

Глава 7. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И ЛИТОСФЕРЫ

Океан, состоящий из капель, велик.
Из пылинок слагается 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, сбривание] – процесс механического разрушения волнами и течениями коренных пород. Наиболее интенсивно абразия проявляется у самого берега под действием прибоя (наката). Горные породы испытывают удары волн, коррозионное разрушение под действием ударов камней и песчинок, растворение и другие виды воздействия. Менее интенсивно протекает подводная абразия. 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 маломощными 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 перетирается, и его большая часть сносится к подножию подводного склона, где возникает террасовидная площадка, называемая отсыпью.

- **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 (прислонённые), 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.

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 её колебаниями не испытывает поступательного движения. Вблизи поверхности высота волны практически соответствует диаметру круговых орбит.



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).

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 уплощаются 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 – накладывание 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/м^2 . 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.).

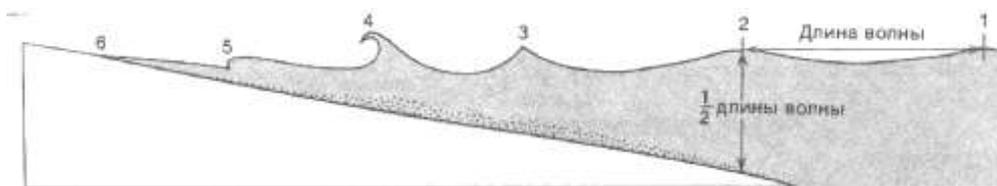


Рис. 7.3. Схема образования прибоя и бурунов [Аллисон, 1984].

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)

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).

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.

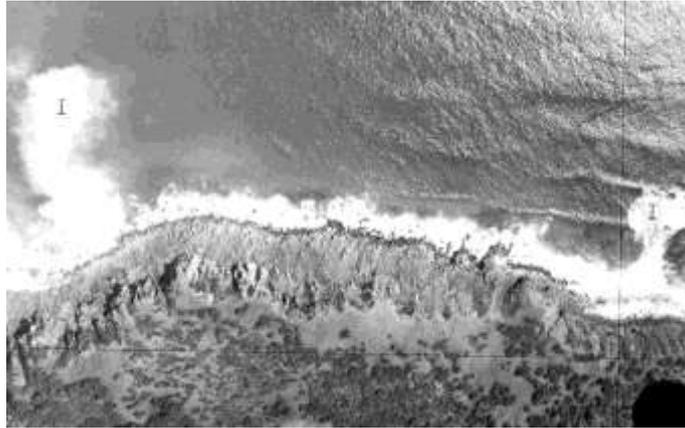


Рис. 7.4. Аэрофотоизображение разрывных течений (Аллисон, 1984).



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

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



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

Речной сток

Основной материал, аккумулирующийся в прибрежной зоне моря, поступает с речным стоком. В зависимости от водосборной площади и ландшафтных условий бассейна реки объём этих поступлений 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 счёт подземного стока, выносятся главным образом растворенные вещества. Соотношение этих составляющих для всей суши было оценено Г.В Лопатиным (1950 г.):

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 г.) 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 учёта селей, а с их учётом 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).

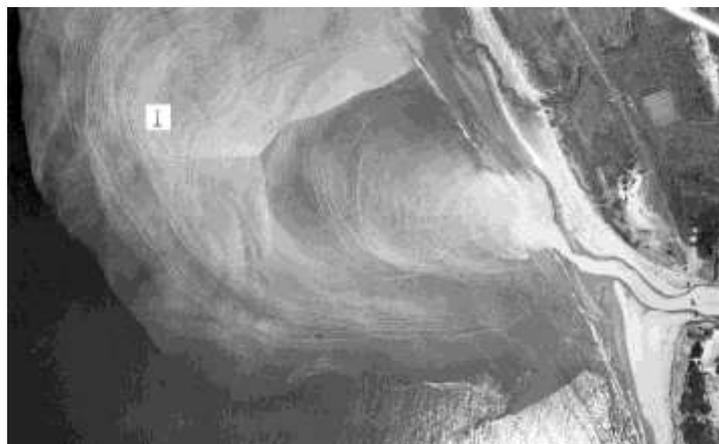


Рис. 7.7. Струи речной воды, поступающей на акваторию внутреннего шельфа (аэрофотоснимок).

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 её 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 осложнёнными 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.

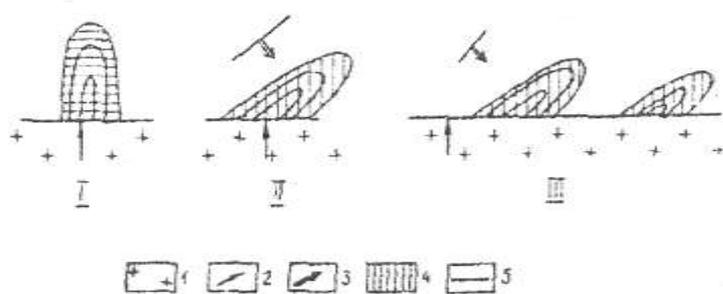


Рис.7.8. Формирование группового характера перемещения наносов.
 1 – суша; 2 – точечный источник; 3 – вектор фронта преобладающего волнения;
 4 – ореол рассеяния взвешенного и влекомого материала; 5 – береговая линия.

Постулируется, что твёрдый 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 назвать геодинамической подсистемой, относящейся к числу граничных и развивающейся в результате прямого взаимодействия двух мегасистем – океана и литосферы.
4. Материальные элементы этой подсистемы 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 прибоя).

