. т перекрыла реку, на которой в результате возникло Серезское озеро длиной около 80 км. Новообразованная естественная плотина имела высоту свыше 500 м, длину около 2 км и ширину у основания около 5 км.

Классификационное представление о структуре оползня дают рисунки 8.25 и 8.26.

Образование оползней представляет собой сложный процесс, на который влияет целый ряд факторов. Среди них главную роль могут играть такие, как подмыв берегов, атмосферные осадки, изменение состояния глинистых грунтов, вызываемое воздействием подземных и поверхностных вод, суффозия (см. выше), гидродинамическое давление, создаваемое подземными водами, специфические условия залегания горных пород, тектонические причины, инженерная деятельность людей.

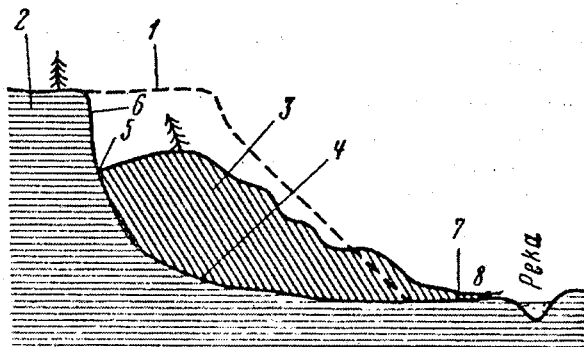


Рис.8.25. Схема оползневого склона [3].

1 – первоначальное положение склона; 2 – ненарушенный склон; 3 – оползневое тело; 4 – поверхность скольжения; 5 – тыловой шов; 6 – надоползневой уступ; 7 – подошва оползня; 8 – источник (родник).

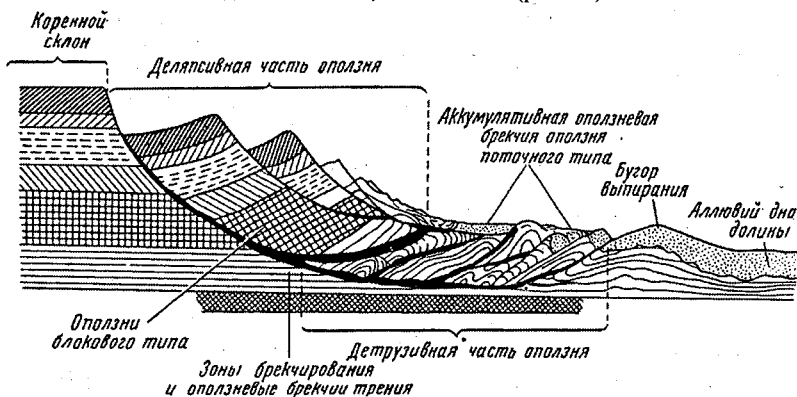


Рис. 8.26. Схема сложного оползня [3].

Делясивная часть оползня – часть, в которой сохраняется последовательность слоев и только наблюдается их запрокидывание в сторону ненарушенной части склона. *Детрузивная часть оползня* – возникает вследствие толкания оторвавшихся сверху блоков; давление оползневых масс может создавать в основании склона бугры выпирания пород.

Региональный эрозионный цикл

Этот цикл сегодня принято определять как время, которое необходимо, чтобы регион прошел развитие от низменного рельефа к высокому и снова к низменному. Очевидно, что середина цикла связывается с тектоническим поднятием региона. Региональные эрозионные циклы делят на три стадии: *юности*, *зрелости* и *старости*. Основные характеристики этих стадий удобно свести в таблицу, которая достаточно полно отражает их особенности (см. табл. 8.3.1).

Таблица 8.3.1

Основные изменения в развитии реки за эрозионный цикл (по [1]).

Характеристика реки	Стадия юности	Стадия зрелости	Стадия старости
Характер русла	Прямое	Обычны меандры	Многочисленные меандры
Градиент и скорость	Высокие	Умеренные	Низкие
Пороги и водопады	Много	Мало	Отсутствуют
Характер эрозии	Преобладает врезание	Заметная роль боковой эрозии	Боковая эрозия преобладает
Ширина долин	Узкие V-образные	Широкие, хорошо выделяются в рельефе	Очень широкие с низкими берегами
Глубина долин	Умеренно глубокие	Самые глубокие	Мелкие
Количество притоков	Мало	Максимальное количество	Мало, крупные
Характер водоразделов	Широкие, от низких до высоких	Высокие и узкие	Низкие и узкие
Рельеф	Максимальный для речной системы в целом	Максимальный в верховьях реки	Низкий
Количество озер	Много на возвышенностях	Мало, если вообще есть	Много на низменностях
Структурный контроль	Не контролируются структурами	Контролируются структурами	Слабо контролируются структурами
Транспортируемый материал	Грубый и тонкий	Заметная роль песка и алеврита	Преобладает алеврит и растворенные вещества
Речное осадконакопление	Минимальное	Отложение осадка на внутренних сторонах излучин	Отложение осадков в руслах и на прирусловых валах
Речная сеть	Развита слабо	Хорошо развита, в высшей степени действенна	Вялое дренирование

Приведенная схема эрозионного цикла носит классификационный характер. Реальные же варианты развития речной сети и рельефа могут в значительной мере отличаться от него. Например, тектоническое поднятие территории может начаться значительно раньше наступления стадии старости. И в этом случае градиенты потоков увеличиваются «раньше времени». Реки опять начинают прорезать каньоны в днищах своих прежних долин, область вновь приобретает черты, характерные для юной стадии развития рельефа. Регион тогда называют *омоложенным*, а реки – *омоложенными*. Широкие русла таких рек углубляются, и старые излучины превращаются во *врезанные меандры*.

Если суша опускается или повышается уровень моря, то происходит повышение базиса эрозии, и реки быстро дряхлеют. Их разрушающая и транспортирующая сила быстро сходит на нет.

Общий вывод: текущие воды производят механическое и химическое разрушение горных пород, переносят продукты этого разрушения и перераспределяют их по поверхности Земли в соответствии с законами гидродинамики и гидрохимии.

8.4. Озера и болота

Основные понятия

1. **Озера** – водоемы с замедленным водообменом, занимающие впадины рельефа и не имеющие непосредственной связи с морями и океанами [2,7].
2. **Озерная система** – озеро и территория его водосбора.
3. **Озерно-речная система** – часть озерной системы, состоящей из нескольких озер и соединяющих их рек и протоков.
4. **Котловина озера** – углубление в поверхности суши (пониженные участки рельефа замкнутой формы), заполненные водой до некоторого уровня.
5. Как и в морях, в озерных котловинах различают мелководную часть – *литораль*, ее продолжение при резко увеличивающихся уклонах – *сублитораль* и глубинную область – *пелагиль*. Кроме того, в плане в озерах различают *заливы* и *бухты*, *плёсы* и *острова*.
6. **Озерность** – отношение суммарной площади всех озер к общей площади рассматриваемой территории.
7. **Сейши** – стоячие волны. Возникают благодаря быстрому изменению атмосферного давления в одной части озера. Создается колебательное движение уровня воды, вследствие чего появляются стоячие волны.
8. **Сапропели** – органно-минеральные отложения озерных водоемов.
9. **Сапропелиты** – одна из групп ископаемых углей, образовавшихся преимущественно за счет скопления остатков простейших животных и растительных организмов.
10. **Оолиты** – шаровидные или эллипсовидные образования из углекислой извести, окислов железа и марганца и др. Образуют концентрически-слоистые, иногда радиально-лучистые тела, формирующиеся вокруг центрального ядра.

