

Глава 9. ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ОКЕАНАХ И МОРЯХ

Наиболее важным процессом в пределах Мирового океана является аккумуляция донных осадков. Этот сложный процесс называют *седиментацией* или *седиментогенезом*. Изучение современных осадков, закономерностей их распространения в различных зонах Мирового океана позволяет восстанавливать палеогеографическую обстановку геологического прошлого.

Современный суммарный баланс осадочного материала в Мировом океане составляет около 29 – 30 млрд. т/год. Ниже приведены основные составляющие этого баланса.

Таблица 9.1.

Баланс осадочного материала в Мировом океане

<i>Источник</i>	<i>10⁹ т/год</i>
Твёрдый сток рек	18.53
Сток растворенных веществ	3.2
Ледниковый сток	1.5
Эоловый разнос	1.6
Абразия берегов	0.5
Вулканизм	1.8-2.0
Биогенный материал	1.7-1.8
Космогенный материал	0.01-0.08

По данным А. П. Лисицына (1974), наибольшая поставка осадочного материала осуществляется речным стоком. При этом около 7 млрд. т/год поставляется реками преимущественно тропических областей: Амазонка, Конго, Ганг, Брахмапутра, Хуанхэ, Янцзы, Миссисипи и др. Приблизительно в равных количествах поступает в океаны и моря ледниковый и эоловый материал.

Большое значение в осадкообразовании имеет поступление вулканогенного пирокластического материала, особенно пеплового, разносимого на обширные пространства. Расположение действующих вулканов тесно связано с тектонически-активными зонами земной коры. Наибольшее количество их сосредоточено в обрамлении океанов и в срединно-океанских хребтах. Для многих вулканов островных дуг характерны высокая эксплозивность и выброс пирокластического материала до десятков километров в высоту, что сопровождается тропосферным и стратосферным переносом вулканического пепла. Количественная оценка поступления вулканогенного осадочного материала затруднена и разными авторами указываются величины 1.8 – 2 млрд. т/год.

Важную роль в осадконакоплении играют биогенные процессы, развитие различных организмов, которые строят свои панцири и скелетные части из растворенных солей, поступающих с суши, главным образом из CaCO₃ и SiO₂. Биогенный вклад в баланс осадочного материала в океанах в первом приближении оценивается в 1.7 – 1.8 млрд. т/год.

В Мировой океан поступает и космогенный материал, величина которого ориентировочно оценивается в 0.01 – 0.08 млрд. т/год.

Вещественный состав донных осадков и закономерности их распределения в различных зонах океана связаны с глубиной океанов и рельефом дна, с гидродинамической обстановкой (волнения, приливы и отливы, поверхностные и глубинные течения), с характером поставляемого осадочного материала, с биологической продуктивностью и с эксплозивной деятельностью вулканов.

По генезису выделяются следующие основные группы осадков:

- 1) терригенные (от лат. «терра» – земля);
- 2) органогенные (биогенные);
- 3) хемогенные;
- 4) полигенные (красная глубоководная глина);
- 5) вулканогенные.

Закономерности распределения указанных групп донных осадков и их соотношения в различных зонах океанов и морей определяются: климатической зональностью; вертикальной зональностью, связанной с изменением глубин; циркумконтинентальной зональностью - степенью удаленности от континента или крупных островов.

Распределения современных донных осадков Мирового океана приведена на рис.9.1.

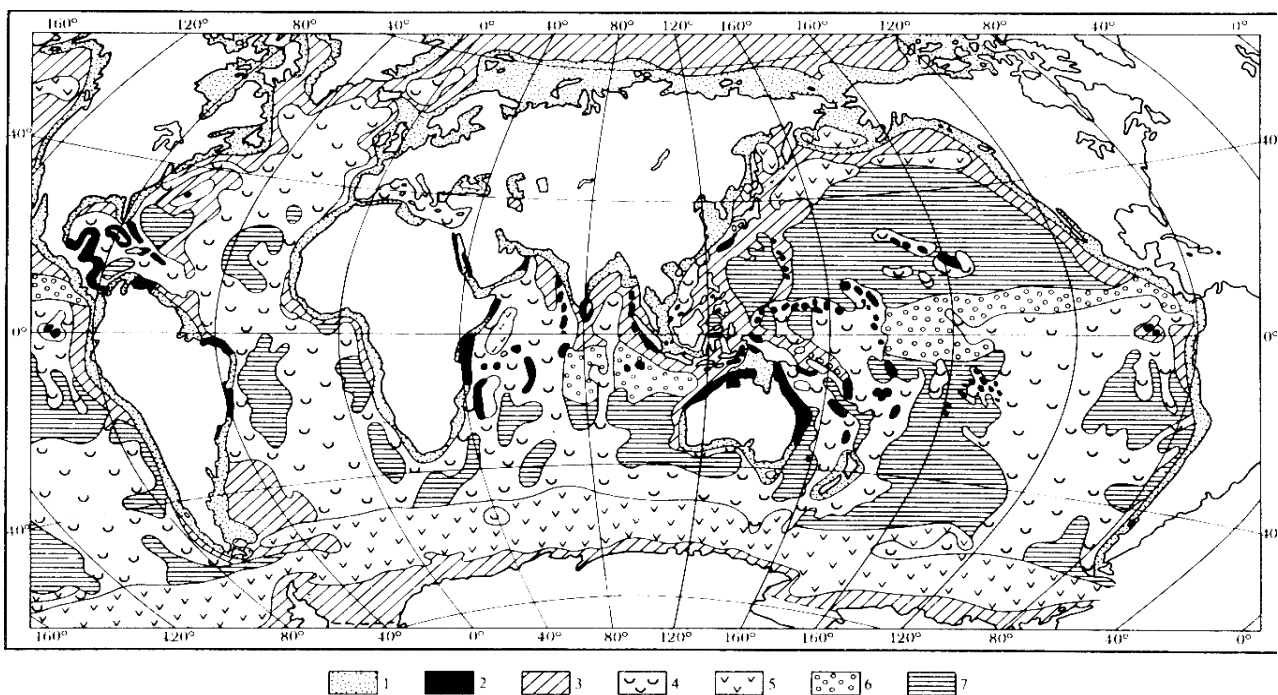


Рис.9.1. Донные отложения Мирового океана (Леонтьев, 1987):

- 1 - прибрежные и шельфовые преимущественно терригенные; 2 - коралловые отложения;
- 3 - гемипелагические, преимущественно терригенные (в вулканических районах – вулканогенные), а также айсберговые отложения; 4 - фораминиферовые и другие карбонатные пелагические отложения;
- 5 - диатомовые отложения; 6 - радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые отложения; 7 - полигенные отложения (красная глина).

Ниже будут более подробно рассмотрены основные типы осадков, их генезис, закономерности их пространственного размещения и преобразования в осадочные породы.

9.1. Терригенные осадки

Терригенные осадки образуются из обломочного материала, получаемого в результате физического выветривания горных пород на континентах и приносимого в различные участки Мирового океана речными потоками, льдами и ветром. Наибольшая часть терригенных осадков, приносимых с суши, откладывается в пределах подводной окраины материков – в области шельфа, континентального склона и его подножья.

Классификация терригенных осадков

Закономерности образования различных видов терригенных отложений во многом определяются размером обломков. По крупности обломков терригенные осадки подразделяются на четыре класса: грубообломочные (псефиты), среднеобломочные (псаммиты, или пески), мелкообломочные (алевриты) и глинистые (пелиты). Среди грубообломочного материала различают также окатанные и неокатанные обломки. Ниже приведена существующая в настоящее время классификация терригенных осадков по этим параметрам (табл.9.2).

Таблица 9.2.

Классификация терригенных осадков

Класс	Название осадков		Размер обломков (мм)	Название породы	
	Неокатанные обломки	Окатанные обломки		Неокатанные обломки	Окатанные обломки
Грубообломочные (псефиты) > 2 мм	Глыбы	Валуны	> 200	Брекчии	Конгломераты
	Щебень	Галька	10-200		
	Дресва	Гравий	2-10	Дресвяники	Гравелиты
Среднеобломочные (псаммиты, пески) 0.05-2 мм	Грубозернистые		1-2	Грубозернистые песчаники	
	Крупнозернистые		0.5-1	Крупнозернистые песчаники	
	Среднезернистые		0.15-0.5	Среднезернистые песчаники	
	Мелкозернистые		0.05-0.15	Мелкозернистые песчаники	
Мелкообломочные (алевриты)	Алевриты		0.005-0.05	Алевролиты	
Глинистые (пелиты)	Глины		< 0.005	Аргиллиты, глинистые сланцы	
	Глинистые минералы		< 0.02		

При поступлении осадочного терригенного материала в Мировой океан происходит его механическая дифференциация, обусловленная различным сопротивлением воды к обломкам разного размера: чем мельче обломки, тем медленнее они тонут под действием собственного веса и тем дальше могут уноситься водными потоками.

Скорость погружения U обломка изометричной формы с поперечным размером d и избыточной плотностью $\Delta\rho$ в водной среде с вязкостью μ теоретически описывается законом Стокса:

$$U = \frac{g \cdot \Delta\rho \cdot d^2}{18\mu}$$

где g – ускорение силы тяжести.

Из этого выражения следует, что скорость погружения терригенного материала в воде определяется квадратичной зависимостью от размера обломков.

Зависимость скорости погружения терригенного материала в водных бассейнах от его размерности является главным фактором его латеральной дифференциации на дне морских бассейнов. Рассмотрим это на простом примере.

На рис.9.2 представлены теоретический (по закону Стокса) и экспериментальный графики зависимости скорости погружения сферических кварцевых зерен от их размера. Из графика

ков видно, что зерна кварца алевритовой размерности, диаметром 0.01 мм, погружаются со скоростью 0.1 мм/с. При глубине бассейна 5000 м они достигнут дна через $5 \cdot 10^7$ с, что составляет более полутора лет. Для погружения на такие же глубины зернам кварцевого песка, диаметром 1 мм, по теоретической зависимости потребуется менее полутора часов, но, с учетом возникающей при таком размере зерен турбулентности, это время по экспериментальному графику составит порядка 8 – 10 часов.

При небольшой глубине бассейна, порядка 50 м, зерна кварца песчаной размерности окажутся на дне через 5–6 минут, в то время, как зернам алевритовой размерности на это потребуется более 5 суток. В условиях течения со скоростью порядка 0.2 м/с зерна песчаной размерности до их осаждения на дно такого бассейна могут преодолеть дистанцию не более 100 метров, в то время, как для зерен алевритовой размерности эта дистанция измеряется сотнями километров.

Из приведенного примера можно сделать два вывода:

1. Псаммиты (пески), а тем более псефиты, не могут транспортироваться водными потоками во взвешенном состоянии на значительные расстояния и отлагаются на дне бассейна в прибрежной мелководной зоне.

2. Терригенный материал алевритовой и пелитовой размерности может находиться во взвешенном состоянии длительное время и разноситься течениями на большие расстояния от берега.