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. Он 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 для задач дизайна и криминалистики (Файн, 1975 г.).

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 подобного 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 ещё один штрих:

- часть поступающего с суши материала может покидать шельф, уходя из него в форме рассеяния по бровке шельфа, либо через каньоны, пересекающие 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[1969]):

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 счёт 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* – принесённые 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 пороодообразующими.

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 пороодообразующими 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 глины, 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).

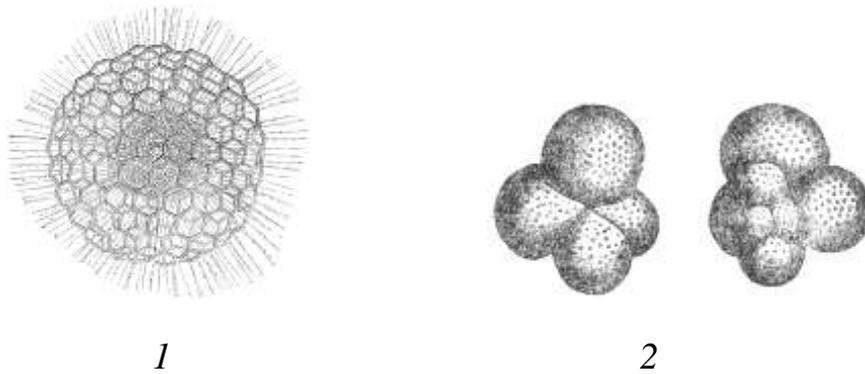


Рис. 7.9. 1 – Радиолария современная (по Бючли и Рюсту из книги М. Неймайра. История Земли. Т.2, 1903 г.).
2 – Глобигерина (по Н.Н. Яковлеву, 1932 г.).

Коралловый песок – истёртые 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).

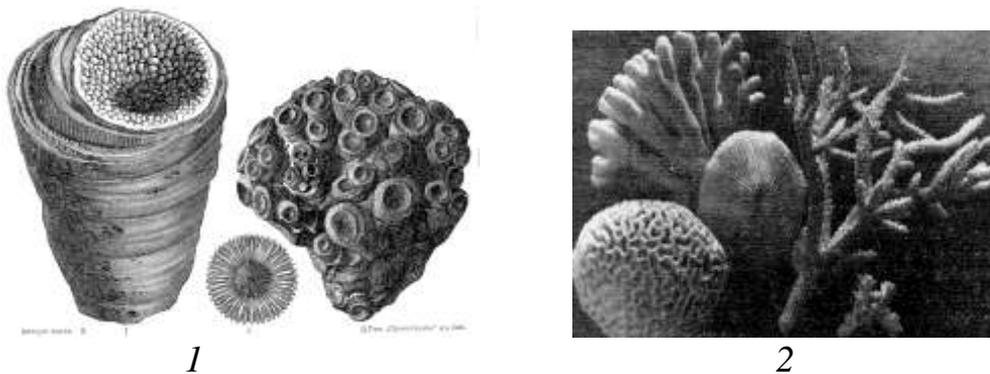


Рис.7.10. 1 – Силурийские и девонские кораллы (из книги М. Неймайра. История Земли. Т.2, 1903 г.).
2 – Современные рифообразующие кораллы [Леонтьев, 1982].

Общая характеристика осадков открытого океана

Коричневые глины (красные глины) обнаружены на значительно удалённых от береговой зоны частях океана. Как правило, это пластичные и мягкие, жирные на ощупь породы шоколадно-коричневого цвета. Они практически не содержат алевроитового 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 отмерших организмов.

Диагенетические 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.

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. Шеппард 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. Считается, что от 20 до 50 % площади ложа океана покрыто сплошной отмосткой железомарганцевых конкреций.

Остальные пелагические осадки своей классификации Ф. Шеппард 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.

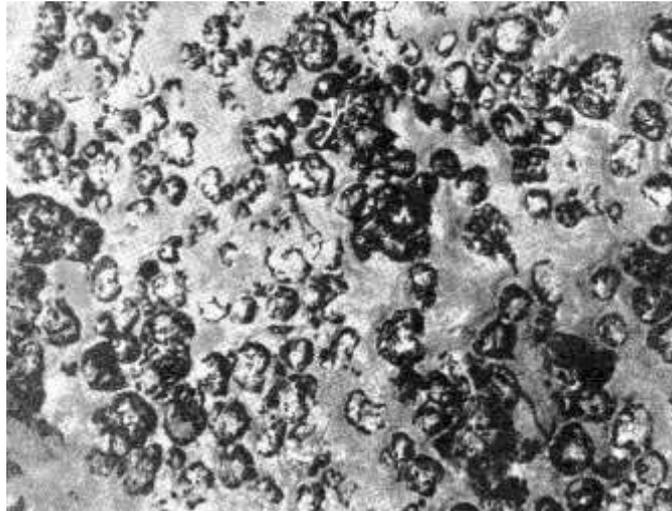


Рис. 7.11. Марганцевые конкреции на плато Блейк. Глубина 814 м (по К. Эмери, 1965 [Якушова, 1988]).
Средний размер конкреций около 12 см в диаметре.

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 алевроитовые 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 градационная 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.7.12). 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.