11. **Болото** – природное образование, представляющее собой переувлажненный участок земной поверхности со слоем торфа и специфическими формами растительности, приспособившимися к условиям избытка влаги, слабой проточности и недостатку кислорода [2].
12. **Заболоченные земли** – территории, на которых слой торфа не превышает 30 см. Растительность этих территорий в отличие от растений болот имеет корневую систему, проникающую в подстилающий минеральный грунт.
13. **Болотный массив** – практически то же, что торфяная залежь. Граница проводится по контуру развития торфа.

Общая характеристика. Озера занимают свыше 2 % территории суши, но распределены по поверхности Земли неравномерно. В северном полушарии выделяют два озерных пояса: *северный* и *южный*.

Северный озерный пояс связан с зоной высокого увлажнения и своим происхождением обязан в основном последним покровным оледенениям. Большая часть озерных котловин появилась здесь 8-25 тыс. лет назад при отступлении ледников: Валдайского (Восточная Европа), Вюрмского (Западная Европа), Висконсинского (Северная Америка). В этом же поясе сосредоточены и наиболее крупные озера и озерные системы – Великие Американские озера, Великие Европейские озера. Их котловины имеют преимущественно тектоническое заложение. В отдельных регионах этого пояса озерность достигает 10-20 %.

Генетическая классификация озерных котловин [7]

Категория	Группа	Тип
I.Эндогенная	вулканогенная	кратерный, кальдерный, фумарольно-гейзерный, лавово-плотинный, лахаро-плотинный
	сейсмогенная	провальный, обвально-плотинный
II.Экзогенная	тектоногенная	грабенный (рифтовый), синклинальный
	гравитационная	провально-гравитационный, провально-карстовый, провально-суффозионный, обвально-плотный
	эрозионная (речная)	русловой, пойменный (старичный), дельтовый
	эоловогенная	дефляционный
	гляциогенная	экзарационный, каровый, термокарстовый, гляциально-плотинный
	талассогенная (морская)	приморский, реликтивно-морской
	биогенная	атолловый, биогенно-плотинный
	метеоритная (астроблемная)	ударный, взрывной

* См. следующий раздел 8.5. Геологическая деятельность льда.

Южный озерный пояс расположен в зоне недостаточного увлажнения. К наиболее крупным озерам этого пояса относятся такие бессточные озера, как Каспий, Арал, Алаколь, Большие Чаны и множество озер меньших размеров. Эти озера формируются в основном за счет притока воды со стороны более увлажненных территорий. Малые озера часто пересыхают.

В южном полушарии северный и южный озерные пояса выражены менее четко.

Процессы

Озерная абразия (лимноабразия). Озерные береговые процессы во многом схожи с процессами на морских побережьях, особенно когда речь идет о крупных озерах. И это естественно, потому что движущие силы, определяющие их, принципиально одинаковы. Это – и волновые течения, и волноприбойный фактор, и работа ветра. Однако в небольших озерах эти процессы существенно сглажены и ослаблены, особенно в случаях, когда абразионный профиль уже выработан и абразионные уступы отодвинуты на недосыгаемые для волн расстояния. Тогда абразионная деятельность озера в основном сводится к перетиранию и размельчению обломочного материала пляжей. Кроме того, разрушение озерных берегов в значительной мере ослабляется прибрежной растительностью.

Осадконакопление. В озерах образуются все известные сегодня генетические типы осадков (см. [5]):

- обломочные или терригенные,
- органогенные и
- хемогенные.

Озерные обломочные отложения имеют свою специфику, связанную с относительно спокойным гидродинамическим режимом водных масс. Терригенные отложения озер отличаются тонкой и прямой слоистостью и даже могут иметь микрослоистость. Слойки часто отражают сезонные колебания в гидродинамическом режиме озера. В периоды многоводности формируются осадки крупно- и даже грубообломочные, в меженные же периоды малой воды (обычно зимой и летом) откладывается мелко- и тонкозернистый материал, а сами слои имеют небольшую мощность. Для озерных отложений меженного периода характерно прекрасное сохранение отпечатков растений, следов водных животных. В периоды сейш

могут сохраняться следы наземных животных, приходящих на водопой, а иногда и ямки от дождевых капель.

В крупных озерах, а также озерах проточного и дельтового типов обломочный материал может быть достаточно крупным (песок, галька) и хорошо сортирован. Обычно такие отложения связаны с участками прилегающими к устьям рек, а также у берегов с активной абразией. Принципиальная схема распределения озерных осадков показана на рис. 8.27.

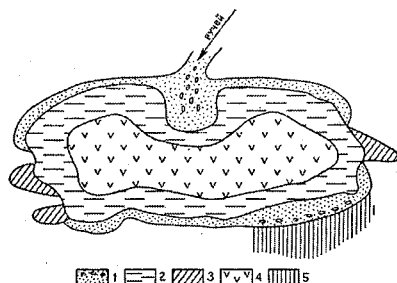


Рис. 8.27. Схема распределения осадков в озере. [7].

Обломочные осадки: 1 - галька, песок; 2 - глинистые, известковистые и другие илы; 3 - органогенно-детритовые (растительные) илы. Хомогенные осадки: 4 - тонкие органогенные (диатомовые, см. тему 7) илы; 5 - крутой берег.

В озерах благодаря спокойной гидродинамической обстановке хорошо представлены органогенные отложения. (См. рис. 8.28).

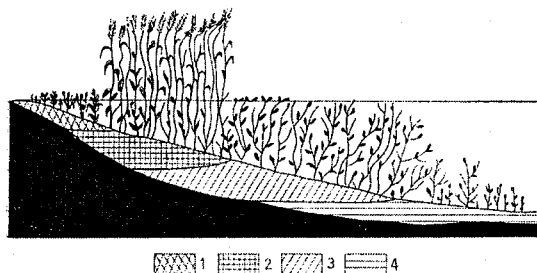


Рис. 8.28. Схема зарастания озера и образования торфа:

1 - осоковый торф; 2 - тростниковый и камышовый торф;
3 - сапропелевый торф; 4 - сапропелит.

Среди органогенных отложений в озерах могут встречаться известняки-ракушечники, диатомовый ил и его продукт - диатомит.

Хемогенные отложения озер чаще всего представлены пресноводными известняками и мергелями. Встречаются известковые конкреции, железистые и марганцевые илы. Из них могут формироваться озерные оолиты. В условиях тропиков возможно появление алюминия. Соленые озера в аридном климате продуцируют отложения соды, мирабилита, поваренной и калийной соли, боратов.

Типизация болот

Верховые болота. Характерны для низких слабовогнутых водоразделов. Также могут развиваться на речных террасах и пологих склонах возвышенностей. Их питание осуществляется за счет атмосферных осадков. Их воды бедны солями, комплекс растительности довольно беден и приспособлен к маломинерализованной воде. Они быстро зарастают от центральных частей к периферии. Это обстоятельство определяет их выпуклую форму. Для них характерно развитие древесной растительности представленной главным образом сосной и лиственницей. Отличительной чертой является также развитие вереска, багульника и клюквы.

Низинные болота. Обычно развиваются в котловинах и в процессе заболачивания озер. Питание их происходит в основном за счет подземных и поверхностных вод. В связи с этим низинные болота более богаты минеральными солями и комплекс характерной для них растительности более разнообразен, чем на верховых болотах: зеленые мхи, осоки, тростники, кустарники, из деревьев преобладают ольха и береза.

Приморские болота. Распространены на морских побережьях с влажным климатом. Питаются в основном атмосферными осадками. Во время приливов могут покрываться водой. Такая смешанная форма питания определяет довольно богатую и необычную растительность. В основном это древесные формы, приспособленные к долгому пребыванию под водой. В области тропиков это широко известные мангровые заросли.