Транспортировка терригенного материала на большие глубины

Выносимый реками терригенный материал поступает в глубоководные районы океана различными путями. Материал псаммитовой и псефитовой размерности оседает на дно в мелководной прибрежной зоне шельфа. Затем, благодаря энергии волн и вдольбереговым течениям, он постепенно перемещается вдоль берега, часто формируя различные аккумулятивные тела (см. гл. 6). Но его распространение, как правило, не выходит за пределы зоны современной шельфовой седиментации (до глубин порядка 20 – 30 метров), за исключением случая, когда траектория перемещения терригенного материала пересекает верховья каньона. В этом случае терригенный материал псаммитовой, а иногда и псефитовой размерности заполняет верховья каньона и при достижении некоторой «критической» массы может быть вынесен *мутьевым потоком* по руслу каньона за десятки и сотни километров от береговой линии. В результате, даже относительно грубый терригенный материал псаммитовой размерности попадает в глубоководные районы океана и отлагается у подножия континентального склона, а иногда и в осевых зонах глубоководных жело-

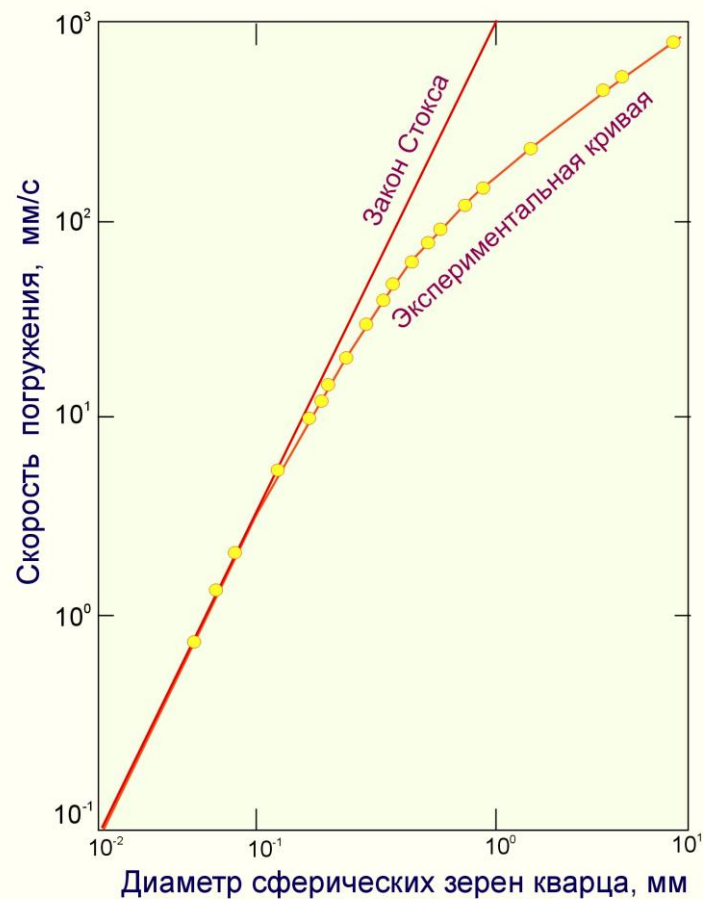


Рис.9.2. Теоретическая (по закону Стокса) и экспериментальная зависимости скорости погружения сферических кварцевых зерен от их размера в воде при температуре 20 °С (Ходаков, 1981).

бов активных окраин или на абиссальных равнинах, прилегающих к пассивным окраинам континентов.

Терригенный материал алевритовой и пелитовой размерности за счет поверхностных течений может выноситься на значительные расстояния от берега, осаждаясь в пределах шельфа, континентального склона и его подножия. При этом по мере удаления от источника сноса происходит его гранулометрическая дифференциация.

При обильном поступлении осадков на континентальный склон и достижении некоторой предельной массы неконсолидированные осадочные толщи начинают терять устойчивость и перемещаться вниз по склону в виде оползней, формируя своеобразный бугристый рельеф. Это происходит даже на сравнительно пологих склонах, с углом наклона в первые градусы. На более крутых склонах развитие оползней приводит к обвалам, которые могут привести к возникновению различных гравитационных потоков обломочного материала. Наиболее активно обвальное-оползневые процессы развиваются на участках континентального склона, прилегающих к устьям крупных рек, выносящих большое количество обломочного материала (Амазонка, Миссисипи и др.). Неконсолидированные водонасыщенные осадки, обильно поставляемые крупными реками, уже при мощности слоя порядка одного метра теряют устойчивость и формируют оползневые тела, способные перерастать в обвалы.

Основная роль в перемещении терригенных осадков на большие глубины принадлежит гравитационным потокам. Гравитационные потоки обломочного материала подразделяются на два основных типа. Первый тип – это плотные гравитационные потоки с высокой концентрацией твердой фазы. Их плотность лишь немного уступает плотности осадков, а движение вниз по склону во многом напоминает движение перемешанных оползневых масс. Второй тип – это упоминавшиеся выше мутьевые (турбидитовые) потоки с низкой концентрацией твердой фазы, в которых, за счет турбулентности, поддерживается взвешенное состояние твердых частиц. Эти потоки отличаются весьма высокими скоростями движения. Именно за счет деятельности мутьевых потоков формируется основная часть мощных терригенных толщ у подножия континентального склона.

Значительная часть терригенного материала поступает на дно океана в результате ледового разноса. Ледники Антарктиды при своем движении производят интенсивную экзарацию и захват в придонной части различного обломочного материала, который выносится шельфовыми льдами и айсбергами на далекое расстояние от континента. При постепенном перемещении и таянии айсбергов обломочный материал, заключенный в них, выпадает на дно. Характерной особенностью этих осадков является широкое распространение в них валунно-щебнистого материала и дресвы, местами песчано-алевритового и даже алевритопелитового материала. Айсберговые (ледовые) осадки окаймляют берега Антарктиды почти сплошным поясом шириной от 300 до 1200 км при средней ширине 500 - 700 км. Они развиты не только в пределах шельфа и континентального склона, но и в прилегающих частях ложа океана, где грубообломочный моренный материал накладывается по пути движения айсбергов на более тонкие слабокремнистые осадки, а затем на 60 - 65° ю.ш. сменяется кремнистыми диатомовыми илами. Современные айсберговые осадки развиты также вблизи Гренландии.

Осадки северной ледовой зоны существенно отличаются от антарктических. Грубообломочный материал, свойственный ледовому разносу на севере, характеризуется сортированностью, наличием хорошо окатанных, отполированных галек, подобно галечникам морских пляжей. По-видимому, основной грубообломочный гравийно-галечный материал ледники захватывали с морских пляжей, галечных берегов и отмелей.

Турбидиты

По мере заполнения верховий каньона осадками их масса достигает некоторой «критической» величины и дальнейшее накопление приводит к потере их устойчивости. Спускочным крючком к потере устойчивости осадков могут служить и другие факторы, например, сейсмические воздействия, приводящие к разжижению осадков, мощные тайфуны, штормовые нагоны и т.п. Накопившиеся осадки начинают свое движение вниз по руслу каньона сначала в виде оползня, затем в виде плотного гравитационного потока, и лишь по мере увеличения скорости потока и развития в нем турбулентности возникает мутьевой (турбидитовый) поток. Его структура и динамика, исследованные на основе лабораторных экспериментов, проиллюстрированы на рис.9.3.

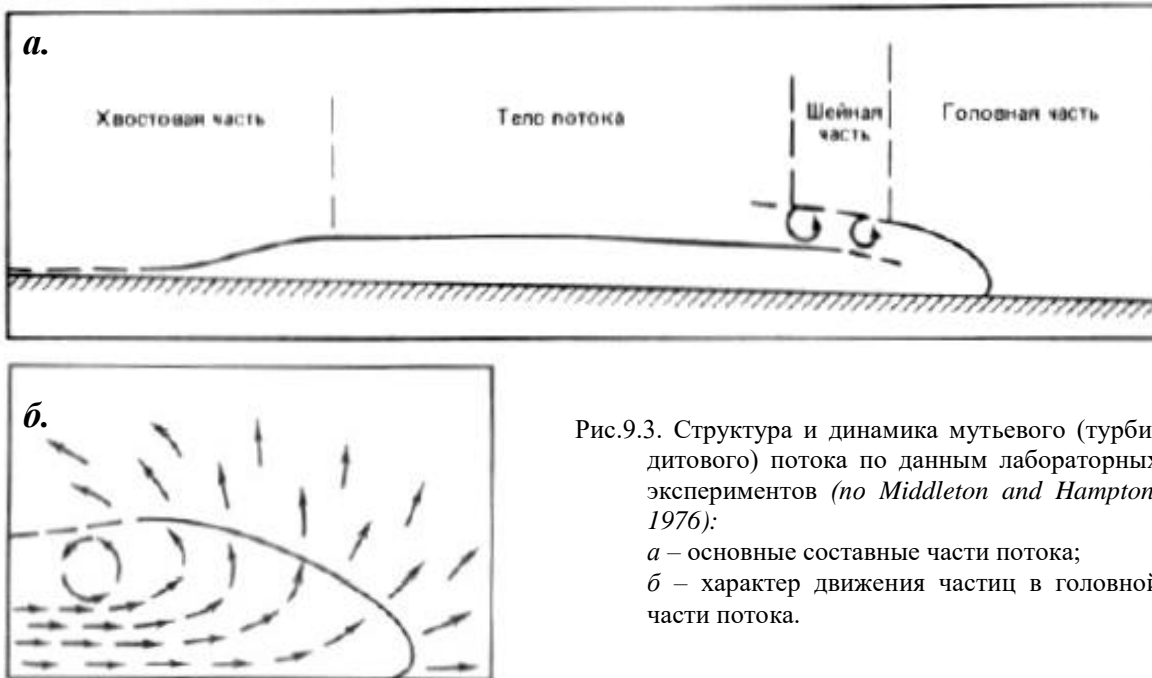


Рис.9.3. Структура и динамика мутьевого (турбидитового) потока по данным лабораторных экспериментов (по Middleton and Hampton, 1976):

а – основные составные части потока;
б – характер движения частиц в головной части потока.

Движение потока поддерживается избыточным давлением в его головной части, которое развивается при непрерывном поступлении взвешенного материала из его основного тела и хвостовой части. Избыток взвешенного материала в головной части приводит к возникновению восходящих движений этого материала с последующим включением его в основное тело потока или его хвостовую часть. Двигаясь по руслу каньона, мутьевой поток может развивать колоссальную скорость (до 90 – 100 км/час).

Переносимый мутьевым потоком обломочный материал активно эродировывает дно и борта каньона, разрушая осадочные комплексы и коренные породы, при этом эродированные обломки, а также залегающие на дне и бортах каньона осадки, включаются в состав потока. Таким образом, активные каньоны прогрессируют в своем развитии, создавая разветвленную эрозионную систему, расчленяющую шельф и континентальный склон (см. рис. 7.5. и 7.6 в гл.7).

При выходе за пределы континентального склона русло каньона выполаживается и скорость мутьевого потока постепенно снижается. Соответственно, снижается и его несущая способность. На смену эрозионному воздействию мутьевого потока приходят размыв и переотложение осадков в верхней части глубоководного конуса выноса (верхний фен) и осаждение основной части твердого материала самого потока в пределах средней части конуса выноса (средний фен). При этом формируются выпуклые аккумулятивные лопасти из осадков (супрафены), пронизанные системой каналов, как правило, с асимметричными бортами, называемых также долинами конуса выноса (рис.9.4).

В процессе роста аккумулятивной лопасти (супрафена) положение долин конуса выноса на его поверхности не остается постоянным. Они постоянно мигрируют. При достижении супрафеном некоторой предельной высоты мутьевые потоки вырабатывают новую, энергетически более выгодную систему долин. При этом начинается формирование нового супрафена, а старый отмирает.

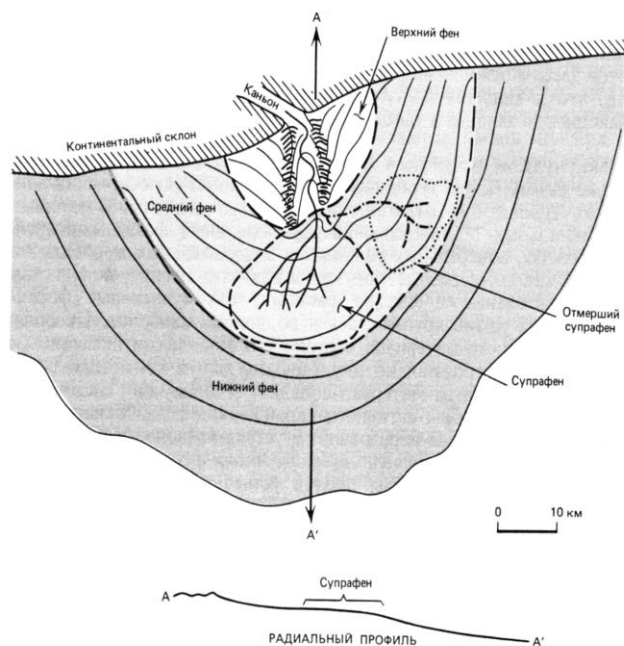


Рис. 9.4. Схематическая модель глубоководного конуса выноса, показывающая активные и отмершие аккумулятивные лопасти (супрафены) (по Normark, 1970).

В нижней части конуса выноса (в пределах нижнего фена) долины, как правило, отсутствуют. В этой зоне медленно осаждаются наиболее тонкозернистые, в основном алевритовые и алевропелитовые составляющие мутьевого потока, достигающие этой зоны в виде широкого шлейфа взвешенных частиц.

При осадке взвешенного материала на дно морского бассейна, в соответствии с законом Стокса, формирует слой с последовательным уменьшением размера зерен от подошвы слоя к его кровле. Множество таких слоев, обусловленное многократным прохождением мутьевых потоков, образует толщу осадков, называемых *турбидитами*, а отдельный слой такой толщи, сформированный при прохождении одного мутьевого потока, определяется термином *цикл Боума*.

На рис.9.5 представлена фотография фрагмента керна скважины, полученного в юго-восточной части Тихого океана, на которой отчетливо различимы отдельные слои турбидитовой толщи, соответствующие циклам Боума.