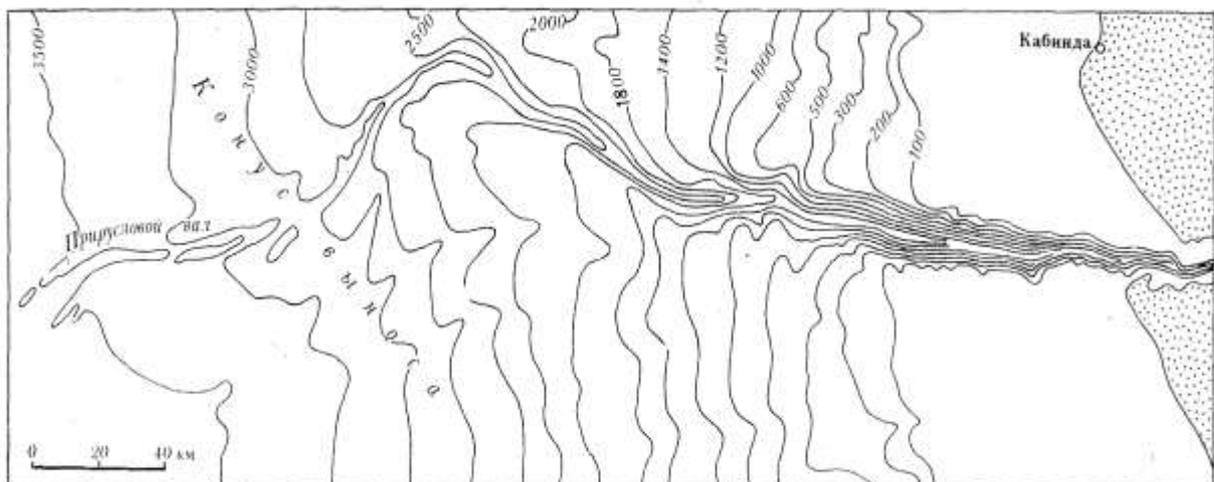


Рис. 7.12. Морфологические черты одного из крупнейших подводных каньонов – Конго [Леонтьев. 1982].

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.

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 осаждением содержащегося в них моренного материала на дно.

Отечественные специалисты, наряду с айсберговыми осадками, выделяют ещё и осадки северной ледовой зоны. Они формируются под воздействием плавучих 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 [Леонтьев, 1982], хотя их описание давалось и ранее, в частности Ф. Шеппардом [1969]. 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. 7.13.

Основные закономерности осадкообразования в открытом океане

Генетические закономерности. Авторитетный советский геолог Леонтьев О.К. рассматривает три основных типа осадкообразования в морях и

океанах [Леонтьев, 1982]:

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 *нормальной 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.

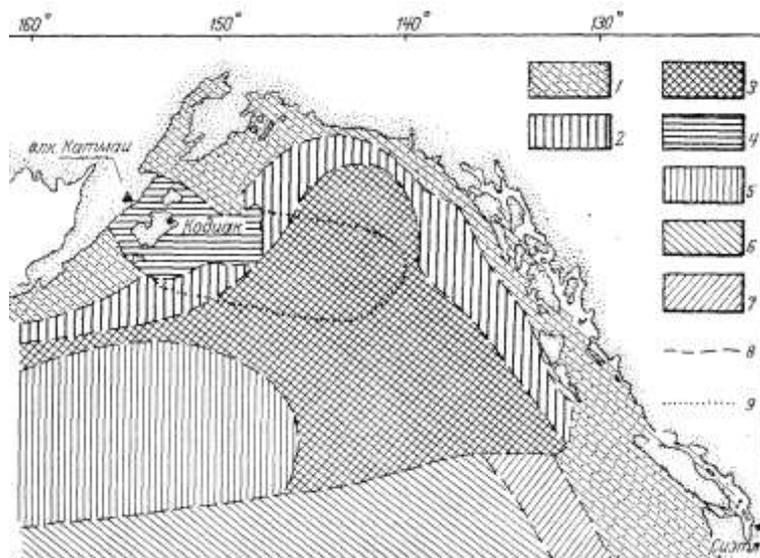


Рис. 7.13. Распределение осадков на дне северо-западной части Тихого океана (из работы [Шеппард, 1969]).

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 радиоляриями; 7 – алевриты и глины, обогащенные глобигеринами; 8 – границы распространения осадков различных типов; 9 – границы **поля пеплов** вулкана Катман.

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 даёт карта современного литогенеза (см. рис.7.14).