Процессы

Основным процессом жизнедеятельности болот является образование торфяников. Торф рассматривается как органогенная горная порода, состоящая преимущественно из растительных остатков, подвергшихся частичному разложению при затрудненном доступе кислорода воздуха. В нормальном состоянии торф насыщен водой

(до 85-95 %). Помимо растительных веществ в нем содержатся и минеральные частицы, обычно до 2-20% (к сухой массе). Этот процент называется зольностью торфа и связан с типом болот, на котором торф формируется. Торфяники в мире распространены довольно широко – 1,75 млн. км² (общая площадь суши на Земле составляет 148,8 км²). Основные их площади приходятся на территорию бывшего СССР.

В болотах образуются и хемогенные осадки, хотя и в небольших количествах. Они представлены в основном болотной известью и болотными железными рудами, обычно это сидерит FeCO_3 , как правило, горохообразной текстуры. В процессе выветривания сидерит переходит в скопления лимонита $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. В закисной среде вместе с сидеритом в торфе и подстилающих глинах часто образуется вианит $(\text{Fe}_3\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, создавая небольшие линзы синего цвета.

Общий вывод: озера и болота на поверхности суши производят в основном нивелирующую геологическую работу, заполняя впадины и котловины осадками различного типа.

8.5. Геологическая деятельность льда

Основные понятия

1. **Ледники** – естественные массы кристаллического льда и в меньшей степени – фирна. Имеют значительные размеры. Образованы из атмосферных, преимущественно твердых осадков. Расположены главным образом на суше и находятся в движении. Существуют длительное время. Зарождаются выше снеговой границы, где располагается их область питания.
2. **Сублимация** – возгон, улетучивание твердого вещества в газообразной форме, без предварительного перехода в жидкое состояние.
3. **Фирн** – масса, состоящая из крупнозернистого снега и зернистого льда. Часто внутри находятся ледяные пласты. Формируется выше снеговой границы. Фирн постепенно переходит в фирновый лед (неподвижный), который формирует кристаллический лед ледника.
4. **Снеговая линия (граница)** – уровень, ниже которого снег летом стает, а выше сохраняется. Это линия, на которой формируется равновесие между притоком снега и его убылью. Самое низкое положение снеговой линии по отношению к уровню океана наблюдается в Антарктиде. Различают нижнюю и верхнюю снеговую границу. Над верхней снеговой границей, несмотря на достаточно низкие температуры, снег не образуется в силу того, что в воздухе существует существенный дефицит влаги.
5. **Хионосфера** – сфера, заключенная между верхней и нижней снеговыми границами. В полярных областях хионосфера опускается к поверхности суши, в экваториальных – лежит на значительной высоте, достигающей 6500 м.

6. **Оледенение** – широкое развитие ледников как горного, так и материкового типа, проявлявшееся в истории Земли несколько раз. Наиболее изученными являются оледенения четвертичного периода, хотя по ледниковым отложениям (*тиллиты – древние морены*) выделяют и очень древние оледенения (в верхнем палеозое и на границе протерозоя и палеозоя).
7. **Абляция** – 1) снос продуктов разрушения горных пород ледником, водами, стекающими по склонам, или ветром; 2) уменьшение массы ледника путем таяния, испарения и механического разрушения.
8. **Экзарация (выпахивание ледниковое)** – разрушение ледником горных пород, слагающих ложе ледников, и вынос продуктов разрушения к краю или концу ледника.
9. **Нунатаки** (эскимосское слово) – одиночные скалы или скалистые горные породы, возвышающиеся над поверхностью ледника.
10. **Барьяны лбы** – возвышенности в виде холмов или отдельных скал, сложенные плотными породами, сглаженные и отполированные ледником.
11. **Курчавые скалы** – округленные и отполированные ледником скалы, состоящие из крепких пород. Представляют собой группу барьяных лбов.
12. **Ледниковые борозды (ледниковые шрамы)** – борозды, обычно параллельные, образованные при движении ледника по отшлифованной поверхности твердых коренных пород вмещающим в лед моренным материалом, а также на поверхности валунов.
13. **Ледниковая полировка** – сглаживание скал, вызываемое трением моренного материала и льда о твердые породы. От водной полировки (речной и морской) отличаются блеском и наличием борозд.
14. **Ледниковая долина** – эрозионная долина, разработанная ледником, имеющая в поперечном сечении форму корыта с крутыми склонами и вогнутым дном.
15. **Ледниковые цирки** – котловины в виде амфитеатра, замыкающие на верхнем конце ледниковую долину и вмещающие большое количество фирна и льда, за счет которых питаются долинские ледники.
16. **Кары** – нишеобразные углубления, врезанные в верхние части склонов, располагающиеся выше ледникового цирка.
17. **Морена** – обломочный материал, переносимый или отлагаемый ледником. Среди перемещаемых морен выделяют поверхностные, внутренние и донные (нижние). Среди отложенных морен выделяют основные, конечные и продольные.
18. **Друмлины** – холмы продолговато-овального очертания длиной до 2,5 км, шириной до 200-150 м и высотой 5-25 м. Сложены моренным материалом. Встречаются группами в краевой части области оледенения позади гряд конечных морен. Ядро друмлинов часто бывает представлено коренными породами, реже флювиогляциальными песками.
19. **Флювиогляциальные отложения (водно-ледниковые)** – отложения талых ледниковых вод, образующиеся непосредственно перед ледниковыми отложениями. Представлены галечным и галечно-песчаным материалом, постепенно переходящим в пески.
20. **Зандр, зандровая равнина (поле)** – пологоволнистая равнина, расположенная перед внешним краем конечных морен. Принадлежит к внешней зоне леднико-

вого комплекса. Сложена слоистыми осадками ледниковых вод: галечниками, гравием, песками. Представляет собой слившиеся пологие плоские конуса выноса большого радиуса.

21. **Озы** – гряды в виде узких извилистых валов с волнистой линией гребня длиной 30-40 км, с небольшими перерывами – до сотен километров. У основания 5-150 м, высота от 15 до 50 м, редко до 100 м. Крутизна достигает 30-45°.
22. **Камы** – ледниковые аккумулятивные холмистые формы рельефа, беспорядочно разбросанные в виде округлых конусовидных куполов часто с плоскими вершинами, никогда не превышающими определенного уровня. Разделены понижениями, иногда в виде бессточных котловин, занятых озерами или заболоченных. Крутизна склонов достигает 45°. Сложены отсортированным гравием, песками и супесями с горизонтальной и диагональной слоистостью озерного типа.
23. **Мерзлота** – физическое состояние мерзлой горной породы, как сезонно-мерзлой, так и многолетнемерзлой, являющейся функцией отрицательной температуры.
24. **Зона многолетнемерзлых пород (криолитозона)** – близповерхностная мерзлая зона с отрицательной температурой горных пород, сохраняющаяся веками даже тысячелетиями. Основные признаки: отрицательная температура и наличие льда (замерзшая свободная вода).
25. **Криогенез** – криогенные процессы (мерзлотные). Совокупность теплофизических, физико-механических и физико-химических процессов, происходящих в промерзающих, мерзлых и протаивающих грунтах и горных породах.
26. **Альтипланиация** – выравнивание рельефа, происходящее в гольцовой зоне, а также в полярных и субполярных областях в результате совокупного действия процессов физического выветривания, солифлюкции, нивации и гравитационных перемещений.
- Гольцовая зона* – зона, располагающаяся выше границ лесной растительности.
27. **Нивация** – снеговая эрозия.
28. **Морозное пучение** – местная деформация поверхности увлажненных горных пород в результате их промерзания.
29. **Термокарст** – явление неравномерного проседания или провала почвы и подстилающих ее дисперсных горных пород в результате вытаивания подземного льда.
30. **Солифлюкция** – медленное передвижение протаивающих переувлажненных почв и дисперсных пород на пологих склонах рельефа. Возникает в результате попеременного промерзания и оттаивания почв и пород и действия силы тяжести.
31. **Наледь** – слой замерзающей или замерзшей воды на поверхности речного льда или земной поверхности. В Якутии площади наледей достигают десятков и сотен квадратных километров.