Мощности отдельных слоев турбидитовых отложений могут меняться в широких пределах, от первых метров до долей миллиметра, в зависимости от удаленности бассейна осадконакопления от источника сноса терригенного материала. При этом может существенно меняться и гранулометрический состав слоев. Но закономерное уменьшение размера зерен от подошвы к кровле в каждом слое турбидитовой толщи сохраняется, независимо от его мощности и гранулометрического состава.

Полный цикл Боума предполагает постепенное изменение размера зерен в слое турбидитов от грубых песков до глин. Но такие слои в толщах турбидитов присутствуют далеко не всегда. Слои с полными циклами Боума отлагаются, как правило, в пределах средней части конуса выноса (в супрафенах). Последующие мутьевые потоки часто нарушают структуру таких слоев, лишая их, как правило, верхней, наиболее тонкозернистой части.

В нижней части конуса выноса (нижний фен) перемыв осадков мутьевыми потоками, как правило, отсутствует. Но грубая псаммитовая составляющая мутьевых потоков обычно не достигает этой, удаленной части конуса выноса, и в циклах Боума отлагающихся здесь турбидитов эта составляющая отсутствует. Такие отложения называют *дистальными турбидитами*.

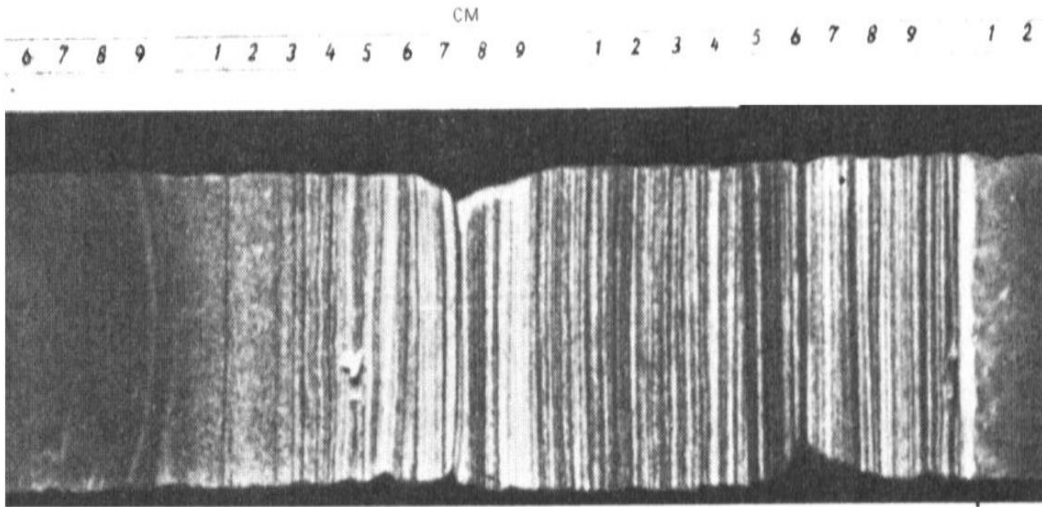


Рис.9.5. Циклы Боума в керне скважины глубоководного бурения (Tucholke et al., 1976).

Дистальные турбидиты отлагаются из протяженных шлейфов взвешенного терригенного материала алевропелитовой размерности, образованных в результате прохождения мутьевых потоков. Ввиду чрезвычайно медленного осаждения такого материала, он способен разноситься придонными течениями на огромные расстояния, отлагаясь не только в нижней и средней частях конуса выноса, но и за их пределами, в том числе – в осевых зонах глубоководных желобов, где такие слои обычно называют *турбидитовым клином*.

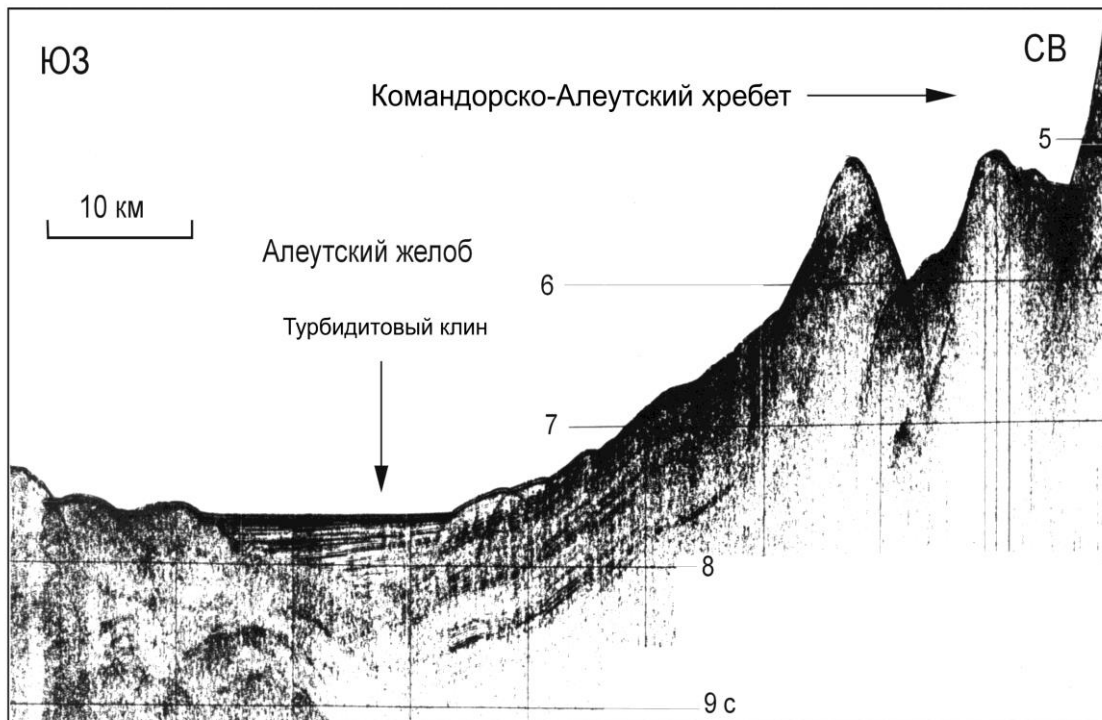


Рис.9.6. Сейсмический разрез вкост Алеутского желоба, иллюстрирующий заполнение осевой части желоба отложениями турбидитов (Селиверстов, 1998).

Наличие турбидитовых клиньев в осевых частях глубоководных желобов – весьма распространенное явление. Обычно они формируются на участках желобов, прилегающих к конусам выноса крупных каньонов. В качестве примера, на рис.9.6 проиллюстрировано турбидитовое заполнение западной части Алеутского желоба, прилегающей к глубоководному конусу выноса Камчатского каньона.

Турбидитовые отложения в осевых зонах глубоководных желобов – это молодые, плейстоценовые образования, сформированные в периоды крупных оледенений суши и низких уровней Мирового океана четвертичного периода, что подтверждено результатами бурения этих отложений.

Структура породы, сформированной из отложений турбидитов, называется *флишевой*, а сами породы – породами *флишевой формации*, или просто *флишем*.

Глубинные течения

На абиссальных равнинах Мирового океана процессы эрозии, переноса и аккумуляции

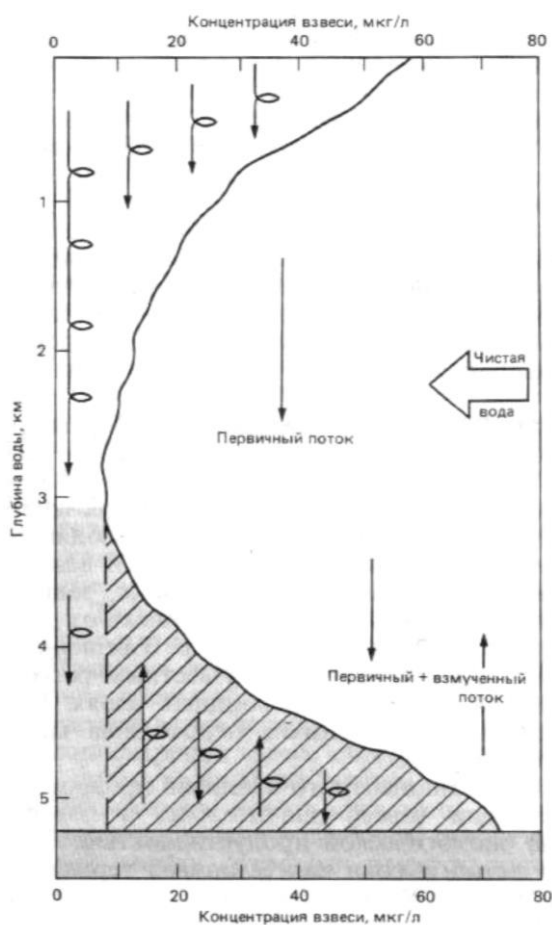


Рис.9.7. Типичный вертикальный профиль концентрации взвеси в районах с мощным нефелойдным слоем (*Biscaye and Eitrein, 1977*).

осадков, в том числе терригенных, контролируются глубинными течениями. Глубинные течения зарождаются в высоких широтах, где холодные плотные поверхностные воды опускаются на большие глубины и распространяются в направлении низких широт в придонных горизонтах океаносферы. Самыми важными источниками придонных океанских вод являются Антарктика и полярные районы Северной Атлантики (Северный Ледовитый океан, Норвежское и Гренландское моря). Придонные воды перемещаются по наиболее глубоководным участкам абиссальных равнин, огибая всевозможные препятствия в виде подводных хребтов, поднятий и континентальных подножий. Т.е. пути перемещения водных масс глубинными течениями определяются рельефом дна, его контурами. По этой причине глубинные течения называют также *контурными течениями*, а образованные при их участии крупные аккумулятивные тела – отложениями контурных течений, или *контуритами*.

Глубинные течения, также как и поверхностные, подвержены действию силы Кориолиса, и отклоняются вправо в Северном полушарии и влево в Южном, т.е. в обоих полушариях при движении глубинных вод от полярных широт с сторону экватора они отклоняются к западным границам океанских котловин. По этой причине их называют *западными пограничными течениями*.

Мельчайшие терригенные частицы пелитовой размерности, уносимые поверхностными течениями от континентальных побережий, постепенно погружаются. По мере погружения их количество убывает за счет растворения и усвоения морскими организмами. Если в поверхностном слое содержание взвешенных частиц обычно составляет около 50 – 100 мкг/л, то на глубинах более 2.5 км это содержание, как правило, уменьшается на порядок. Инструментальные измерения концентрации взвеси, полученные по вертикальным профилям, показали, что во многих районах Мирового океана в глубинных слоях водной толщи с приближением к дну океана концентрация взвешенных частиц вновь начинает

расти, приближаясь к значениям концентраций в поверхностных водах и даже превышая их (рис.9.7). Таким образом, в придонных водах Мирового океана были обнаружены слои с повышенной концентрацией взвешенного материала, названные *нефелоидными слоями*. Мощность нефелоидных слоев может достигать нескольких сотен метров.

Районы с наиболее мощными нефелоидными слоями совпадают с районами проявления западных пограничных течений. Так, в Атлантическом океане они прилегают к континентальным подножиям Северной и Южной Америк. Этот факт указывает на тесную связь глубинных течений с образованием нефелоидных слоев.

Высокие концентрации взвеси в нефелоидных слоях свидетельствуют о том, что они образуются не столько за счет поступающего сверху материала, сколько за счет «взмучивания» уже отложившихся осадков глубинными течениями, т.е. движение глубинных вод сопровождается эрозией дна, переносом и переотложением осадков. Глубинные течения эродируют и переносят осадки различного генезиса. На удаленных от континентов участках абиссальных равнин они взмучивают органогенные илы. Западные пограничные течения, омывающие подножия континентальных склонов, вовлекают в перенос и переотложение терригенный материал периферийных участков глубоководных конусов выноса, а также «перехватывают» шлейфы тонкого терригенного материала, образованные сходом мутьевых потоков.

Скорости глубинных течений невелики, обычно до нескольких сантиметров в секунду. Но и этих скоростей уже достаточно для того, чтобы поднимать с океанского дна осадки пелитовой и даже алевроитовой размерности и переносить их на значительные расстояния. В узких проходах, обусловленных рельефом дна, скорость глубинных течений может увеличиваться до десятков сантиметров в секунду, и они уже способны производить эрозию и перенос не только пелитов и алевроитов, но и мелкого песчаного материала.