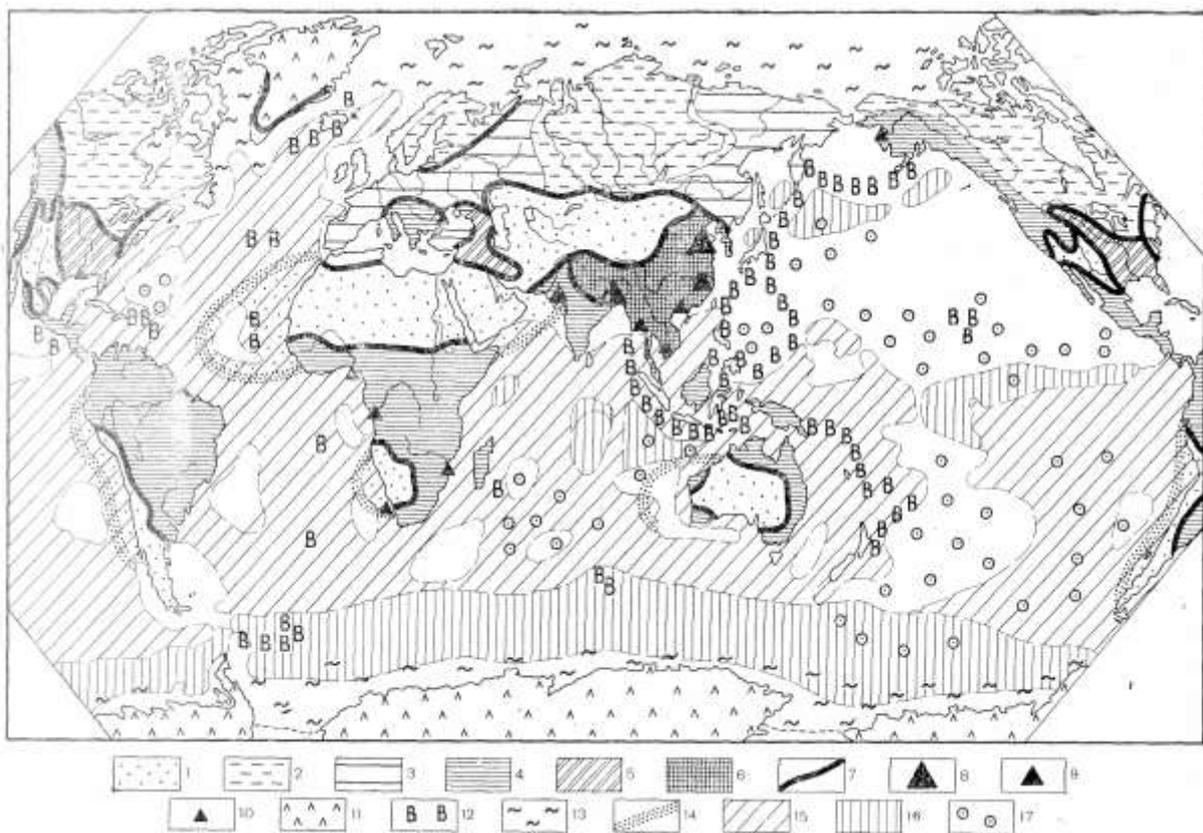


Рис.7.14. Питание дна океана осадочным материалом и типы современного литогенеза (по О.К. Леонтьеву [1982]).

1 – области аридного литогенеза; 2 – 6 – области гумидного литогенеза (2 – с интенсивностью механической денудацией менее 10 т/ км² в год, 3 – от 10 до 50, 4 – от 100 до 240, 6 – более 240 т/км² в год); 7 – границы областей гумидного литогенеза (по Страхову, 1963 г.); 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 г.); 11 – области ледового литогенеза; 12 – области вулканогенно-осадочного литогенеза; 13 – поступление ледового материала в осадки; 14 – поступление эолового материала; 15 – поступление биогенного карбонатного материала; 16 – поступление биогенного кремнистого материала; 17 – железомарганцевые конкреции.

Общий вывод:

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

7.3. Водообмен литосферы и океана**Основные понятия**

1. **Водоупоры** – водонепроницаемые 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.

3. **Грунтовые воды** – воды первого от поверхности водоносного горизонта, залегающего на ближайшем и выдержанном по простиранию 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. Зюссю).

Ювенильные эманации – газовые выделения первичного эндогенного происхождения.

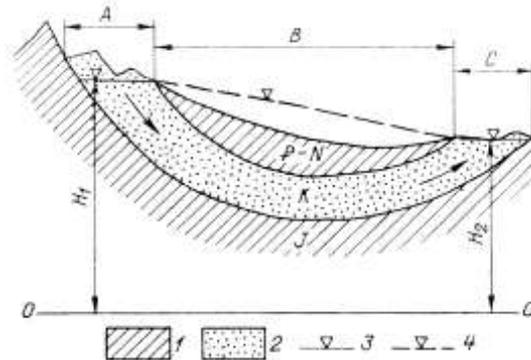


Рис.7.15. К понятиям области питания, движения и разгрузки подземных вод [Кирюхин, 1988].

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.

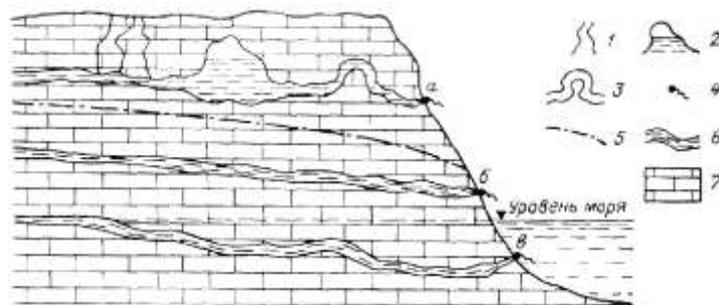


Рис. 7.16. Условия движения и разгрузки карстово-грунтовых вод (выше них в зоне аэрации могут образовываться временные потоки сифонного типа).

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.

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

8. Рифтогенез – образование рифтов (см. раздел 7.5).

Субмаринные источники

По субмаринным источникам накоплен 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 бо́льших глубинах, что даёт 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 поноры, 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 обнажённости их на дне и свойств вод самого источника (в основном минерализации и температуры). Представление о форме факелов от субмаринных источников дает рис. 7.17, построенный на основе многочисленных экспериментов в гидравлическом лотке [Коротков, 1980].

