

Глава 5. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ДИНАМИКА ВОД ОКЕАНА

Механизм и время формирования первичного океана на поверхности Земли до настоящего времени являются предметом дискуссий. Тем не менее, большинство исследователей склонны считать, что появление воды на поверхности Земли является результатом дегазации летучих (в том числе и воды) из вещества мантии и вещества метеоритов, интенсивно бомбардировавших Землю на ранних стадиях ее развития. В отношении истории формирования химического состава океанских вод мнения более однозначны.

Различают три стадии формирования солевой массы океана. На первой стадии воды первичного океана имели кислую реакцию, так как хлор, бром и фтор выделялись в виде сильных кислот: HCl , HBr и HF . Кислоты реагировали с ультраосновными и основными горными породами и в воду переходили щелочные, щелочноземельные и другие элементы. Таким образом, практически все анионы морской воды – продукты дегазации мантии, а катионы – продукты разрушения пород земной коры. В водах первичного океана отсутствовал сульфат-ион, что служит доказательством отсутствия в это время в океане и атмосфере кислорода.

Вторая стадия формирования химического состава вод океана связана с появлением на Земле фотосинтезирующих цианобактерий и водорослей. Выделение свободного кислорода в процессе фотосинтеза привело к изменению состава океана, а затем и атмосферы. Атмосфера стала азотно-кислородной. Соединения углерода были окислены до углекислого газа, который почти полностью был извлечен в процессе фотосинтеза. Сера и сероводород окислились, и в океане начал накапливаться сульфат-ион. Железо из двухвалентного перешло в трехвалентное состояние и, потеряв геохимическую подвижность, выпало в осадок (образовав железистые кварциты). Увеличилась подвижность кальция и магния.

После установления стабильного состава атмосферы наступила последняя, третья стадия (1.5 – 0.5 млрд. л. н.), во время которой солевой состав вод Мирового океана приблизился к современному.

5.1. Химический состав вод океана

Солевой состав

Соленость морской воды (S) измеряют в граммах растворенных солей в килограмме раствора (г/кг), что соответствует единицам измерения солености в промиллях (‰). В настоящее время средняя (нормальная) соленость вод Мирового океана составляет 35 ‰. Теоретически, в морской воде в растворенном состоянии должны находиться практически все химические элементы таблицы Менделеева. Однако, солевой состав морских вод определяется сравнительно небольшой группой элементов в виде катионов и анионов (табл.1).

Табл. 1. Ионный состав морской воды ($S=35$ ‰)

Катионы		Анионы	
	Кол-во г/кг		Кол-во г/кг
Na^+	10.8	Cl^-	19.3
Mg^{2+}	1.3	SO_4^{2-}	2.7
Ca^{2+}	0.4	HCO_3^-	0.14
K^+	0.4	Br^-	0.07
Sr^{2+}	0.008	F^-	0.0013

Все остальные элементы находятся в морской воде в очень небольших количествах. Их общее содержание не превышает 0.02%. К ним относятся элементы биогенного происхождения (C, H, N, P, Si, Fe, Mn) и микроэлементы (с концентрацией меньше $1/10^6$).

Подавляющую часть морской соли составляют хлориды. В этом состоит главное отличие морской воды от речной, в которой преобладают углекислые соли. В океане углекислые соли не могут накапливаться в растворенном виде выше определенного предела и осаждаются в виде карбоната кальция. Было установлено, что относительное содержание основных солей постоянно для всего океана. Постоянство солевого состава морской воды – главная закономерность в химии океана. При этом, концентрация растворенных солей, или соленость, может меняться значительно, например, от 10 г/кг в Балтийском море до 130 г/кг в лагунах Мексиканского залива.

Распределение солености в поверхностном слое океана (исключая моря) носит зональный характер. Наименьшие значения солености отмечаются в полярных районах, что обусловлено таянием льдов, а для Северного Ледовитого океана – еще и материковым стоком сибирских рек, а также в сравнительно узкой экваториальной зоне, что объясняется положительным пресным балансом (атмосферные осадки преобладают над испарением). Наибольшая соленость отмечается в субтропических зонах около 20° северной и южной широты (рис.5.1).

Неоднородность поля солености Мирового океана является результатом физических процессов. Наибольшее значение имеют испарение и выпадение осадков. В прибрежных районах важным фактором является речной сток. Зональное распределение солености нарушается течениями. Система Гольфстрима выносит воду с соленостью 35‰ в Норвежское море и в Арктику. Восточно-Гренландское и Лабрадорское течения значительно понижают соленость, перенося распресненную таянием льдов и осадками воду в более южные районы океана.