Деятельность глубинных течений проявляется на морском дне разнообразными эрозионными формами и аккумулятивными образованиями. Эрозионные формы концентрируются

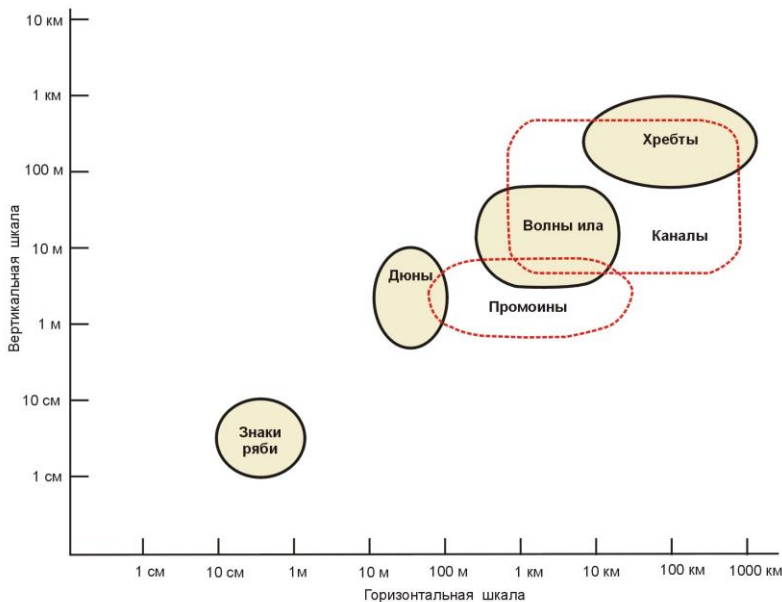


Рис.9.8. Размеры эрозионных и аккумулятивных форм рельефа, создаваемых глубинными течениями (по Кеннет, 1987).

вдоль оси глубинных течений, в то время как аккумулятивные образования тяготеют к их периферии. Размеры их колеблются в широких пределах (рис.9.8).

Эрозионные формы прослеживаются в виде вытянутых по течению промоин, протяженностью до нескольких десятков километров, рвов и маргинальных каналов, окаймляющих возвышенные участки рельефа, в том числе кольцевых или серповидных каналов, окаймляющих подводные горы, а также проявляются в перерывах осадконакопления (стратиграфических несогласиях) длительностью до десятков миллионов лет.

Аккумулятивные образования, как отмечалось выше, тяготеют к периферийным частям глубинных течений, где их скорость, соответственно, и несущая способность существенно

снижаются. Аккумулятивные образования, создаваемые глубинными течениями, характеризуются весьма широким спектром размеров и форм.

Самые мелкие из них - *знаки ряби*, размером от нескольких сантиметров до метра, представляют собой динамичные аккумулятивные хребтики, формирующиеся и мигрирующие в процессе переноса и переотложения осадков. Знаки ряби, как правило, имеют серповидную форму и ассиметричный профиль с более крутым склоном по направлению течения.

Осадочные дюны – это крупномасштабные аналоги знаков ряби, с типичным поперечным размером от 10 до 100 м. Они также имеют ассиметричный профиль и, по-видимому, подвержены медленной миграции по направлению течения.

Осадочные волны (волны ила) представляют собой пологие, крупные (от сотен метров до десятков километров) гряды, сложенные илистыми связанными осадками. Они, обычно, имеют правильную форму. Широко распространены в районах с интенсивным поступлением осадков. Осадочные волны очень характерны для многих континентальных подножий. На сейсмических разрезах осадочным волнам соответствует запись типа «бегущая волна». Фрагмент такого разреза представлен на рис.9.9.

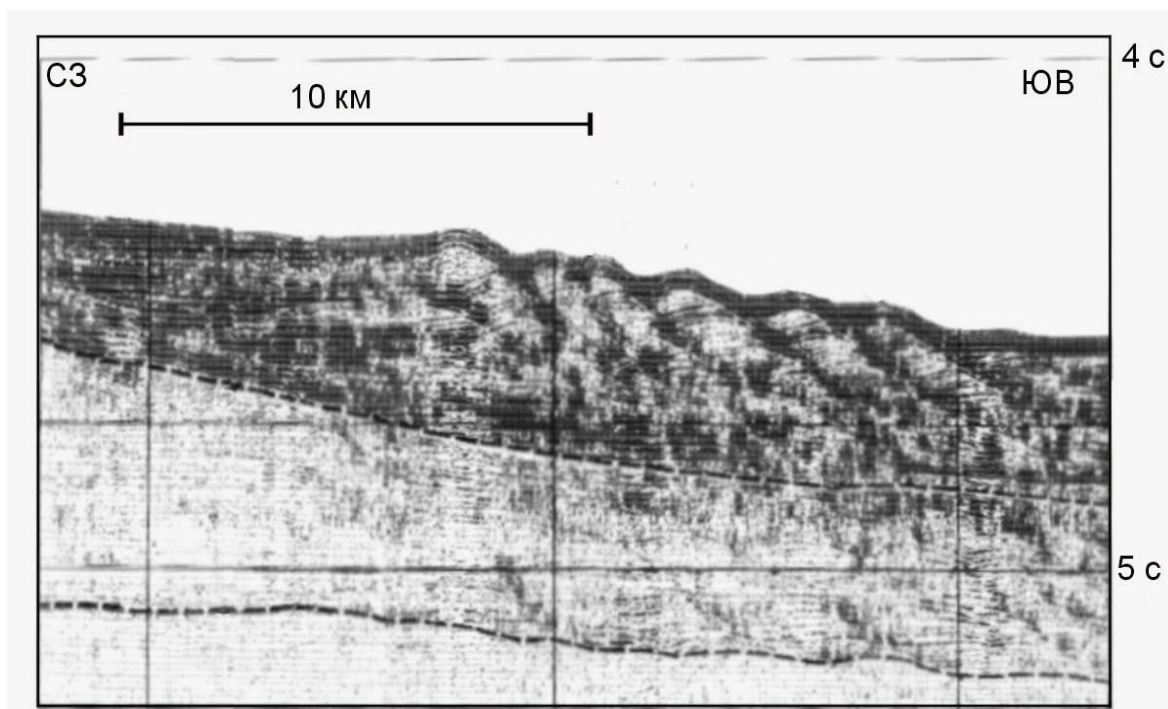


Рис.9.9. Фрагмент сейсмического разреза с записью типа «бегущая волна», полученный в юго-западной части Берингова моря у подножия континентального склона Восточной Камчатки (Селиверстов, 1987).

Аккумулятивные хребты (валы) – наиболее грандиозные сооружения, создаваемые глубинными течениями. Их длина достигает сотен километров, ширина – десятков километров, а высота над дном прилегающих котловин может достигать первых километров. Аккумулятивные хребты образуются параллельно глубинным течениям, но не под их осевой частью, а по периферии потока. Если течение не подпруживается крутым рельефом, взаимодействие между течением и соседней с ним спокойной водой может происходить по обеим сторонам, что приводит к образованию спаренных хребтов. Эти огромные аккумулятивные тела имеют значительный возраст, как правило, порядка 10 млн. лет и более. Наиболее крупные аккумулятивные хребты находятся в Северной Атлантике. Это аккумулятивные хребты (валы) Фени, Гардар, Эрик, Хаттон и др., сформированные арктическими водами Западного пограничного течения Атлантики при участии течения Гольфстрим, которое в этом районе охватывает большие глубины. Аккумулятивные хребты сложены в основном терригенным материалом алевритопелитовой размерности с участием орга-

генной составляющей (раковины диатомей, фораминифер, радиолярий и т.п.) такого же размера. Реже встречаются прослойки псаммитового материала.

9.2. Органогенные осадки

Органогенными (биогенными) называются осадки, сложенные остатками морских организмов. Хотя морские растения и животные невероятно разнообразны, лишь немногие группы имеют твердые части, сохраняющиеся в осадках.

Самыми широко распространенными биогенными осадками современного океана являются *планктоногенные* илы. Планктоногенными илами называются пелагические осадки, состоящие не менее чем на 30 % из скелетных остатков пелагических организмов; остальная их часть представлена глинистыми минералами. Карбонатные, или известковые илы содержат раковины планктонных организмов из карбоната кальция (CaCO_3), кремнистые илы – из кремнезема (SiO_2). Далее илы подразделяются в зависимости от слагающих их остатков организмов. Среди карбонатных илов это *фораминиферовые, кокколитофоридовые* и *птероподовые*. Среди кремнистых – *диатомовые* и *радиоляриевые* илы.

Значительную роль в формировании карбонатных осадков играют также бентосные организмы, прежде всего – *мадрепоровые (каменистые) кораллы*, рост которых приводит к образованию коралловых рифов.

Классификация органогенных осадков по составу скелета, видам организмов и их размеру приведены в табл.9.3.

Таблица 9.3

Классификация органогенных осадков

<i>Состав</i>	<i>Вид илов</i>	<i>Размер частиц</i>
Карбонатные планктоногенные	фораминиферовые	песчано-алевритовый
	кокколитофоритовые	пелитовый
	птероподовые	аморфный арагонит
Кремнистые планктоногенные	диатомовые	алеврито-пелитовый, пелитовый
	радиоляриевые	алеврито-пелитовый, пелитовый
<i>Типы построек</i>		
Карбонатные бентосные (коралловые рифы)	береговые, барьерные, кольцевые	

Интенсивность планктоногенного осадконакопления во многом контролируется динамикой океаносферы. Фитопланктон, являющийся первичным звеном в пищевой цепи всех других морских организмов, обитает в поверхностной, пелагической зоне океана. Эта зона обеднена питательными веществами за счет потребления его фитопланктоном, в то же время глубинные воды содержат большое количество необходимых фитопланктону веществ. Но их притоку в поверхностную зону препятствует постоянный термоклин. В экваториях, где термоклин становится неустойчивым или вообще исчезает, питательные вещества обогащают поверхностные слои океана и способствуют пышному расцвету фитопланктона и других видов морских организмов, и, соответственно, интенсивному органи-

генному осадконакоплению. К таким акваториям относятся районы проявления апвеллинга и океанской дивергенции, приуроченные в основном, к периферийным зонам океанских бассейнов, а также к экваториальной зоне. В центральных тропических зонах океана стратификация водной толщи, включая зону термоклина, как правило, остается стабильной. Поэтому такие районы отличаются минимальной биологической продуктивностью и самыми медленными скоростями органогенного осадконакопления.

Наиболее важным фактором, контролирующим распределение и характер органогенных осадков, являются условия сохранности биогенного материала. Подавляющее большинство продуцируемого в поверхностных водах Мирового океана биогенного материала растворяется еще не достигнув дна. Растворение кремнезема происходит главным образом в сильно недонасыщенных им поверхностных водах. Растворимость кремнезема уменьшается с понижением температуры и увеличением давления. Хотя воды океана повсеместно недонасыщены кремнеземом, степень недонасыщения глубинных вод меньше (рис.9.10). Напротив, растворимость карбонатов увеличивается с глубиной, так как придонные воды более недонасыщены по отношению к карбонату кальция.

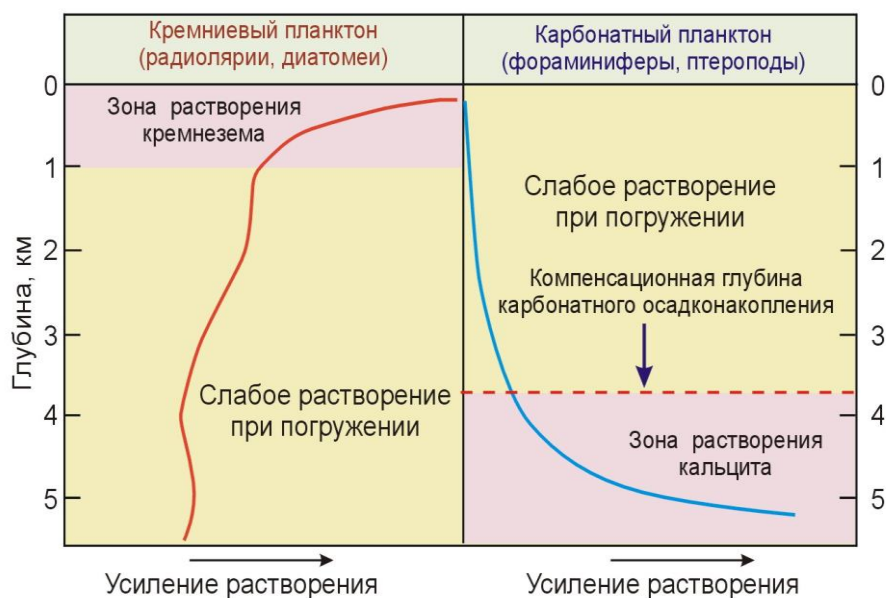


Рис.9.10. Профили растворения кремнистых и карбонатных микрофоссилий по результатам натуральных наблюдений (Berger et al., 1975).