Происхождение и структура ледников

Ледники образуются из снега. Процесс этот длительный и сложный. Он определяется воздействием солнечного тепла, сублимацией и давлением.

Под действием солнечного тепла снежинки оплавляются. Часть

талой воды проникает на глубину и под ее влиянием там тоже происходит оплавление снежинок. В ночное время оплавленные снежинки замерзают и принимают форму зерен. Так повторяется много раз и с каждой порцией выпавшего снега. Постепенно рыхлый снег превращается в фирн. Образованию фирна способствует и сублимация, которая при суточных понижениях температуры сменяется новой кристаллизацией. Таким образом, зерна фирновой массы растут и сливаются между собой. По мере нарастания толщины снежного покрова нижние слои фирнового материала испытывают все возрастающее давление, под влиянием которого фирн уплотняется, из него выдавливается межзерновой воздух, образуются кристаллические сrostки, которые постепенно формируют вначале белый фирновый лед, а затем прозрачный и голубой лед – глетчерный. В результате из 10-11 м³ снега образуется примерно 1 м³ льда.

Одним из важнейших свойств ледников является их движение. В горных районах перемещение происходит по долинам, а при материковых оледенениях – от центральных областей с большой мощностью льда к окраинам, где мощность льда существенно меньше. По оценкам второй половины XX века общая площадь ледников охватывает около 11 % суши, составляя примерно 16 199 тыс. км². Основная масса льда сосредоточена в Антарктиде (площадь 13 900 тыс. км², мощность льда достигает 4335 м) и в Гренландии (площадь 1803 тыс. км²).

Представление о структуре ледников дают рисунки 8.29 и 8.30.

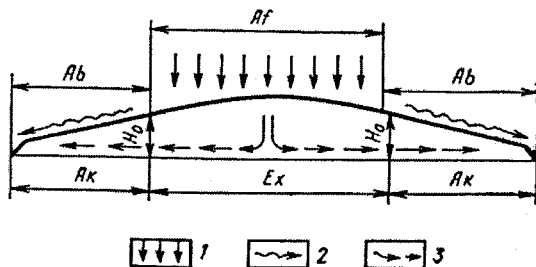


Рис. 8.29. Схема динамики ледникового щита [3].

Af – область питания ледника; Ab – область абляции; Ех – зона экзарации; Ак – зона ледниковой аккумуляции; H_0 – максимальная мощность льда, при которой возможно подледниковое наклонение основной морены; 1 – приход снежных осадков; 2 – поверхностное стайвание; 3 – направление движения льда.



Рис. 8.30. Фото ледника Пенни на о. Бюффинова Земля (Канада) [1]. Часть ледникового щита и два ледниковых потока, которые, сливаясь, образуют ледник Коронейшн (на переднем плане). Темные линии на ледниках – боковые и средние морены.

Типизация и общая характеристика ледников

Все известные ледники принято разделять на два типа:

- горные и
- покровные.

По площади, занимаемой современными ледниками, лидирующее значение занимают ледники покровные – 98,5 %.

Основными характеристиками горных ледников являются следующие признаки:

- небольшие площади распространения;
- достаточно четкая граница между областью питания и стока (движения льда);
- принципиальное совпадение направления движения ледника с уклонами рельефа подстилающей поверхности.

Покровные ледники обычно разделяют на три подтипа:

- шпицбергенский (по названию архипелага Шпицберген);
- ледниковые купола;
- ледниковые (материковые) щиты.

Шпицбергенский подтип характеризуется относительно небольшой мощностью льда. Обычно она составляет не более нескольких сотен метров. Поверхность ледника повсеместно повторяет рельеф подстилающей поверхности. Важной особенностью этого подтипа являются *нунатаки*.

Ледниковые купола. Их отличает возрастание мощности льда от периферии ледника к центру (часто мощность льда в центральных районах достигает нескольких сотен метров). Благодаря возникающей при этом разнице давлений, движение льда может не совпадать с уклонами рельефа подстилающих пород. Лед в таких ледниках способен двигаться и вверх по уклону коренного ложа.

Этот подтип ледников характерен для архипелагов Северная Земля, Земля Франца-Иосифа, для Исландии и островов Антарктиды.

Ледниковые (материковые) щиты. Это огромные по площади ледяные толщи с мощностями льда до 3000 м и более. В них действуют те же законы движения, что и в ледниковых куполах. По существу это тоже купола, только гипертрофированных размеров. Для них характерно радиальное «растекание». Обычно они выходят за пределы материковой суши и оказываются на плаву. При этом огромные куски ледника могут отрываться от материнского тела. Они превращаются в автономные дрейфующие в океане льдины, называемые *айсбергами* (ледяные горы – *англ.* Представление о них дает рис. 8.31). В наши дни ледниковые щиты известны только в Гренландии и Антарктиде.

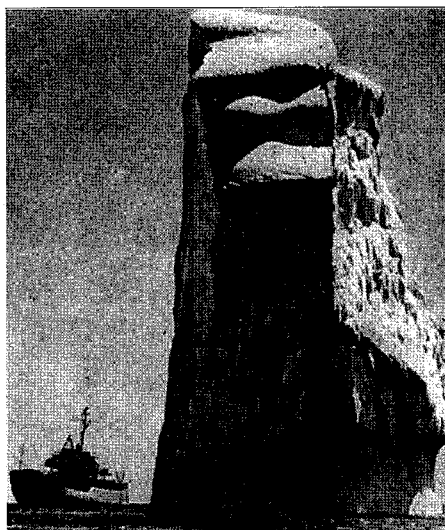


Рис. 8.31. Айсберг [БСЭ – Большая советская энциклопедия].
Вверху – видимая часть; внизу – положение айсберга в водной толще.

Воздействие на поверхность суши

При своем движении ледники разрушают горные породы, по которым они *перемещаются, переносят и откладывают* продукты этого разрушения. Талые ледниковые воды продолжают эту работу. В результате возникают характерные водно-ледниковые образования (породы и формы рельефа).

Работа перемещения. В основе разрушительной деятельности ледников лежит *экзарация*. Ледники, особенно материкового под-
типа, оказывают на подстилающие породы огромное давление и
уже тем самым могут разрывать подстилающие их горные породы
на отдельные крупные блоки. Вмерзшие в лед обломки горных по-
род усиливают их экзарационную деятельность. Возникают так на-
зываемые ледниковые шрамы, бараньи лбы, курчавые скалы и дру-
гие эрозионные формы.

Обломочный материал, вмерзший в лед, дробится, истирается,
оглаживается, покрывается штрихами и царапинами. Это – ледни-
ковые валуны. Они могут достигать огромных размеров. Ледники
способны формировать также *гляциодепрессии* – пологосклонные
понижения в рельефе подстилающих пород, которые иногда назы-
вают *ваннами ледникового выпахивания* или *ложбинами ледниково-
го выпахивания и размыва* (в случае, когда в их формировании при-
нимают участие ледниковые воды). Движение ледников может вы-
зывать и смятие пород в складки (*гляциодислокации*). При этом мо-
жет происходить срыв огромных глыб пород и даже перенос их на
значительные расстояния (до нескольких сотен километров). Такие
перенесенные массивы называют *отторженцами*.