Изменение солености по вертикали значительно сложнее, чем на поверхности океана, и связано с распределением водных слоев в зависимости от плотности и температуры.

Растворенные газы и биогенные вещества

Газы попадают в океан в результате обмена с атмосферой, при подводной вулканической деятельности и в результате протекающих в морской воде химических и биологических процессов. Важнейшими газовыми составляющими вод океана являются кислород, углекислый газ, азот и сероводород.

Большая часть растительного мира океана – это микроскопические фитопланктонные организмы, которые в основном и являются первичной продукцией моря. На основе первичной продукции развиваются все другие морские организмы – бактерии, зоопланктон, рыбы, морские животные. Для развития фитопланктона, кроме энергии солнечного света, необходимы неорганические компоненты. В состав организмов входит до 60 химических элементов; однако 90-95% массы организмов состоит из шести элементов: углерода, кислорода, водорода, азота, фосфора и кремния. Соединения углерода, азота, фосфора, крем-

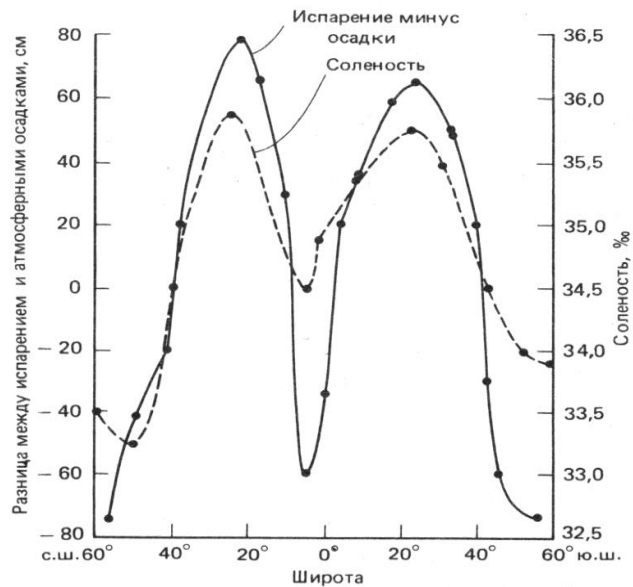


Рис.5.1. Дебит и соленость вод Мирового океана (Defant, 1961).

ния, которые необходимы для жизнедеятельности организмов, получили название биогенных веществ.

Кислород. Соотношение кислорода и азота в морской воде составляет приблизительно 1:2, в то время как в атмосфере оно равно 1:4, т. е. относительное содержание кислорода в морской воде повышено. Кислород в морской воде является подвижным и активным элементом. Наличие кислорода в воде обязательно для существования большинства организмов. Концентрация кислорода в океане колеблется в пределах до 10 мл/л. Основными источниками кислорода в морской воде являются: обмен с атмосферой и выделение его в результате фотосинтеза.

По величине концентрации кислорода водную толщу океана можно разделить на четыре зоны: поверхностная, промежуточная, глубинная и придонная. Поверхностная зона, в свою очередь, может быть подразделена на верхний слой, слой наибольшего фотосинтеза и нижний слой. Верхний слой (0—10 м) вследствие обмена с атмосферой почти всегда насыщен кислородом. Слой наибольшего фотосинтеза характеризуется пересыщением кислородом. Нижний слой характеризуется падением концентрации кислорода.

Промежуточная зона (слой кислородного минимума) меняет свое положение в разных частях океана от 100—300 до 1400—1600 м. В этой зоне происходит резкое падение температуры и содержания кислорода до величин порядка 0.5 мл/л.

Глубинная зона занимает основную часть водной толщи океана и характеризуется довольно высоким содержанием кислорода – до 5 мл/л. В глубинной зоне океана происходит перемещение богатых кислородом водных масс арктического и антарктического происхождения, которые были насыщены кислородом при низкой температуре, что и вызывает обогащение этой зоны. Даже в глубоководных впадинах (более 8 км) Тонга, Кермадек и Марианской содержание кислорода довольно высокое – около 4 мл/л.

Придонная зона занимает незначительную часть водной толщи океана и характеризуется низким содержанием кислорода.

Сезонное изменение кислорода наблюдается только в поверхностной зоне в средних и высоких широтах. Зимой концентрация кислорода возрастает вследствие увеличения растворимости газов при понижении температуры, несмотря на уменьшение роли фотосинтеза. Летом наблюдается понижение содержания кислорода, но иногда отмечаются вспышки цветения водорослей, которые создают перенасыщение кислородом отдельных участков поверхностной зоны.