Условия для сохранения хотя бы небольшой части кремнивого планктона от растворения в поверхностных водах создаются в районах с его высокой продуктивностью, где большое количество кремнивого планктона повышает концентрацию кремнезема в поверхностных водах и уменьшает его растворимость. Таким образом, биогенные кремнистые осадки отражают биологическую продуктивность поверхностных вод.

Биогенные известковые осадки отражают сохранность карбоната кальция на глубине. Поверхностные воды, как правило, насыщены по отношению к карбонату кальция, и он не растворяется в верхней части водной толщи сразу после гибели организмов. Но по мере увеличения глубины насыщенность вод карбонатом кальция исчезает и растворимость увеличивается. Усиление растворимости карбоната кальция с глубиной – основной фактор, контролирующей его распространение на дне, почти не зависящий от продуктивности поверхностных вод.

Существуют определенные различия между океанами в соотношении кремнистых и карбонатных осадков. В Атлантике преобладают карбонатные илы, в Тихом океане – кремнистые илы, а в Индийском океане распространены и те, и другие. Сохранность кремнистых и карбонатных осадков в каждом океане определяется различиями состава вод и средних глубин между океанами, а также различиями в придонной циркуляции, которая контролирует как растворение, так и продуктивность (через апвеллинг) всего океана.

Известковые илы

Известковые илы покрывают около 50% площади дна Мирового океана. На их долю приходится около 67% всего CaCO_3 , содержащегося в донных осадках океанов. На долю мелководных карбонатных отложений современных рифов и континентальных шельфов приходится около 9%, а на долю осадков на континентальных склонах – около 24% общего содержания CaCO_3 в донных осадках.

Известковые илы отсутствуют на больших глубинах, они образуются лишь на относительно возвышенных участках дна, находящихся выше некоторой глубины, называемой *компенсационной глубиной карбонатного осадконакопления (КГл)*. Эта глубина, на которой скорость поступления CaCO_3 в осадки уравнивается его растворением.

Положение КГл в разных районах Мирового океана различно и зависит от температуры глубинных вод, содержания в них углекислого газа, а также от продуктивности известкового планктона в поверхностных водах. Оно колеблется в широких пределах, от менее чем 3000 м до 5500 м. Но на большей части Мирового океана КГл обычно заключена в пределах 4000 – 5000 м, т.е. приблизительно посередине между вершинами срединно-океанских хребтов и глубочайших океанских котловин. В Тихом океане КГл находится на глубинах 4000 – 4500 м, в Атлантическом несколько глубже, примерно на глубинах 5000 м и более. Схема глубины залегания КГл в Мировом океане приведена на рис.9.11.



Рис.9.11. Положение компенсационной глубины карбонатного осадконакопления (КГл) в Мировом океане (по Berger and Winterer, 1974).

Компенсационная глубина карбонатного осадконакопления и рельеф дна являются главными факторами, контролирующими распределение этих осадков на дне Мирового океана. Так, Атлантический океан, где КГл достигает максимальных значений, отличается максимальными содержаниями карбонатных отложений, а северная часть Тихого океана, где значения КГл существенно меньше, характеризуется минимальным содержанием CaCO_3 в донных отложениях (рис.9.12).

Не меньшую роль в распределении карбонатных осадков играет и рельеф дна. Из рис.9.11 и 9.12 видно, что среди районов с большими значениями КГл максимальным содержанием CaCO_3 выделяются возвышенные участки дна – срединно-океанские хребты и асейсмичные хребты.

Выше компенсационной глубины карбонатного осадконакопления выделяют также *критическую глубину карбонатного осадконакопления*, ниже которой содержание карбоната кальция в осадках не превышает 10%.

Еще на меньших глубинах находится линия раздела комплексов отложений с хорошей и плохой сохранностью остатков карбонатного планктона, называемая *лизоклином*. Различные виды карбонатного планктона существенно различаются по сохранности раковин, поэтому каждый вид характеризуется своим лизоклином: фораминиферовым, кокколитофоридовым, птероподовым.

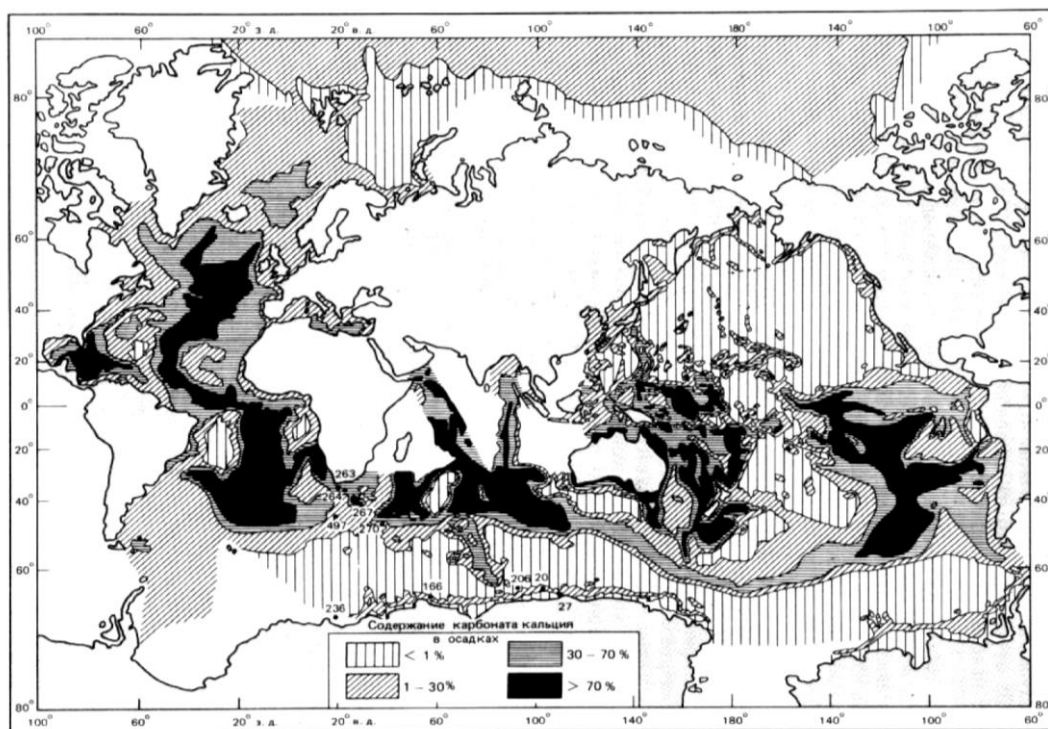


Рис.9.12. Распределение карбонатных осадков на дне Мирового океана (Lisitzin, 1971).

Фораминиферовые илы состоят, в основном, из раковинок планктонных фораминифер, которые, обычно, имеют размерность мелкого песка. Эти илы часто содержат в большом количестве и остатки более мелких представителей карбонатного планктона – кокколитофорид.

В *кокколитофоридовых (кокколитовых) илах* преобладают известковые нанофоссилии современного фитопланктонного семейства *кокколитофорид* и вымершей группы *дискоастеров*. Известковые нанофоссилии несколько более устойчивы к растворению, чем планктонные фораминиферы, они встречаются на больших глубинах, непосредственно над КГл. Кокколитофоридовые илы по размерности остатков организмов соответствуют пелитам или мелким алевроитам, хотя они часто содержат более крупные раковинки планктонных фораминифер.

Птероподовый ил состоит в основном из арагонитовых раковин птеропод и гетеропод, представляющих планктонных моллюсков. Их размеры достигают нескольких миллиметров, а иногда и первых сантиметров. Аморфный арагонит легче растворяется в морской воде, поэтому распространение птероподовых илов ограничено мелководными тропическими морями с глубинами менее 2500 – 3000м. Пересыщенные CaCO_3 воды мелководных тропических областей благоприятны для сохранения раковин птеропод. Птероподовые илы особенно богаты CaCO_3 (более 95%), поскольку большая часть первоначальной карбонатной фракции сохраняется в осадках.

Скорости накопления известковых илов в зависимости от района колеблются от 1 до 10 мм за 1000 лет. Карбонатные (а иногда и кремнистые) илы, образующиеся вблизи континентальных окраин, в значительной мере обогащены терригенной составляющей алевроитовой или алевроитопелитовой размерности. Такие илы называют *гемипелагическими*. Они

приурочены, в основном, к подножиям континентальных склонов, но могут встречаться и в других обстановках, в частности – в отложениях крупных аккумулятивных тел, созданных глубинными течениями (контуритов). По сравнению с органогенными илами, скорости накопления гемипелагических илов за счет терригенной составляющей значительно выше.

Кремнистые илы

Большая часть растворенного в водах океана кремнезема используется живыми организмами, в том числе некоторыми видами планктона, которые строят свои скелеты из гидратированного аморфного кремнезема – опала. К ним относятся диатомовые, радиолярии и силикофлагелляты.

После гибели планктонных кремнистых организмов их скелетные остатки опускаются сквозь водную толщу. По мере погружения большая часть кремнезема растворяется, и лишь небольшая его доля (от 1 до 10%) накапливается на дне. При концентрации биогенного кремнезема в осадках более 30% они называются *кремнистыми илами*. В зависимости от преобладания в составе кремнистых илов остатков диатомовых или радиолярий, различают *диатомовые* и *радиоляриевые илы*. Диатомовые илы типичны для высокоширотных областей и некоторых районов в пределах континентальных окраин. Радиоляриевые илы характерны для экваториальных районов океана.

Накопление биогенного кремнезема в осадках контролируется, в основном, океанологическими условиями. Существует четкая корреляция между продуктивностью кремнистого планктона и аккумуляцией кремнезема в донных осадках. Независимо от районов поступления растворенного кремнезема в океаны он накапливается в виде кремнистых илов только под богатыми питательными веществами высокопродуктивными поверхностными водами, которые приурочены, как правило, к зонам восходящих движений глубинных вод (зонам апвеллинга и океанской дивергенции).

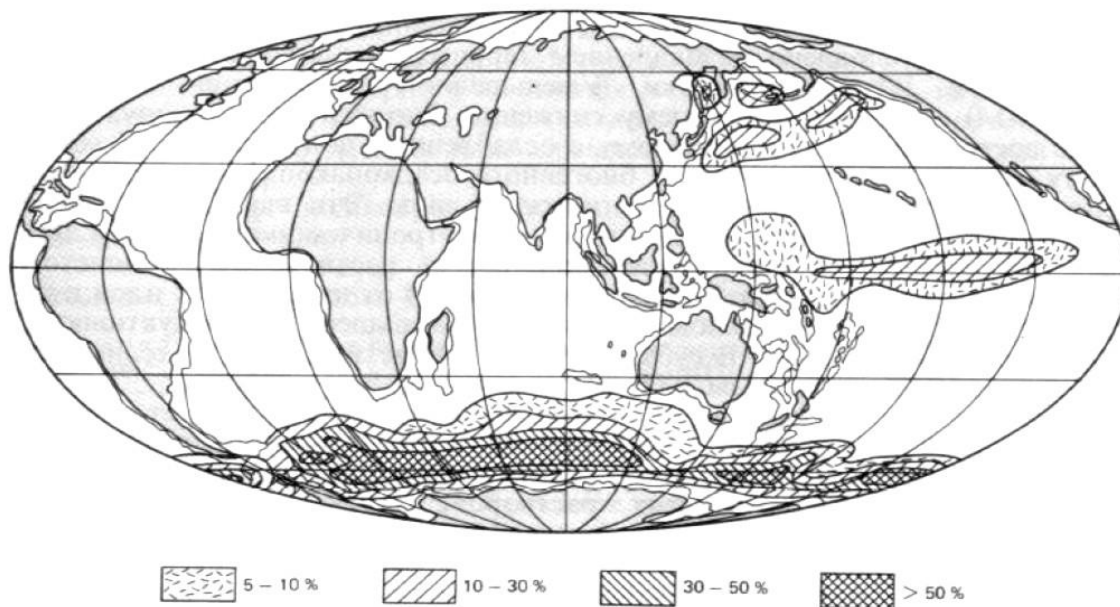


Рис.9.13. Распространение и процентное содержание биогенного кремнезема в поверхностном слое осадков Мирового океана в пересчете на бескарбонатное вещество (Calvert, 1974).