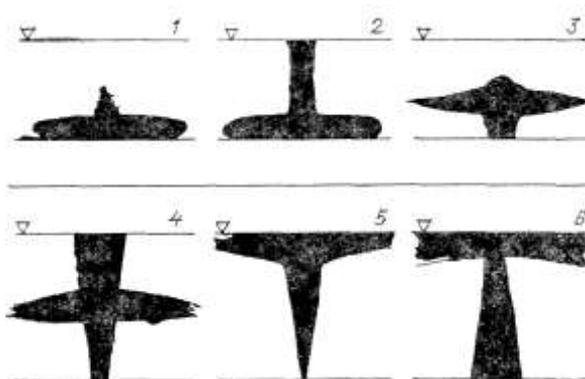


Рис. 7.17. Внешние стабилизированные формы факелов в стратифицированной спокойной среде (по Ю.Г. Юровскому).
Факелы: 1,2 – с отрицательной плавучестью; 3,4 – в стратифицированной среде; 5,6 – с положительной плавучестью

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 расчётов 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) [Коротков, Павлов, Юровский, 1980].

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 [Коротков, 1980]. 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 предустьевого участка. Зафиксировать источники этого типа обычно весьма сложно из-за повышенной мутности воды и очень малых гидрохимических градиентов. Термосъёмка также малоэффективна ввиду того, что слабые источники этого типа не дают чётко 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 малодобитных источника у северо-западного склона горы Аюдаг. Происхождение этих источников, по-видимому, связано 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 вулкано-тектоническим 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 [Коротков, Павлов, Юровский, 1980]. 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 её 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 макро-структуризацию 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 хорошо видна на макете в районе полуострова Флорида (рис.7.18).

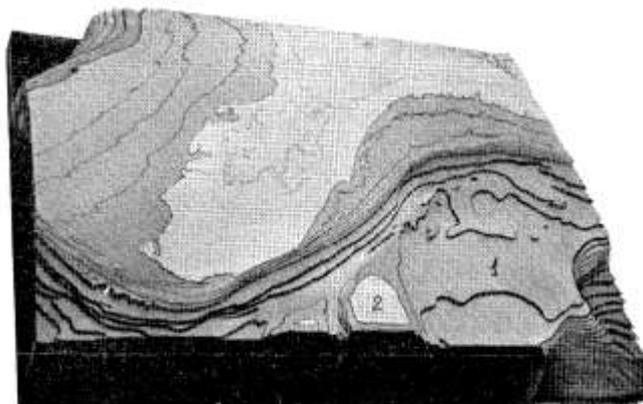


Рис. 7.18. Макет южной окраины материка близ восточного побережья США (по К. Эмери, 1965 [Геология ..., 1969

Снимок ориентирован в северном направлении. Площадь района 710x960 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.

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, алевритовые и глинистые. Кроме того, на шельфах встречаются галечники с примесью гравия и валунов.

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 её прямым продолжением. Довольно 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. 7.19).

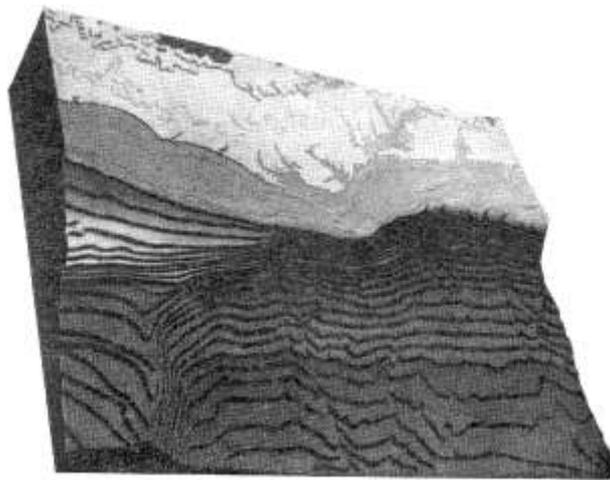


Рис. 7.19. Макет средней части окраины материка. Продолжение рис.7.18 к северо-востоку (по К. Эмери, 1965).

Слева видна окраина плато Блейк (по К. Эмери, 1965 [Геология..., 1969]).

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

Важное значение для водообмена на такого рода территориях приобретают характер и направленность современных тектонических 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.

Интрузии (внедрение) морских вод в сушу

Переуглублённые 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. 6.1 в гл. 6).

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 подрусловых 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 – солёной 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 счёт 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 удалённостью 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 её. Было даже установлено, что 7/8 расхода горизонта в створе береговой линии приходится на пресные воды, формирующиеся на материке, 1/8 – на солёные 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. Циклическая 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 (см. гл. 5). В соответствии с ней запасы мацестинских минеральных вод ежегодно восполняются за счёт 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

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. 7.20.

1. Срединно-океанические хребты (см. рис. 7.21).

На выходе у дна океана температура 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 (rН) и высоким содержанием металлов.

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

1. *Вулканогенные гидротермы центральных частей спрединга* (см. раздел 7.5), свободные от осадков. С центрами быстрого и среднескоростного спрединга связаны как распреснённые 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. 7.21). 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 магниево-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 7.5).

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 °С.

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

Она включает в себя низкотемпературные и распреснённые 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 К и Li. Считается, что при благоприятных условиях в недрах гидротермальных систем океана могут формироваться промышленные растворы на Sr, Br, В, I, Rb, Cs, S, Ba, Ra, Se, Pb, Mo, Co, Cd, Au, Ag, а также элементов группы платины и редкоземельных элементов.