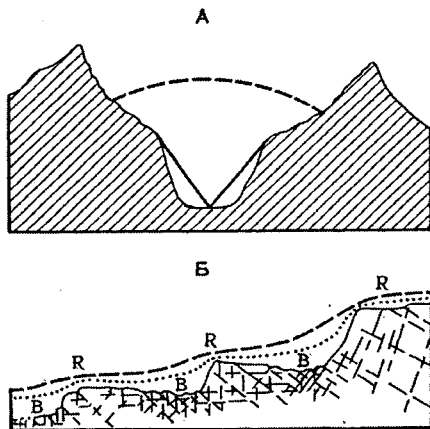


Рис. 8.32. Морфологические элементы ледниковой долины [7].

А – трог (пунктиром показана поверхность исчезнувшего льда, жирной линией –
первичная V-образная долина. Б – продольный профиль части ледниковой долины
(R – ригели; B – котловины (ванны ледникового выпахивания)).

Горные ледники создают специфические формы рельефа: *кары*, *ледниковые цирки* и *ледниковые долины*, называемые *трогами* (нем. *корыто*). Эти долины представляют собой переработанные ледниками V-образные речные долины. Продольные разрезы таких долин обычно осложнены скалистыми уступами (*ригелями*) и расположенными между ними ваннами выпахивания (см. рис. 8.32).

Ледники переносят разнообразный обломочный материал. В его состав входят крупные глыбы и валуны, щебень, пески, пылеватые и глинистые частицы. Этот материал является продуктом не только экзарационной деятельности ледника, но и результатом надледного и подледного выветривания горных пород и называется *мореной* (см. рис. 8.33).

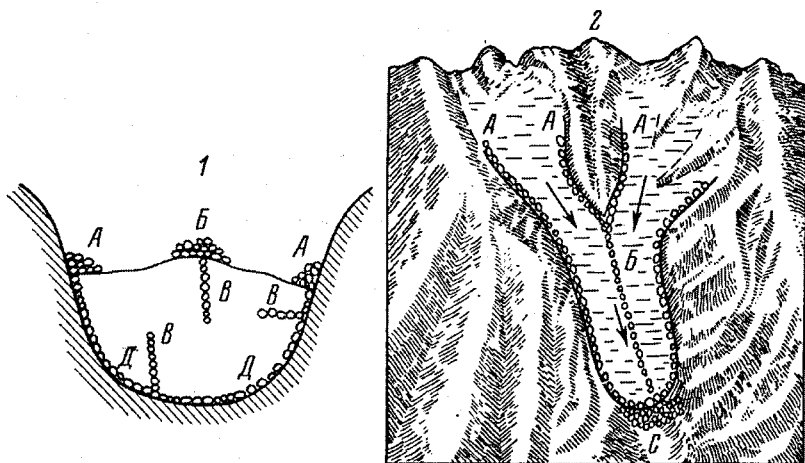


Рис. 8.33. Схема расположения морен в поперечном разрезе (1) и плане (2) [7].

А – боковая, Б – срединная, В – внутренняя, Д – донная, С – конечная.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения. Характеристика этих отложений дана в разделе «Основные понятия», а общая схема пространственного размещения представлена на рис. 8.34.

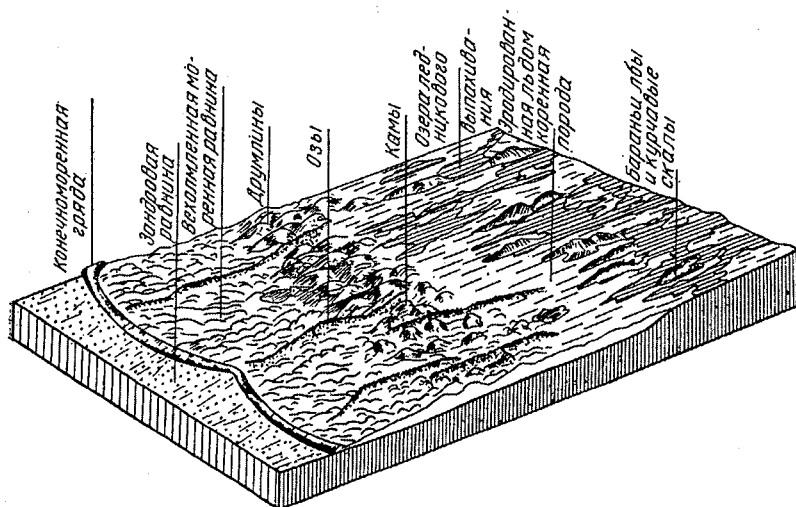


Рис. 8.34. Схема соотношения ледниковых и водно-ледниковых форм [7].

Периоды оледенения

В истории Земли сегодня удастся выделить четыре крупных периода оледенений.

1. Наиболее древнее оледенение относится к криптозою (докембрию). См. тему 5. Его следы обнаружены в виде тиллитов во многих местах земного шара (на западе Северной Америки, в Европе, Северо-Западной Африке). Наиболее полно они исследованы в Шотландии, где их выделяют в отдельную формацию мощностью до 870 м. Абсолютный возраст этих тиллитов довольно разнообразен, что дало повод предполагать формирование нескольких оледенений с различными центрами похолодания.
2. Второе фактурно обоснованное оледенение связывают с ордовикским периодом палеозойской эры. Началось оно около 480 млн. лет назад и продолжалось в течение 40 млн. лет. Его центр находился вблизи западного побережья Центральной Африки и представлял собой Южный полюс нашей планеты. Считается, что площадь ордовикского оледенения в 1,5 раза превышала площадь современной Антарктиды.
3. Третье, пермско-каменноугольное, оледенение охватывало огромные территории, и потому его часто называют Великим. Оно

продолжалось в целом около 100 млн. лет, но наибольшей активности достигало во временном интервале 310-270 млн. лет назад при максимальном развитии на границе каменноугольного и пермского периодов (около 280 млн. лет назад) [см. тему 5, табл. 5.2.1]. Тиллиты этого оледенения обнаружены на территории Африки, Южной Америки, Австралии, Индии и Антарктиды. Считается, что центр этого оледенения располагался в Южной Африке (современная Намибия). Наибольшая мощность тиллитов (1000 м), относящихся к этому оледенению, зафиксирована в Южной Бразилии.

4. Последние крупные оледенения на нашей планете датируются кайнозойской эрой. Они изучены наиболее детально. В северном полушарии самые ранние датировки ледниковых отложений составляют 5 млн. лет назад (Исландия). В соответствии с геологическими интерпретациями в конце этой эры, в четвертичном периоде, происходила многократная смена оледенений и межледниковий. Представление о границах распространения оледенений в четвертичный период дают рисунки 8.35 и 8.36.

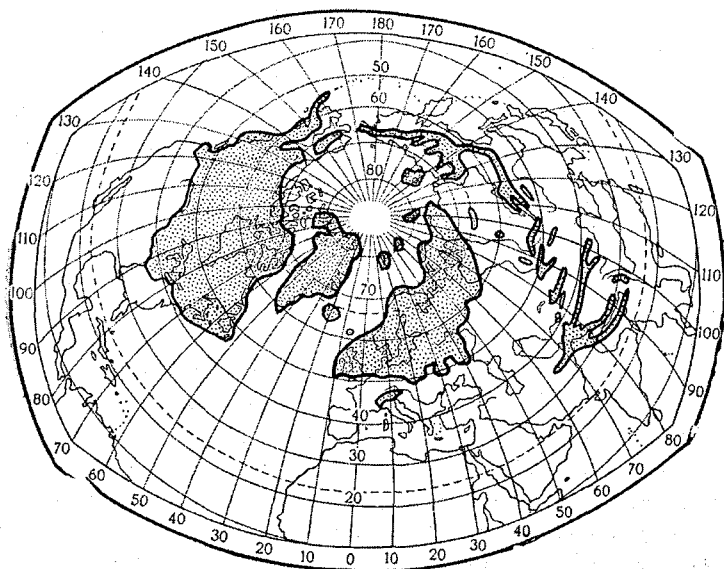


Рис. 8.35. Распространение четвертичного максимального оледенения [7].