Главный пояс кремнистых осадков шириной 900 – 2000 км окружает Антарктиду (рис.9.13). В этом поясе накапливается более 75% всего океанского кремнезема, причем биогенный кремнезем, представленный главным образом диатомовыми илами, составляет около 70% осадка.

Кроме Антарктического пояса, важными районами биогенного кремненакопления являются высокие широты Северного полушария (северная часть Тихого океана, Берингово и Охотское моря), а также районы прибрежных апвеллингов.

В экваториальной зоне дивергенции Тихого океана происходит обширный подъем глубинных вод, вызывающий увеличение биологической продуктивности и усиленное накопление кремнистых радиоляриевых илов. Средние скорости накопления кремнистых осадков составляют, обычно, 4 – 5 мм за 1000 лет.

Бентогенные осадки

К бентогенным осадкам относятся органогенные рифы, обобщенно называемые *коралловыми рифами*, образующимися за счет кораллов и водорослей, извлекающих из морской воды CaCO_3 для построения своих скелетных частей. Фактически это коралловодородные рифы, в биоценоз которых входят также различные моллюски, бентосные фораминиферы, иглокожие. Роль различных организмов биоценоза коралловых рифов в накоплении карбонатного материала, по данным А.П. Лисицына, различна. На первом месте стоят известковые водоросли (30 – 50%), на втором – рифовые кораллы (10 – 30%), далее – различные моллюски (10 – 20%) и на четвертом – фораминиферы (1 – 10%).

Современные коралловые рифы распространены исключительно в тропических и субтропических водах Тихого, Атлантического и Индийского океанов, в Карибском море. Критическими температурами, при которых кораллы не развиваются, являются, с одной стороны, 18 – 19°C, с другой – 34 – 35°C. Наилучшие условия для развития биоценоза коралловых рифов наблюдаются при среднегодовой температуре воды 23 – 25 °C. Нижний предел глубины для большинства рифообразующих организмов 50 – 60 м. Максимальная биомасса сосредоточена в поверхностных слоях воды на глубине от 10 до 15 м, особенно это касается водорослей, для фотосинтеза которых требуется много света. Для развития коралловых рифов важны также прозрачность морской воды, насыщенной кислородом и известью, и нормальная или близкая к нормальной соленость (30 – 38 ‰).

Типы рифов. Выделяется несколько типов коралловых рифов.

1. *Окаймляющие, или береговые, рифы*, которые формируются у берега и часто бывают соединены с суши материков или островов.

2. *Барьерные*, отделенные от коренного берега материка или острова коралловыми лагунами. Мощность такого рифа может существенно превышать мощность окаймляющих рифов. Это связано главным образом с тектоническим прогибанием территории при условии успевающего за ним процесса роста коралловых построек.



Рис.9.14. Схематический разрез Большого Барьерного рифа (Короновский, Якушова, 1991):

1 – рифы; 2 – осадки лагун.

Ярким примером барьерных рифов является Большой Барьерный риф, протягивающийся вдоль северо-восточного берега Австралии почти на 2 тыс. км при средней ширине 150 км и мощности (по данным бурения) до 150 м. Он отделяется от материка лагуной относительно небольшой глубины, в пределах которой формируются *внутрилагунные береговые барьерные рифы* (рис. 9.14). В тропическом поясе юго-западной части Тихого океана мно-

гие вулканические острова полностью или частично окаймлены барьерными рифами, отделенными от островов лагунами.

3. *Атоллы*, к которым относятся кольцеобразные коралловые рифы, имеющие наибольшее распространение в Тихом и Индийском океанах. По данным Ч. Дарвина, подтвержденным последующими исследованиями, большинство атоллов можно считать разновидностью кольцевых барьерных рифов, в которых вулканические острова в результате медленных тектонических движений опустились, и на их месте образовались лагуны, соединяющиеся с открытым морем узким каналом. В лагунах атоллов и в прилегающих частях ложа океана происходит накопление карбонатных осадков, представляющих обломки и тонкий детрит (лат. «детритус» – истертый) различных карбонатных организмов – водорослей, кораллов, раковин фораминифер и моллюсков. Местами наблюдаются примеси терригенного, а иногда и вулканогенного материала.

В океанах и морях местами развиты ракушечные осадки – это мелководные известковые морские осадки – *ракушечники*, представляющие собой скопления целых или раздробленных раковин моллюсков и других организмов с карбонатным скелетом. Их гранулометрический состав зависит от размеров раковин и степени их сохранности. Наибольшее развитие карбонатные ракушечные осадки имеют в пределах шельфовых зон аридных областей. Этому способствуют малое поступление с суши терригенного материала и достаточно высокая температура воды, обеспечивающая сохранность известковых раковин. В более холодных водах океана ракушечные осадки встречаются в виде отдельных относительно небольших пятен и только там, где наблюдается наибольшая биомасса моллюсков.

9.3. Хемогенные осадки

Хемогенные осадки образуются путем выпадения в осадок различных минералов из пересыщенных растворов в водной толще, на дне океана или внутри осадочной толщи. В последнем случае их называют *аутигенными* (образовавшимися на месте) осадками. Хемогенные осадки весьма разнообразны по минеральному составу и условиям образования. Это металлоносные осадки, образующиеся в осевых зонах срединно-океанских хребтов, небольшие карбонатные конкреции – оолиты, образующиеся в прибрежной зоне тропических морей, эвапоритовые толщи, фосфоритовые и железомарганцевые конкреции, глауконитовые пески и др. Рассмотрим основные их виды.

Металлоносные осадки

К металлоносным осадкам относятся неконсолидированные осадки с высокими (более 10%) содержаниями соединений железа, марганца и других металлов. При их содержании более 30%, осадки называются рудоносными.

К настоящему времени установлено, что основная часть металлоносных осадков образуется в осевых зонах срединно-океанских хребтов в результате деятельности высокотемпературных гидротермальных систем (рис.9.15). Из жерл высокотемпературных гидротерм, так называемых «черных курильщиков», в морскую воду поступают горячие растворы, содержащие в растворенном виде различные химические вещества, в том числе и соединения металлов. При контакте с холодными морскими водами эти соединения выпадают в осадок в виде взвеси и постепенно осаждаются на дно вместе с другими, как правило, органическими осадками. Гидротермальные постройки «черных курильщиков», сложенные массивными сульфидами, со временем разрушаются. В окрестностях гидротермальной системы, таким образом, постепенно формируется слой металлоносных осадков, залегающий на базальтах молодого океанического дна в виде обширных полей.

Наиболее крупное (около 10 млн. км²) поле металлоносных осадков выявлено в пределах осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. В Индийском океане крупные поля металлоносных осадков развиты в его северо-западной части, в районе «точки тройного сочленения» Африканской, Индо-Австралийской и Антарктической литосферных плит.

Обнаружены металлоносные осадки также на Срединно-Атлантическом хребте, в Новогвинейском море, в рифте Красного моря, в Калифорнийском заливе и других районах Мирового океана.

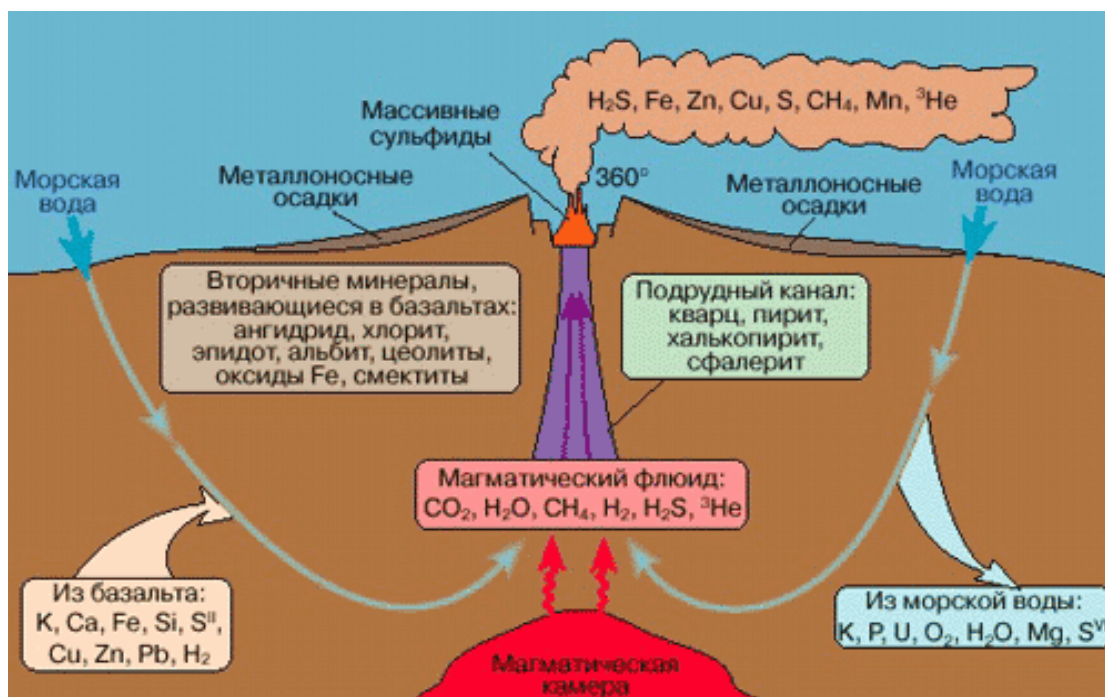


Рис.9.15. Схема геохимических процессов в гидротермальной системе срединно-океанского хребта (Короновский, 1999).

Металлоносные осадки представляют собой пелагические илы, обогащенные в различной степени рудным веществом, поступающим в илы при разносе океанскими водами рудной взвеси из гидротермальных построек.

Рудное вещество в металлоносных осадках представлено коллоидными или плохо выраженными минералами Fe и Mn. Шире всего распространены тонкодисперсные частицы гидрооксидов Fe и Mn, встречаются также сульфиды Fe, Cu и Zn. Диаметр частиц не превышает обычно 3 – 5 мкм.

Железомарганцевые конкреции

Железомарганцевые конкреции, распространены главным образом в глубоководных частях океанов, но встречаются местами и в пределах котловин окраинных и внутриконтинентальных морей. Наибольшее их скопление наблюдается в Тихом океане, где встречаются участки дна, на 30 – 50, иногда до 90% покрытые конкрециями и напоминающие булыжную мостовую.

Чаще всего железомарганцевые конкреции находятся в областях распространения «красных» глубоководных глин (рис.9.16), но встречаются также и в пределах фораминиферовых и других осадков. Они представляют собой неправильной формы стяжения различной размерности, чаще 2 - 5 см в поперечнике, местами свыше 5 - 10 см.

В образовании железомарганцевых конкреций намечаются два возможных механизма:

- 1) поступление с растворенным стоком рек гидратированных окислов железа и марганца, выпадающих из взвеси на дно океана и в какой-то степени преобразующихся в самом верхнем слое осадков (седиментационный тип);
- 2) на более поздней стадии при преобразовании осадков в горные породы, в процессе которого происходят перемещение элементов из восстановительного слоя в верхний окислительный и стяжение их в виде конкреций на границе наддонная вода – осадок. При этом

существенную роль играют бактерии. Возможно, что образование конкреций начинается в процессе седиментации и продолжается во время диагенеза.

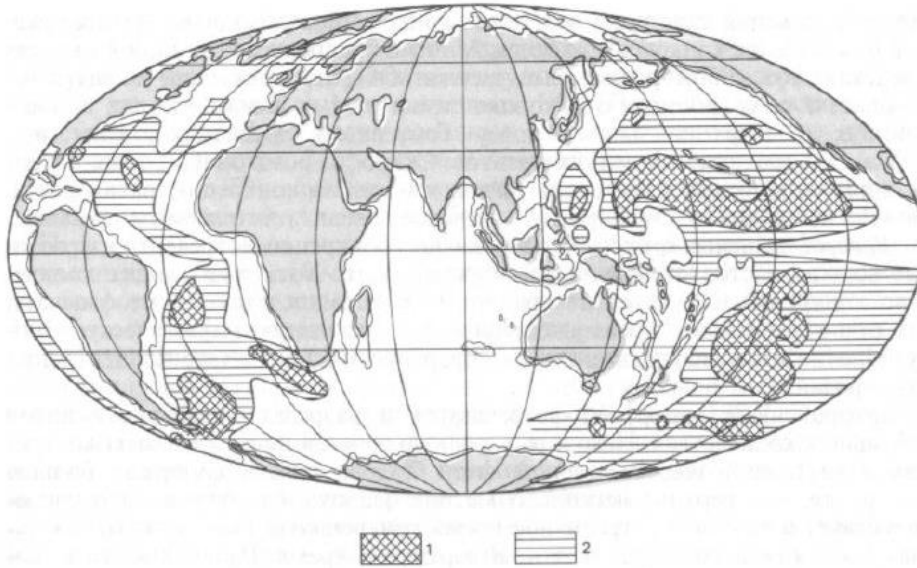


Рис.9.16. Распространение железомарганцевых конкреций на дне Тихого и Атлантического океанов (Cronan, 1977).