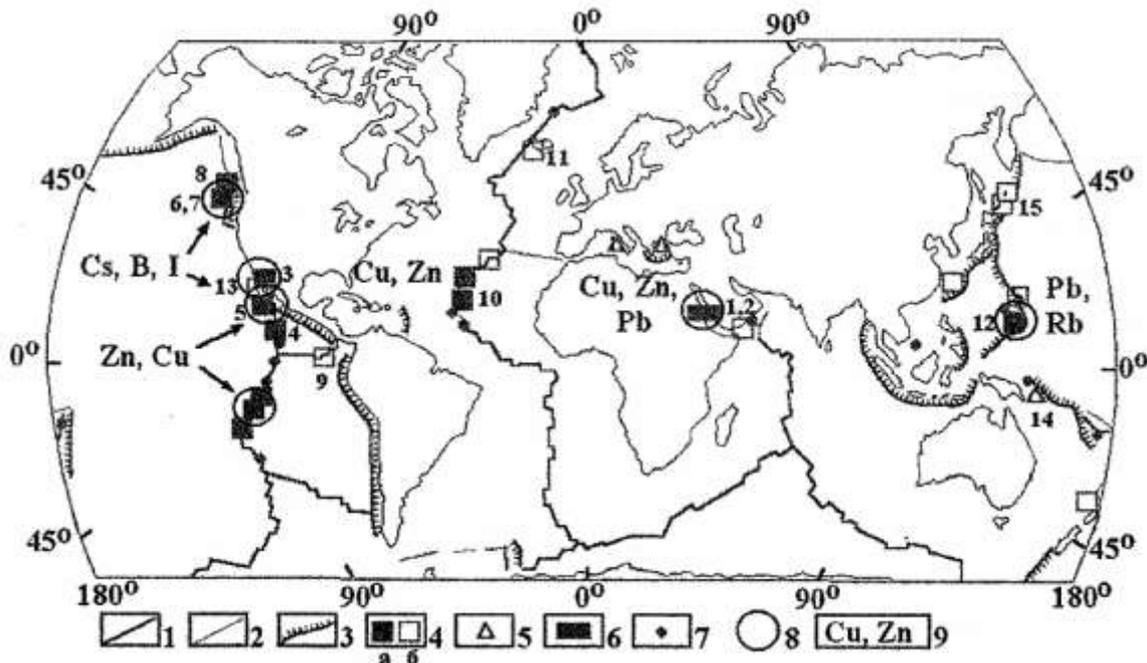


Рис. 7.20. Основные районы современной гидротермальной деятельности в Мировом океане [Геодинамика...,1999].

1 – рифтовые зоны; 2 – главные 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. Минеральные ресурсы дна океана.

Основные понятия.

1. **ЖМК** – железомарганцевые конкреции (Mn, Ni, Cu, Co)/
2. **КМК** – кобальмарганцевые корки (Co, Mn, Ni).
3. **ГПС** – глубоководные полиметаллические сульфиды (Cu, Zn, Au, Ag).
4. **Газогидраты** – твёрдые соединения из метана и воды, возникающие при определённом давлении и температуре. Впервые были обнаружены в СССР в 1965 году. Внешне напоминают спрессованный снег (см. рис. 7.21) и могут гореть. Единичный объём газогидрата может содержать до 160-180 объёмов чистого газа. Сегодня рассматривается как углеводородное сырьё будущего.



Рис. 7.21. Внешний вид газогидрата.

Общая характеристика

Процессы, протекающие на океаническом дне, формируют крупные запасы минерального сырья для будущего человечества. Их изучение, по существу, только начинается. Определённое представление о них поможет составить таблица 7.1 и информация на рис. 7.22, 7.223, 7.24, взятые мной из работы [Минеральные ресурсы..., 2007].

Таблица 7.1.

Содержание и ресурсы стратегических металлов в рудах Мирового океана и континентов (Андреев С.и. и др., 2006)

Основные виды океанического минерального сырья	Металлы	Мировой океан		Континенты		Соотношение потенциальных ресурсов океан/суша
		Содержание, %	Потенциальные ресурсы, млн т	Содержание, %	Потенциальные ресурсы, млн т	
Железомарганцевые руды	Ni	0,46-1,42	656,84	0,3-2,44	90-95	6,91
	Cu	0,12-2,96	427,38	0,6-4,0	725	0,59
	Co	0,20-0,73	358,08	0,1-0,6	6,0	59,68
	Mn	20,0-36,05	20958,57	20-44	8900	2,350
	Pt	0,2-1,83 г/т	14,798 тыс. т	3,9-4,2 г/т	24,8 тыс.т	0,60
	Mo	0,04-0,06	39,03	0,01-0,12	11,4	1,42
Глубоководные сульфиды	Cu	0,50-37,75	7,996	0,6-4,0	725	0,01
	Zn	0,50-23,64	14,096	4-10	298,3 т	0,05
	Pb	0,4-9,3	1,574	0,5-12	125,7 т	0,01
	Ag	45-1213 г/т	40,29 тыс. т	10-400 г/т	533 тыс.т	0,08
	Au	1,0-32,2 г/т	0,89 тыс. т	2-15 г/т	75,6 тыс. т	0,01