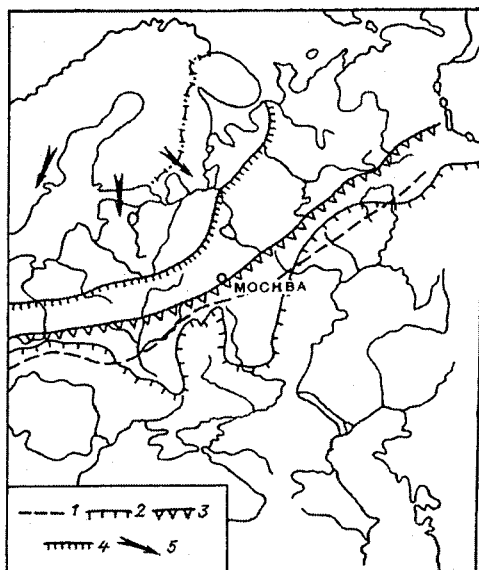


Рис. 8.36. Распространение материковых оледенений в четвертичном периоде на территории Европейской части бывшего СССР [4].

1-4 – границы оледенений: 1 – окского, 2 – днепровского, 3 – московского, 4 – валдайского; 5 – направление движения ледников.

Геологические материалы по четвертичным оледенениям явились основой для создания ледниковой теории формирования специфического и сложного комплекса отложений на всей нашей планете.

Процессы в криолитозоне (криогенез)

Криолитозона является продуктом устойчивого охлаждения литосферы до температуры ниже 0°C и распространена преимущественно в северном полушарии нашей планеты (см. рис. 8.37). На этой огромной территории выделяются регионы развития сплошной и не сплошной мерзлоты. При не сплошной мерзлоте отсутствие многолетнемерзлых пород приурочено обычно к долинам рек и к депрессиям, занятым крупными озерами. У южной границы криолитозоны многолетняя мерзлота представлена в виде «островов», обычно приуроченных к гористым и возвышенным местам рельефа, а также к склонам северной экспозиции, где среднегодовая температура ниже, чем на равнинах и южных склонах.

Пояс криогенной эрозии. Формируется в основном в результате расклинивающего действия замерзающей воды в порах и трещинах горных пород, а также под действием дробления пород на отдельные частицы размером от крупных глыб до мелких песчинок. Деинтегрированный материал переносится при помощи талой воды в периоды таяния льда.

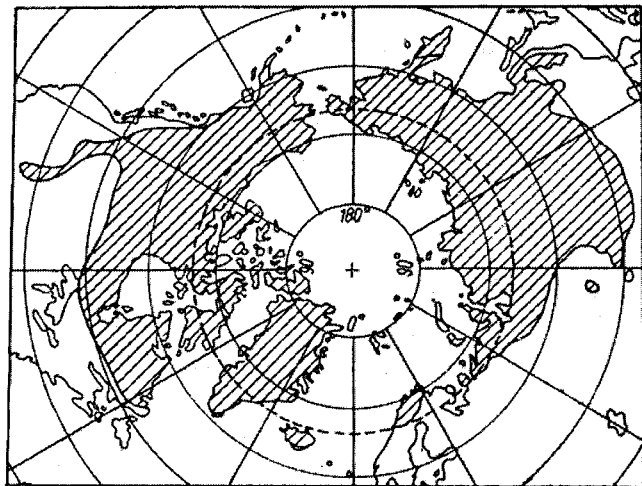


Рис. 8.37. Развитие криогенных образований в северном полушарии (показано штриховкой), по В. Путнаму, 1971 [4].

В таежной лесотундровой полосе криогенная эрозия охватывает верхние экспонированные части склонов, вершины и водоразделы, а в тундровой зоне пояс криогенной эрозии опускается до нижних частей склонов, захватывая тундровые равнины.

В нагорных районах широко развивается высотное выравнивание — *альтипланация*. При альтипланации на поверхности склонов, образованных скальными породами, обычно возникает нагорное террасирование. При этом уступы террас представляют собой «морозные забои», где происходит криогенное разрушение пород, а горизонтальные площадки формируются из скоплений обломков, вынесенных из «морозных забоев» в результате выравнивающего действия солифлюкции.

Ландшафт областей морозной альтипликации представляет собой сочетание плоских, горизонтальных вершин, водоразделов и террасированных склонов. Повторяющиеся процессы промерзания, пучения, оттаивания и просадки способствуют выталкиванию (вымораживанию) каменного грубообломочного материала и концентрации его на поверхности в форме своеобразных каменных полей.

К широко развитым формам криогенной эрозии относятся так называемые *полигональные образования*, представляющие собой плоские или слегка вогнутые многоугольные формы, окаймленные валиками травянистой дернины, либо щебенистых обломков, перемешанных с глинистым материалом. Диаметр полигональных образований обычно составляет несколько метров, но может достигать и десятков метров (от 25 до 40) (см. рис. 8.38).

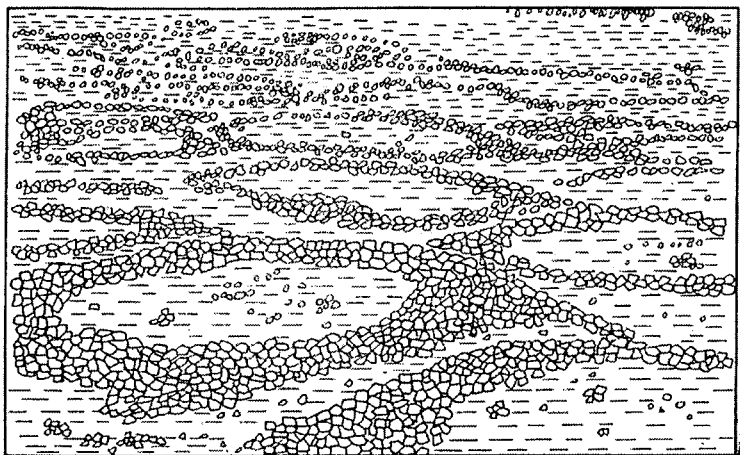


Рис. 8.38. Каменные полигоны [7].

Для криогенной эрозии характерны также *тундровые медальоны* (*своеобразные блюдца*). По размеру они меньше полигональных образований, имеют форму круга, их поверхность слагается мелкообломочным дресвяным и песчано-глинистым материалом. Образование медальонов связывают с выбросами воды в периоды образования льда в слоях сезонного промерзания (рис. 8.39).

Криогенная аккумуляция. Области криогенной аккумуляции располагаются преимущественно в пониженных частях рельефа.

Для них характерны специфические формы рельефа, формируемые такими процессами, как *морозное пучение*, *солифлюкция*, *термокарст* и *наледь*.

Морозное пучение происходит за счет разницы объемов воды и льда, подпочвенных перемещений рыхлого водонасыщенного грунта и гидравлического давления. В первом случае образование вздутий происходит как при замерзании воды с возникновением рассеянных кристаллов льда, так и в результате образования цементирующего льда, способного *сегрегировать* (*отделяться*) в согласные или секущие по форме самостоятельные льдистые тела. Во втором случае пучение возникает при появлении льда-цемента. При этом происходит сжатие воды фронтом льдообразования.