- 1 – плотное покрытие дна конкрециями, местами более 90%;
2 – конкреции встречаются часто, но распределены неравномерно.

В железомарганцевых конкрециях наибольшее практическое значение имеют Mn, Fe, Co, Ni, Cu. Запасы железомарганцевых конкреций исчисляются во многие сотни млрд. тонн. В настоящее время предпринимаются попытки их добычи со дна океана.

Фосфориты

Фосфориты образуются в виде конкреций и пластов на глубинах в зоне шельфа и прилегающей части континентального склона. У берегов Калифорнии они встречаются близ Сан-Диего на глубинах от 100 до 400 м, а близ южной оконечности Африки – на глубинах более 1000 м. Наиболее благоприятны условия для образования фосфоритов в зонах дивергенции и подъема глубинных вод, обогащенных фосфором.

В отношении происхождения пластовых фосфоритов не исключается возможность образования их в стадию диагенеза, путем сложного замещения (метасоматоза) CaCO_3 фосфорными соединениями. В современных известковых осадках иногда удается проследить постепенное замещение карбонатов фосфатами.

Эвапориты

Эвапориты – это хемогенные осадки засоленных лагун и заливов, которые образуются в аридных областях, где наблюдается интенсивное испарение, приводящее к полному насыщению вод солями. Типичным примером современной лагуны с соленакоплением служит залив Кара-Богаз-Гол, соленость вод которого почти в 20 раз превышает минерализацию вод Каспийского моря вследствие отсутствия поступления пресной воды. Воды же Каспия, поступающие через перегораживающий подводный порог, быстро испаряются. В результате из пересыщенного раствора происходит выпадение солей – мирабилита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), астраханита и др. При уменьшении поступления воды из Каспия начинает выпадать галит (NaCl).

В истории геологического развития имели место крупные солеродные морские бассейны, в которых в условиях аридного климата сформировались мощные толщи солей, находящиеся сейчас на разных глубинах (Ангаро-Ленский, Волго-Уральско-Прикаспийский и др.).

Глауконитовые осадки

К *глауконитовым осадкам* относятся зеленые мелко-тонкопесчаные, местами песчано-алевритовые осадки со значительным содержанием минерала глауконита (водного алюмосиликата) оливково-зеленого цвета. Наибольшее количество глауконитовых песков и илов встречается на шельфах и в верхней части континентального склона, на глубинах от 100 до 500 – 1000 м (местами до 2000 м). В более глубоководных осадках глауконит встречается в виде незначительной примеси.

Глауконит образуется в результате подводного выветривания и разложения на дне моря алюмосиликатных частиц, вулканического стекла или выпадает в морской воде в виде геля из коллоидных растворов, приносимых с суши. К глауконитовым пескам в большинстве случаев приурочены фосфоритовые конкреции, как в современных осадках, так и в более древних отложениях.

Оолиты

Оолитовые хомогенные карбонатные осадки образуются только в аридных зонах при температуре вод от 25 до 30 °С при значительном пресыщении CaCO_3 и в условиях мелководья до глубин не более 20 м. В этой среде обильная растительность поглощает большое количество углекислого газа, что нарушает карбонатное равновесие, вызывает пресыщенность воды CaCO_3 и его выпадение в осадок.

Карбонат кальция выпадает в виде мелких концентрического строения шариков (конкреций) размером до 2 мм, называемых *оолитами*. Оолитовые осадки встречаются на Большой Багамской банке, у берегов Флориды, у берегов Каспия, в Красном море в Персидском заливе и в других мелководных частях морей аридных зон, где невелико поступление терригенного материала. Местами карбонат кальция накапливается в виде мелкого известкового ила песчано-алевритовой размерности.

9.4. Полигенные осадки

К *полигенным осадкам* относится «красная» глубоководная глина коричневого цвета различных оттенков, занимающая, по данным А.П. Лисицына, свыше 35 - 50% площади дна Тихого океана и приблизительно около 25 – 30 % – Атлантического и Индийского. Она состоит из наиболее тонких частиц. Содержание пелитовой фракции в ней нередко достигает 95 – 98 %, при этом на долю наиболее тонких субколлоидных фракций (<0,005 мм) приходится до 70 – 75%.

Распространение типичных красных глин приурочено к наиболее глубоким частям океана, ниже компенсационной глубины карбонатного осадконакопления, и к удаленным от континентов частям океана. Содержание в них CaCO_3 обычно меньше 1%, редко до 3% и только при переходе к фораминиферовым илам возрастает до 10%. Также невелико в них количество биогенного кремнистого материала, которое несколько увеличивается в экваториальных районах океана за счет примеси радиолярий и теплолюбивых диатомей.

В составе красных глин участвует осадочный материал различного генезиса:

- 1) нерастворимый материал, входящий в раковины фораминифер; А.П. Лисицын приводит в подтверждение этого результаты лабораторных исследований – получение красной глины путем растворения фораминиферовых илов;
- 2) вулканогенный пепловый материал дальнего разноса;
- 3) тонкодисперсные частицы терригенного материала, приносимые течениями, достигающие удаленных частей океана и медленно оседающие на дно;
- 4) пылевые частицы эолового разноса;
- 5) метеорная пыль (включения шариков никелистого железа);
- 6) биогенный материал – зубы акул, реже слуховые косточки китов и др.;

7) обычный компонент «красных» глин – аутигенный глубоководный минерал из группы цеолитов (водных алюмосиликатов).

Скорости полигенного осадконакопления крайне низкие, 0.1 – 1 мм за 1000 лет.

9.5. Вулканогенные осадки

Вулканогенные осадки состоят из вулканогенного материала (лавового и пирокластического), встречаются в виде широких ареалов вокруг островных и подводных вулканов, расположение которых определяется тектонической активностью территорий. Наибольшее значение в вулканогенном осадкообразовании имеет пирокластический материал. Местами глубоководные илы состоят из тончайшего пеплового материала мелкоалевритовой и даже алевритопелитовой размерности.

Помимо образования вулканогенных осадков вокруг очагов вулканизма, пирокластический материал образует примеси или прослой в различных генетических типах морских осадков. Известно, что пепловый материал при крупнейших извержениях типа Кракатау распространяется на огромные пространства и встречается в заметных количествах в донных морских осадках на расстоянии нескольких сотен километров. Шире всего вулканогенные осадки распространены в Тихом океане, окруженном «огненным» кольцом действующих вулканов и имеющем значительное число подводных вулканов, а также в северо-восточной части Индийского океана. Установлено, что максимальное количество пепловых прослоев в осадочном чехле Тихого океана содержится в самой верхней его части, образованной в плиоцен-четвертичное время. Этот факт рассматривается как свидетельство чрезвычайно высокой эксплозивной активности вулканов по обрамлению Тихого океана в плиоцен-четвертичное время.

9.6. Превращение осадков в горную породу

По мере накопления толщи осадков в ней происходят процессы постепенного преобразования, которые в конечном итоге превращают осадки в горные породы. Эти процессы контролируются литостатическим давлением и температурой внутри осадочной толщи, т.е. зависят от ее мощности и регионального теплового потока. В процессе перехода осадков в горную породу, в зависимости от давлений и температур, выделяют три стадии: диагенез, при котором формируется литофицированная порода, и дальнейшие стадии ее преобразования – катагенез и метагенез.

Диагенез

Под *диагенезом* понимается изменение осадков, их перерождение и превращение в осадочные горные породы. Осадки Мирового океана образуются в различных климатических и гидродинамических условиях. Первичный рыхлый морской осадок в большинстве случаев представляет собой многокомпонентную систему, в состав которой могут входить: иловые частицы; химически осажденные соединения; органические вещества; реликтовые (остаточные) воды, заполняющие поры. В целом морской осадок является разнородной смесью реакционноспособных соединений. При этом равновесие отсутствует как между разнородными частицами осадка, так и у частиц осадка с придонными водами океана.

Уже в самой начальной стадии существования осадка начинается взаимодействие отдельных его частей друг с другом, с остаточными иловыми водами и средой их накопления. По данным Н.М. Страхова, в преобразовании осадков в горные породы участвуют многие факторы (рис.9.17).

1. Высокая влажность осадков, имеющая огромное значение в перераспределении отдельных элементов в осадке и обуславливающая диффузное перемещение вещества в вертикальном и горизонтальном направлениях, что способствует взаимодействию различных составляющих и образованию новых диагенетических минералов.

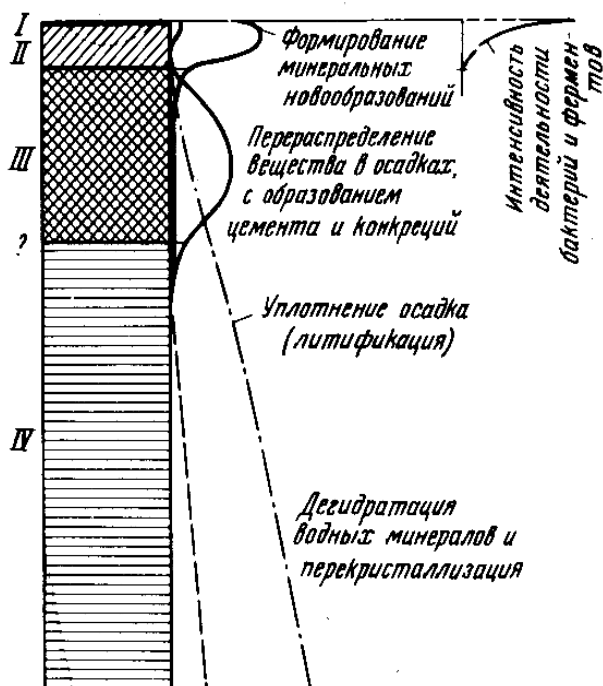


Рис.9.17. Схема диагенеза (по Н.М. Страхову)

океанской воды вызывает обмен веществ между ними. При большой концентрации некоторых веществ в иловых водах, в осадке образуются новые диагенетические минералы.

4. Органическое вещество, большое скопление которого в осадке вызывает дефицит кислорода, появление углекислого газа и сероводорода, т.е. создает восстановительные условия.

5. Окислительно-восстановительный потенциал зависит от содержания органического вещества и от гранулометрического состава осадка. В мелководных зонах, где преобладают хорошо водопроницаемые пески с отсутствием или ничтожным содержанием органического вещества, создаются окислительные условия среды, наблюдающиеся и в глубине осадка. В этом случае возможны единичные новообразования гидроксидов железа или бурых корок вокруг зерен песка. В более глубоководных тонких илах, богатых органическим веществом и бактериями, окислительные или нейтральные условия создаются лишь в самой верхней части осадка мощностью около 10 – 15 см, с которой связано образование гидроксидов железа и марганца, ниже располагается восстановительная зона, где возможно образование серного колчедана (пирита).

К главным изменениям осадков при диагенезе могут быть отнесены:

1. *Обезвоживание и уплотнение*, возникающие под давлением вышележащих слоев осадка. На рис. 9.18 приведена диаграмма, иллюстрирующая изменения пористости и объемной плотности глин по мере увеличения литостатического давления (глубины их погружения).

2. *Цементация*, происходящая из-за наличия различных химических соединений, заполняющих поры и пустоты и цементирующих частицы осадка. Цементирующими веществами чаще всего являются кремнезем, оксиды железа, карбонаты и другие, что в ряде случаев находит отражение в названиях горных пород, например, железистый песчаник, известковистый песчаник и т. п.

2. Наличие многочисленных бактерий, главная масса которых сосредоточена в верхних первых сантиметрах осадков. Бактерии играют различную роль в преобразовании вещества. В одних случаях они разлагают углеводороды и органические соединения, создают новые реактивы и изменяют химизм среды. В результате деятельности различных бактерий происходят сложные процессы – окисление закисных соединений и чаще, наоборот, перевод окисных соединений в закисные. В других случаях бактерии служат главным источником накопления органического вещества в верхней части слоя.