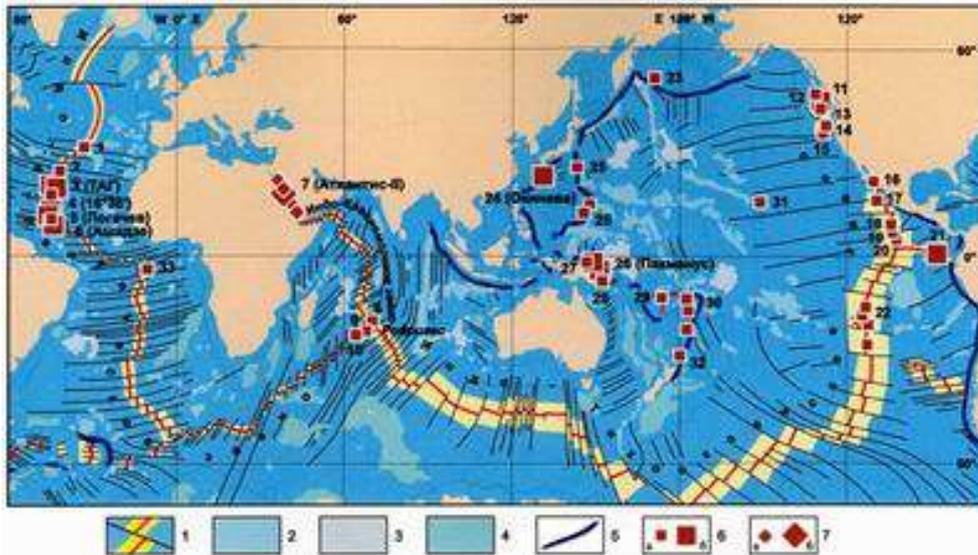


Рис. 7.22. Распрстранение гидротермальных и гидротермально-осадочных сульфидных руд Мирового океана.

1-осевая зона срединно-океанического хребта (СОХ) центральным рифтом и трансформным разломом; 2- вулканические и вулканотектонические поднятия; 3- поднятия типа «океанских земель»; 4- микроматерики и авншельфы; 5- окраинные желоба; 6-скопления сульфидных руд: а- мелкие и средние, б- крупные; 7- скопление металлоносных рассолов: а- мелкие и средние, б – крупные. Основные скопления гидротермальных и гидротермально-осадочных руд океана (расшифровка не приводится).

Примеры гидротермальных построек на океаническом дне



Чёрные курильщики



**Фрагмент сульфидной трубы
С газывыводящими каналами**

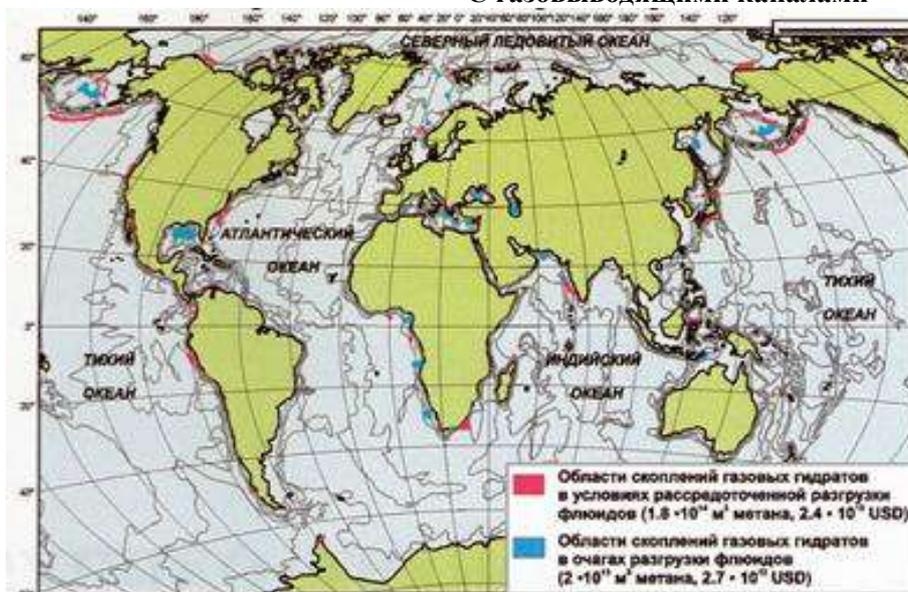


Рис. 7.23. Газогидратоносные акватории Мирового океана.

Примеры проявления газогидратоносных отложений



7.5. Тектогенез океанического дна.

Основные понятия.

1. **Тектоника** – геологическая дисциплина, изучающая движения земной коры, охватывающие значительные её 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. 7.24).
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. 7.24. Иллюстрация концепции спрединга океанического дна в представлении Гарри Хесса [Аллисон, Палмер, 1984].

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 Бенъоффа 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 xy , см. рис. 7.25). Именно здесь возникают землетрясения. Общая картина разломной структуры океанических хребтов хорошо видна на рис. 7.26. 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 слоём Гутенберга.
9. **Сейсмотомография** – один из методов группирования сейсмических сигналов.

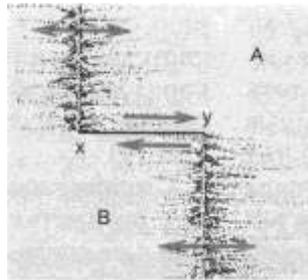


Рис. 7.25. Иллюстрация образования трансформного разлома [Аллисон, Палмер 1984].