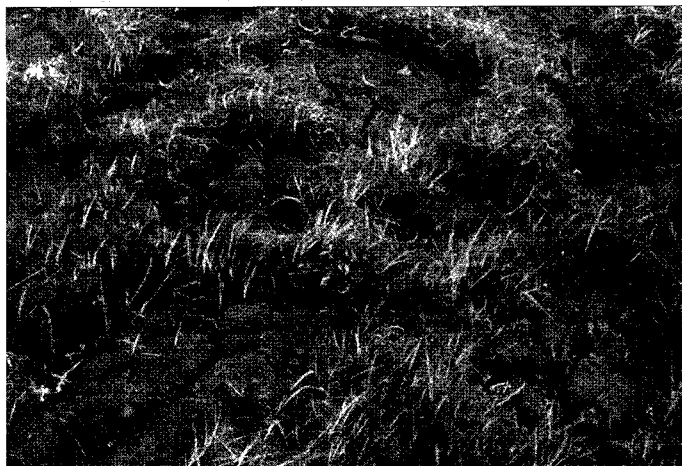


Рис. 8.39. Пятна-медальоны [7] (фото Н.Н. Романовского).

При большом сопротивлении мерзлой кровли изгибу и слабом ее сцеплении с подстилающей породой возникает плоский «интрузивный пласт» (в полоске отрыва, как межграничное образование). При меньшем сопротивлении кровля изгибается и возникает выпуклое линзовидное тело, называемое *ледяным лакколитом*. Если основание этого лакколита достаточно податливо, возникает *ледяная линза*.

Многолетние крупные ледяные лакколиты называют *булгуньяхами* [*якутское слово*]. Их высота может достигать 40 м, а диаметр

200-250 м при перекрывающем чехле от 2 до 8 м. Подошва булгуныча может продавливать подстилающий слой пород на 5-10 м. При высоком давлении воды или грунтово-водной жидкой массы снизу кровля *ледяного лакколита* растрескивается и происходит излияние воды или грязи на поверхность. В результате появляется наземная наледь и даже «ледяные горы» различных размеров и формы. Это процесс может быть многократным.

Солифлюкция. Развитие солифлюкции связывается со следующими условиями:

- наличием супесчано-суглинистых и пылеватых грунтов, обычно с включениями обломочного материала;
- высокой влажностью грунтов, приближающейся или даже превосходящей предел текучести [*предел текучести – состояние влажности грунта, при которой он не в состоянии сохранять приданную ему форму, т.е. расплывается*];
- существованием уклонов, достаточных для возникновения течения увлажненных масс (обычно они составляют 3-15°).

При сезонном протаивании тонкодисперсные породы достигают вязко-пластичного состояния и начинают медленно сползать по склону со скоростью несколько сантиметров в год. При этом возникают разнообразные натечные формы (см. рис. 8.40).



Рис.8.40. Солифлюкционные террасы (по С.Г. Бочу) [7].

К криогенным аккумулятивным формам могут быть отнесены еще и скопления грубообломочного каменного материала на скло-

нах рельефа с крутизной от 2-5 до 40-45°. Они довольно разнообразны и потому в литературе их обозначают разными терминами: «каменные россыпи», «каменные поля», «каменные реки» и «курумы» (каменный поток, с тюрского).

Термокарст. Возникает при таянии льда. В результате мерзлый грунт теряет несущие способности и опускается под влиянием своей собственной массы. Термокарст может формироваться с образованием свободных полостей и без них. При этом формируются отрицательные формы рельефа значительных размеров. Так, котловинообразные депрессии (якутское название *аласы*), возникающие при вытаивании крупных линз, слоев льда и льда-цемента, могут достигать размеров до нескольких километров по ширине и глубине до 15 м. Иногда они заполнены водой и тогда возникают так называемые *аласные озера*.

Общий вывод: воздействие атмосферы на земную кору в областях с отрицательными среднегодовыми температурами связано с воздействием на горные породы льда; при этом, как и в других случаях, происходит эрозия поверхности литосферы и сопровождающие ее процессы аккумуляции – разрушение старых форм и возникновение новых.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Понятие выветривания горных пород (обзор).
2. Основные процессы выветривания.
3. Понятие кор выветривания.
4. Основные эоловые процессы.
5. Общие представления о речном стоке.
6. Эрозионно-аккумулятивная деятельность рек.
7. Морфологическая характеристика речных долин.
8. Поверхностная и подземная денудация.
9. Региональный эрозионный цикл.
10. Общая характеристика озер.
11. Типизация болот.
12. Происхождение и структура ледников.
13. Эрозионно-аккумулятивная деятельность ледников.
14. Периоды оледенений.
15. Основные процессы в криолитозоне (криогенез).

ЛИТЕРАТУРА

Основная

1. Аллисон А., Палмер Д. Геология. – М.: Мир, 1984. – 565 с.
2. Догановский А.М., Малинин В.М. Гидросфера Земли. – СПб.: Гидрометеозидат, 2004. – 630 с.
3. Горшков Г.П., Якушова А.Ф. Общая геология. Учебник для вузов.– М.:МГУ, 1973. – 592 с.
4. Общая и полевая геология. Учебник для вузов. Под ред. А.Павлова. – Л.: ЛО Недра, 1991. – 456с.
5. Павлов А.Н. Справочное руководство к практическим занятиям по геологии. – СПб.: РГГМУ, 2004. – 54 с.
6. Павлов А.Н. Основы экологической культуры. – СПб.: Политехника, 2004. – 334 с.
7. Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.И.. Общая геология. Учебник. – М.: МГУ, 1988. – 445 с.

Дополнительная

1. Геологический словарь. Т.1-2. – М.: Недра, 1973. – 486 с., 456 с.
2. Кинг Л. Морфология Земли. – М.: Прогресс, 1967. – 559 с.
3. Щукин И.С. Общая геоморфология. Том I. – М.: МГУ, 1960.– 425 с.
4. Щукин И.С. Общая геоморфология. Том II. – М.: МГУ, 1964.– 564 с.

Тема 9. ОБЩАЯ ТЕОРИЯ РАЗВИТИЯ ПОВЕРХНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Какой прекрасный товар –
знать правду о сущности дела!

Низами

9.1. Теории пенеплена

Основные понятия

1. **Пенеплен** – почти равнина (по В.М. Дэвису), предельная равнина (по А.П. Павлову). Форма земной поверхности, образовавшаяся в результате разрушения горной страны под действием атмосферных агентов и работы текучих вод при условии устойчивого положения базиса эрозии.

2. **Пенепленизация** – выравнивание рельефа в процессе эрозионного (или географического) цикла.

Сущность теории пенеплена

Теория пенеплена была предложена и разработана американским географом Вильямом Морисом Дэвисом [1912-1914 гг.] в рамках его учения о *циклах эрозии (географических циклах)*. О *региональном эрозионном цикле*, построенном на основе схемы В. Дэвиса, уже говорилось в теме 8 (см. раздел 3 – Геологическая деятельность вод). В нем середина цикла связывается с тектоническим поднятием региона.

Теория же В. Дэвиса начинается с того, что приподнятая в результате эндогенных процессов территория подвергается глубокому более или менее густому эрозионному расчленению. При этом вначале возникают многочисленные, первоначально крутые и высокие, склоны, затем в результате дальнейшей денудации образовавшиеся водораздельные возвышенности постепенно разрушаются до уровней, незначительно превышающих общеземной базис эрозии. На конечной стадии суша приобретает вид невысокой, слегка волнистой возвышенности. Представление о процессе пенепленизации дает рис. 9.1.