3. Иловые растворы воды, пропитывающие осадок, существенно отличаются от состава наддонной воды океана более высокой минерализацией, уменьшенным содержанием сульфат-иона, присутствием железа, марганца и других элементов. Различие состава иловых растворов и придонной

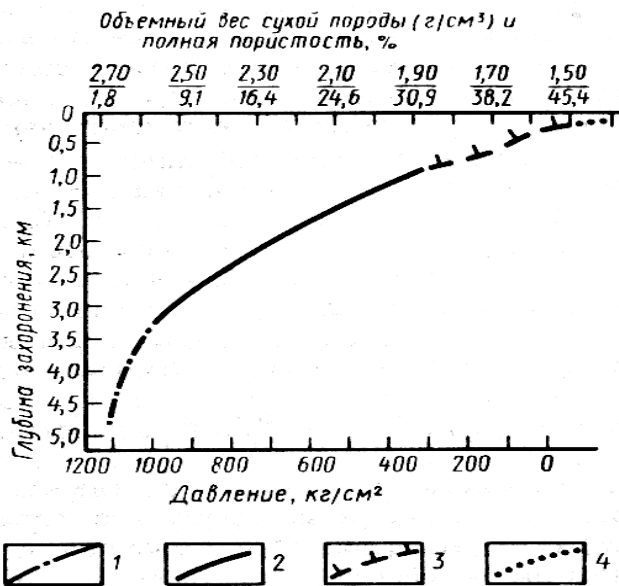


Рис. 9.18. Диаграмма изменения пористости и объемной массы глин в зависимости от глубины их погружения (по Н.Б. Вассоевичу):

- 1 — стадия весьма сильно затрудненного уплотнения;
- 2 — стадия сильно затрудненного уплотнения;
- 3 — стадия затрудненного уплотнения;
- 4 — стадия свободного уплотнения.

ров. При значительной концентрации фосфорных, железистых и других конкреций они становятся объектом промышленных разработок.

На стадии диагенеза в осадках могут происходить и другие физико-химические процессы, среди которых следует отметить процесс образования газовых гидратов. Поверхностный слой осадков при глубине дна более нескольких сот метров по условиям давлений и температур попадает в зону гидратообразования, т.е. в условия, при которых газообразный метан (CH₄) взаимодействуя с морской водой образует кристаллические формы типа льда — гидраты метана.

3. Кристаллизация и перекристаллизация, особенно проявляющиеся в мелкозернистых и иловых хемогенных и органогенных осадках, состоящих из легко растворимых минералов. Это может приводить к переходу опала в халцедон, а затем кварц. Из аморфных гелей образуются кристаллические формы глинистых и других минералов. Очень быстрая кристаллизация характерна для органической основы коралловых рифов, преобразующейся в кристаллические известняки.

4. Образование конкреций. В процессе диагенеза формируются различные новообразования, отличающиеся друг от друга по составу и форме нахождения. Некоторые из них бывают рассеяны по всей толще осадка, например — глауконит, пирит, сидерит и другие минералы. Но часто новообразования концентрируются вокруг каких-либо центров и образуют конкреции шаровидной, почковидной, лапчатой, вытянутой формы. Размеры их от нескольких миллиметров до больших конкреционных линз, протягивающихся на несколько мет-

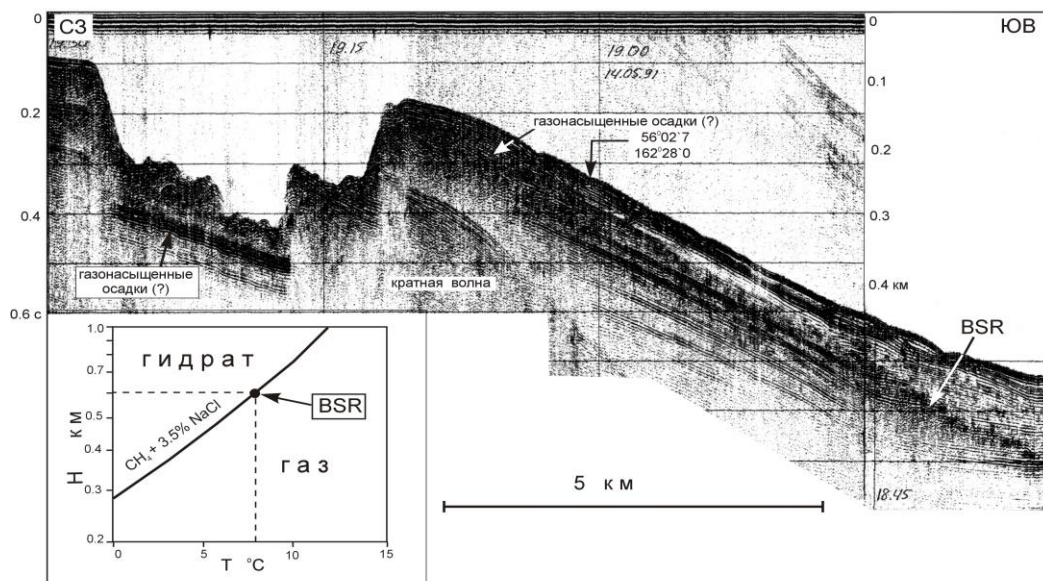


Рис. 9.19. Сейсмический разрез, полученный в северной части Камчатского залива, с записью границы типа BSR. В нижней части рисунка представлена диаграмма P-T условий фазового перехода метана в газовый гидрат (Селиверстов, 2009).

Процессы гидратообразования развиваются в самом верхнем (0 – 200 м) слое осадков при условии достаточно интенсивного поступления метана из ниже залегающей осадочной толщи. В этом случае образующиеся гидраты метана «бронируют» верхний слой осадков и делают его непроницаемым для восходящих потоков газообразного метана. В результате, метан скапливается под подошвой зоны гидратообразования и в осадках формируется отражающая граница типа BSR (Bottom Simulation Reflector – контролируемое дном отражение), положение которой в разрезе осадков действительно зависит от глубины дна, но, кроме того, зависит также от геотермического градиента в осадочном чехле. На рис.9.19 приведен сейсмический разрез, полученный в Камчатском заливе, на котором зафиксирована отражающая граница типа BSR газгидратного происхождения.

Катагенез

По мере увеличения мощности осадков, давлений и температур на смену диагенезу приходят процессы более глубокого преобразования осадочных толщ, определяемых термином *катагенез*.

Под *катагенезом* понимаются процессы, протекающие при прогибании территории, когда осадочные горные породы оказываются погруженными на значительные глубины, где испытывают влияние повышенных давлений и температур, а также минерализованных подземных вод. Чем больше температура и давление вышележащих слоев, тем больше происходят уплотнение и изменение осадочных горных пород.

Особенно большое уплотнение наблюдается в глинах. При прогибании до 4.5 – 5.0 км пористость глин изменяется от 49 – 50% (изначальная) до 5% и менее (рис. 9.18) и они превращаются в аргиллиты. Высокие температура и давление, и наличие минерализованных вод способствуют процессам растворения, образованию новых вторичных минералов, частичной перекристаллизации вещества.

Некоторые процессы, свойственные катагенезу, в том числе образование аргиллитов, могут проявляться в морских осадках при более низких значениях давлений и температур, т.е. на стадии диагенеза. Так, в мощных толщах диатомовых илов, покрывающих хребты Ширшова и Бауэрс в Беринговом море, а также возвышенность Обручева (осадочное тело Мейджи), граница перехода диатомовых илов в аргиллиты залегает на глубине около 800 – 900 м под поверхностью дна, что подтверждено данными глубоководного бурения, и отчетливо фиксируется сейсмическими методами по наличию отражающих границ типа BSR. В отличие от аналогичных границ «газгидратной» природы, эти границы залегают на значительно больших глубинах. Пример такой записи на сейсмическом разрезе представлен на рис.9.20.

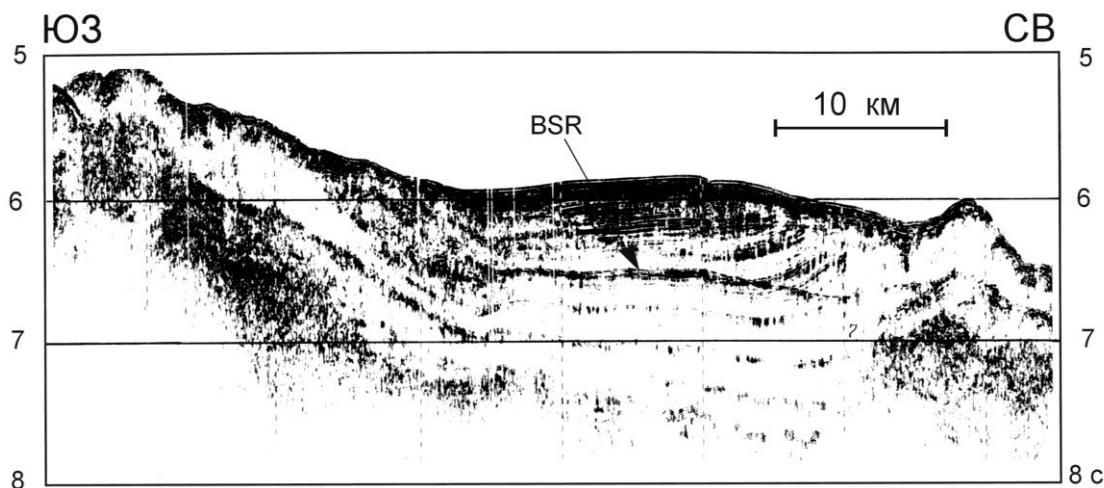


Рис.9.20. Фрагмент сейсмического разреза, полученного на западном склоне возвышенности Обручева с записью отражающей границы типа BSR, соответствующей границе раздела диатомовых глин и аргиллитов (Селиверстов, 1998).

Переход диатомовых илов в аргиллиты, обусловленный растворением раковинок диатомовых, сопровождается достаточно резким изменением физических свойств и формированием соответствующего отражающего горизонта. Поскольку этот переход контролируется не только давлением, но и температурой, граница перехода следует субпараллельно соответствующей изотерме, залегающей на определенной глубине от поверхности дна. При этом граница типа BSR может пересекать границы напластования осадочной толщи.

Существенные преобразования на стадии катагенеза претерпевает органическое вещество. В условиях катагенеза образуется каменный уголь высокой степени преобразования (углефикации), содержащий до 82 – 90% углерода, и антрацит – свыше 95% углерода. Со средними и поздними стадиями катагенеза Н.Б. Вассоевич и другие исследователи связывают образование нефти и газа за счет планктонных животных и растительных организмов. Некоторые углеводороды в рассеянном виде образуются из органического вещества еще в осадках на дне водоемов при их захоронении и последующем диагенезе.

Установлено, что больше всего микронепти находится в горных породах, формировавшихся в восстановительной обстановке и содержащих сапропелевое вещество. Такие породы, обогащенные сапропелевым веществом, называются *нефтематеринскими*. Это преимущественно глинистые и алевритоглинистые породы, местами мергелистые и др.

Образование собственно нефти и ее крупных скоплений возможно при значительном тектоническом прогибании земной коры, сопровождающемся накоплением новых мощных осадков, захороняющих прежние. В позднем катагенезе, когда нефтематеринские породы оказываются на глубинах 3 – 4 км, в условиях повышенных давлений и температур (80 – 150°) происходят *выжимание и миграция углеводородов* в хорошо проницаемые песчаные или трещиноватые горные породы, называемые *коллекторами*. Такая миграция происходит до встречи с водонепроницаемыми породами, под которыми при благоприятных условиях накапливается нефть, формируются залежи.

Места скопления нефти называются *ловушками*. Они могут возникать при различных условиях залегания горных пород: в свободной части антиклинальных складок, при моноклинальном залегании пород, в сводах диапировых структур и др. Углеводородные газы возникают из того же органического вещества, сопутствуя и завершая образование нефти. Они также мигрируют в коллекторе и накапливаются в ловушках.

Метагенез

Под метагенезом понимаются дальнейшие преобразования горных пород, близкие к начальным стадиям метаморфизма. Они протекают, когда горные породы оказываются на большей глубине и при более высоких температурах.

Метагенез происходит в глубоких прогибах при температуре 200 – 300 °С, при мощности осадочной толщи более 7 – 8 км, вызывающей высокое литостатическое давление и наличии минерализованных растворов. В этих условиях протекают процессы растворения, перекристаллизации, взаимодействия циркулирующих растворов и минералов. В результате происходит *метасоматоз* – процесс замещения одних минералов и горных пород другими. На стадии метагенеза образуются глинистые сланцы, кремнистые сланцы, кварцитовидные песчаники, мрамор и другие породы, характерные для начальной стадии метаморфизма.