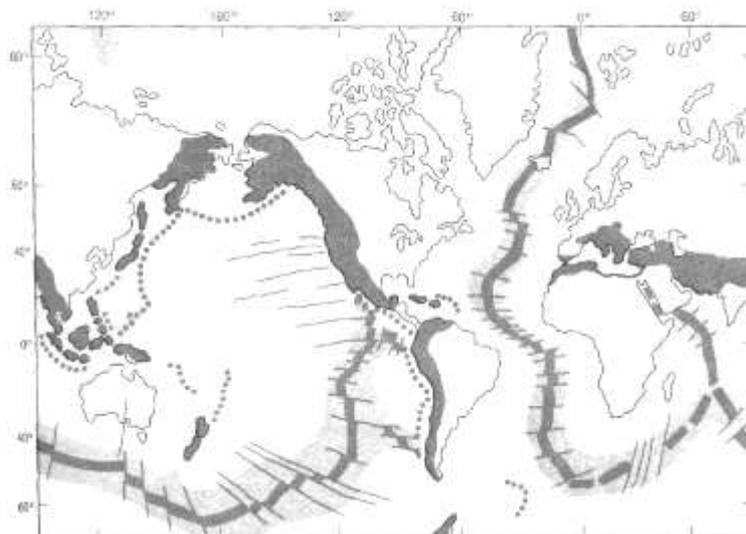


Рис. 7.26. Главные элементы земной коры [Аллисон, Палмер 1984].

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 перидотита, подвергнутого 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 разъединённые 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. Гл. 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 её состоит в том, что литосфера (внешняя каменная оболочка Земли до астеносферы, см. Гл. 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. 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 ещё 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 её адрес. Правда, новая концепция тоже оказалась не без изъянов и многими специалистами оценивается как исключительно умозрительное построение [Геодинамика..., 1999].

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 её верхней половине. (См. Гл. 3.). По существу, речь идёт об интерпретации новых данных по *сейсмотомографии (метод объёмного 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 главе 6. 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 [Павлов, 1977].

В 1973 г. Дж.Т. Уилсон ввел термин «горячая точка» и предложил схему её 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 ещё и узкий смысл в одной и той же концепции..., которая перестает быть мудрой, когда её содержание не дает воли фантазии, т.е. широким представлениям» [из книги К.Ле Пишона, Ж. Франшто 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.

7.6. 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 съёмки 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. 7.27). По расчётам В.В. Шулейкина это землетрясению должно было вытеснить 22,3 км³ воды. На отдельных участках высота волны до разрушения составляла 18 м.

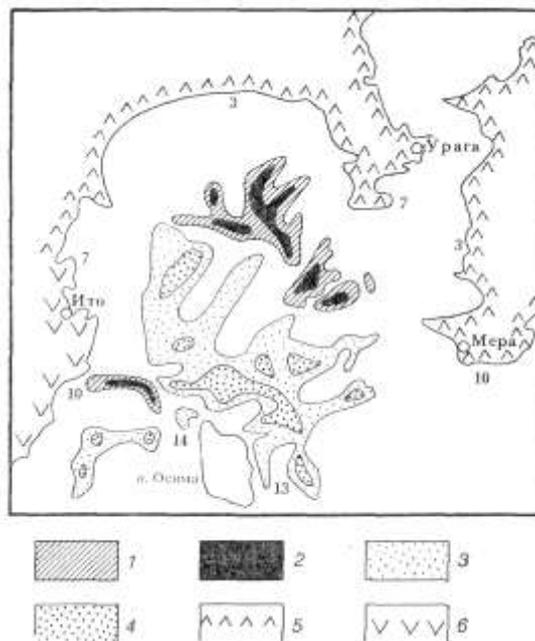


Рис. 7.27. Изменение рельефа дна и берегов залива Сагами (Япония) при землетрясении 1 сентября 1923 г. (по В.В. Шулейкину [Леонтьев, 1982]). Участки дна, испытавшие опускание: 1 – до 100 м; 2 – более 100 м. Участки дна, испытавшие поднятие: 3 – до 100 м; 4 – более 100 м. 5 – берег, испытавший поднятие; 6 – берег, испытавший 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 геогр. миль, первоначально на юго-восток, а затем прямо на восток и переходящих на остров Тимор. Из 19 вулканов остр. Суматры семь действующие. В Зундском проливе лежит весьма замечательный вулкан Кракатау (Пулу-рекату), 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, сопровождаясь 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 всём Тихом океане до западных берегов Америки, в Атлантическом океане, по берегам Франции и т.д.».

Общая схема этой катастрофы видна на рис. 7.28.



Рис. 7.28. Взрыв вулкана Кракатау в 1883 г. [Общая..., 1991].

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 часов. 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 [Шеппард, 1969].

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.



*11 марта 2011 года цунами на северо-восточном побережье Японии
(в результате землетрясения силой 8,9 балла)*

Физические аспекты

А.Е. Шейдеггер рассматривает три проблемы, связанные с цунами [1981].

1. Образование цунами при землетрясении.

Расчёт 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 расчёта 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. Алекин 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. Под редакцией С.И. Андреева и И.С. Грамберга. – 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. Минеральные ресурсы Мирового океана: концепция изучения и освоения (на период до 2020). Главный редактор С.И. Андреев. – СПб.: «ВНИИОкеангеология», 2007. – 97 с. (ил.38).
8. Павлов А.Н. Геологический круговорот воды на Земле. – Л.: Л.О.Недра, 1977. – 144 с.
9. Шейдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф. – М.: Недра, 1981. – 232 с.
10. Шеппард Ф.П. Морская геология. – Л.: Недра, 1969. – 461 с.