В результате пенепленизации горизонтальной и идеально ровной равнины возникнуть не может, так как, во-первых, денудация фактически прекращается уже при углах наклона в 2-3°, а во-вторых, эрозионная устойчивость пород, слагающих территорию пенепленизации, не является однородной, так же как и активность воздействующих на нее климатических факторов. В. Дэвис разли-

чал несколько типов эрозионных циклов, которые отличались по характеру преобладающих денудационных процессов:

- нормальный цикл, который он связывал с водно-эрозионной деятельностью текучих вод;
- гляциальный или ледниковый;
- морской и
- аридный или эоловый.

Кроме того, одним из определяющих условий протекания эрозионного цикла В. Дэвис считал структуру горных пород, слагающих литосферу.

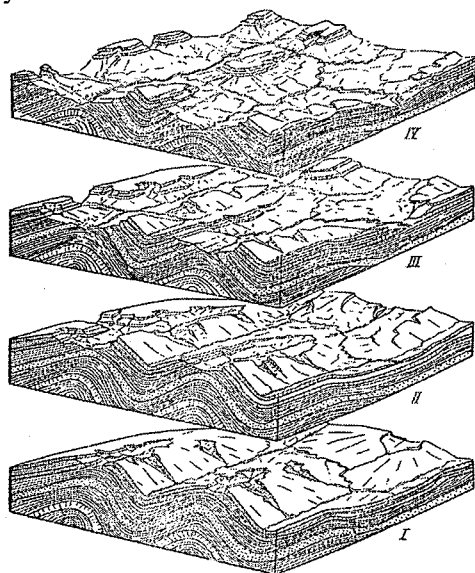


Рис. 9.1. Последовательные стадии развития речной сети складчатой области [2 (по Э. Мартонну)]. Смотреть следует от I к IV.

Теория пенеппена В. Дэвиса подвергалась и сегодня подвергается вполне обоснованной критике, поскольку любая теория не может быть совершенной по определению (см. тему 1. Раздел 1.4 – Объективность и истинность). Тем не менее следует помнить, что это было первое достаточно строгое и последовательное обобщение известных к тому времени фактов и наблюдений в геоморфологии. Правильность основной идеи В.М. Дэвиса не вызывает сомнений и сегодня. Оппоненты настаивают лишь на том, что уплощение релье-

фа Земли и отдельных ее регионов происходит не только сверху вниз, но и по механизму параллельного отступления (подрезания) склонов. И именно этот механизм оппоненты считают главным. На нем и основана вторая теория развития рельефа планеты – *педипланация*.

9.2. Теория педиментов (педипланации)

Основные понятия

1. **Педимент** – выровненная, слабонаклонная ($3-5^\circ$) от гор поверхность (по периферии гор и возвышенных равнин).
2. **Педиplen** – совокупность всех педиментов вместе с останцовыми холмами и поймами крупных рек.
3. **Педипланация** – выравнивание рельефа Земли по механизму параллельного отступления склонов.

Сущность теории педиментов

Теория *педиментов* была предложена немецким исследователем Альп Вальтером Пенком [1924 г. – посмертная публикация]. Он рассматривал механизм выравнивания (уплощения) рельефа Земли как процесс уничтожения водораздельных высот в горизонтальном направлении в результате роста долин в ширину и уничтожении водораздельных плато при сравнительно малом на первых стадиях уменьшения их высоты. По теории В. Пенка водоразделы начинают быстро разрушаться после того, как склоны смежных долин при отступлении навстречу друг другу пересекутся. Там, где такое пересечение не достигается, сохраняются изолированные возвышенности – останцы, как свидетели существования прежних возвышенностей и водоразделов (см. рис. 9.2).

Основные положения теории *педипланации* формулируются в виде следующих четырех тезисов:

1. Главная характеристика развивающегося рельефа заключается в образовании уступов, возникающих повсеместно.
2. Достигнутое на ранних стадиях формирования рельефа постоянство уклонов сохраняется и на более поздних стадиях.
3. Молодые уступы, разделяющие поверхность со зрелым рельефом, остаются молодыми в течение всего своего существования.
4. Теория *педипланации* опирается на представление о двух поверхностях, отделенных уступом, – нижней и верхней.
5. Такая позиция не совпадает с прежней идеей о постепенном изнашивании рельефа сверху вниз до превращения его в единую выровненную поверхность – *пенеплен*.

6. Теория *педипланации* хорошо объясняет встречающиеся в рельефе всех материков циклические поверхности.



Рис.9.2. Останцы, отчлененные эрозией. Возвышаются над денудационной равниной (педиментом) в районе с аридным климатом («Долина монументов». Шт. Юта и Аризона) [1].

Общий вывод: основные идеи *теории пенеплена* и *теории педипланации* совпадают. Обе они говорят о том, что интегральное воздействие атмосферы на поверхность литосферы направлено на ее нивелирование. Уничтожаются возвышенности и водоразделы, расширяются долины. В идеале должна формироваться общеземная волнистая равнина. Существование останцовых возвышенностей и плато говорит лишь о том, что теоретический «идеал» никогда еще не был достигнут.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Объясните суть теории пенеплена.
2. Приведите схему географического цикла В. Дэйвиса.
3. Раскройте механизм теории педипланации.
4. Сравните теории В. Дэйвиса и В. Пенка.

ЛИТЕРАТУРА

Основная

1. Кинг Л. Морфология Земли. – М.: Прогресс, 1967. – 559 с.
2. Щукин И.С. Общая геоморфология. Том I. – М.: МГУ, 1960. – 425 с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Земля – продукт развития Вселенной. Продукт достаточно молодой, возникший в последнюю четверть жизни Метагалактики. Основными структурными элементами Земли являются геосферы и физические поля. Их взаимодействие формирует целостность нашей планеты.

Сегодняшние представления о Земле являются результатом наших интерпретаций тех наблюдений и измерений, которые воспринимаются человеком как факты реального мира. Построенная на них *система представлений – суть модели*. Это смесь фактов и размышлений. Факты обновляются и дополняются. Меняются модели и теории. Так развивается наука в целом. Так же развивается и геофизика.

Что нас ждет впереди? Об этом узнают наши потомки.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ТЕМА 7. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И ЛИТОСФЕРЫ	3
7.1. Абразионно-аккумулятивные процессы на внутреннем шельфе ...	3
7.2. Осадкообразование в открытом океане	13
7.3. Водообмен литосферы и океана	24
7.4. Тектогенез океанического дна	41
7.5. Цунами	46
Контрольные вопросы	50
Литература	50
ТЕМА 8. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АТМОСФЕРЫ И СУШИ	51
8.1. Выветривание	51
8.2. Геологическая деятельность ветра	63
8.3. Геологическая деятельность вод	69
8.4. Озера и болота	87
8.5. Геологическая деятельность льда	92
Контрольные вопросы	109
Литература	109
Тема 9. ОБЩАЯ ТЕОРИЯ РАЗВИТИЯ ПОВЕРХНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ...	110
9.1. Теории пенеплена	110
9.2. Теория педиментов (педипланации)	112
Контрольные вопросы	113
Литература	113
Заключение	114

Учебное издание

Павлов Александр Николаевич

«Г Е О Ф И З И К А»

Тема: 7. Взаимодействие океана и литосферы.
8. Взаимодействие атмосферы и суши.
9. Общая теория развития литосферы.

КОНСПЕКТЫ ЛЕКЦИЙ

Учебное пособие

Редакторы: И.Г. Максимова, Ковель Л.В.

ЛР № 020309 от 30.12.96.

Подписано в печать 10.05.06. Формат 60х90 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.печ.л. 7,5. Уч.-изд.л. 7,5. Тираж 500 экз. Заказ № 32
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «НПП «Система», 195112, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр.,80/2..