Углекислый газ. Это соединение углерода обладает особыми физическими и химическими свойствами и встречается в природе в разнообразной форме и больших количествах. Гидросфера со своими биохимическими и геохимическими процессами оказывает огромное влияние на динамику CO_2 , на его содержание в атмосфере. Изменение концентрации CO_2 в атмосфере влияет на тепловой баланс земной поверхности, на химические свойства воды, на геологические явления и на климат.

В поверхностных слоях океана в процессе фотосинтеза растений происходит поглощение CO_2 . Эта потеря компенсируется растворением двуокиси углерода из атмосферы. На больших глубинах, где фотосинтез из-за недостатка света прекращается, идет образование CO_2 за счет разложения органического вещества. В верхнем 500-метровом слое окисляется в среднем до 87% первичной продукции. В донные осадки попадает 0.1% органического вещества, из которого только 0.0001 часть консервируется в осадках и идет на формирование углеводородов. Повышение концентрации CO_2 с глубиной вызывает увеличение растворимости карбоната кальция, поэтому известковые скелеты организмов, оседающие на дно, частично или полностью растворяются.

Запасы двуокиси углерода в океане поддерживаются поступлением из атмосферы, дыханием водных организмов, разложением органических остатков, растворением известковых

пород дна и берегов, поступлением при подводных вулканических извержениях и с материковым стоком. Уменьшение двуокси углерода вызывается переходом в атмосферу, потреблением фитопланктоном при фотосинтезе, осаждением в виде карбоната кальция на дно океана.

Азот. Среди газов, растворенных в морской воде, наибольшую концентрацию имеет азот. Однако ввиду химической инертности азот почти не участвует в процессах, протекающих в океане. Содержание растворенного азота в морской воде изменяется мало. В поверхностных слоях его относительное содержание всегда предельное. В поверхностной зоне океана азот частично усваивается в процессе фотосинтеза фитопланктоном, который, в свою очередь, служит основой питания зоопланктона. При разложении органического вещества зоопланктона происходит регенерация азота, часть которого вновь усваивается фитопланктоном.

Значительное количество азота в океане находится в виде соединений. Нитраты, являющиеся основной формой связанного азота в океане, представляют главный источник азотного питания организмов и конечный продукт минерализации органического вещества. Ниже зоны фотосинтеза концентрация нитратов быстро увеличивается, достигая максимума на 400 – 1000 м. Количество азота, которое попадает в донные осадки, мало.

Сероводород. Сероводород появляется в морской воде только в случае отсутствия кислорода. Образование сероводорода при биохимическом восстановлении сульфатов протекает при участии анаэробных бактерий. Другой источник поступления сероводорода – разложение органического вещества. Временное образование сероводорода отмечалось в Индийском и Атлантическом океанах, в восточной части Средиземного моря. Постоянно сероводород содержится в Черном море на глубинах более 150 – 200 м вследствие отсутствия обмена глубинных вод через мелководный пролив Босфор и слабой вертикальной циркуляции вод в самом Черном море. Концентрация сероводорода в нем достигает 7 мл/л. Бескислородные условия и высокое содержания сероводорода отмечаются также в замкнутых бассейнах континентального склона Калифорнии (Калифорнийского бордерленда) и Мексиканского залива, в глубоких фиордах Норвегии. В последнем случае обмену вод препятствуют конечные морены, образованные верхнеплейстоценовыми ледниками на выходах из фиордов. Присутствие сероводорода губительно влияет на морскую фауну, поэтому толщи воды, подвергшиеся сероводородному заражению, как правило, безжизненны.

Биогенные вещества. Потребление биогенных веществ в верхних слоях океана фитопланктоном и удаление их из этих слоев с остатками организмов, падающих вниз, приводит к обеднению этих слоев. Что касается соединений углерода, то запасы этого элемента в виде CO_2 в море, атмосфере и донных отложениях столь велики, что изменения его концентрации из-за развития фитопланктона представляются несущественными. Но фосфора, азота и кремния при интенсивном развитии фитопланктона может оказаться недостаточно.

Фосфор относится к основным биогенным элементам. Большая часть фосфора в океанских водах находится в виде растворимых неорганических соединений. Основным источником фосфора в океане является речной сток. Речные воды содержат фосфор в неорганической и органической формах, а также в виде взвеси неорганического происхождения. Другим источником поступления фосфора является эоловый вынос терригенного материала и донные отложения.

Неорганический фосфор, как и формы неорганического азота, усваивается растениями и переходит в органические соединения. Органический фосфор в процессе разложения под воздействием бактерий или ферментов снова переходит в неорганическую форму. Схема круговорота фосфора подобна циклу азота, но имеет два отличия: по сравнению с азотом фосфор быстрее освобождается из органического вещества и у фосфора имеет место обмен с донными отложениями.

Распределение неорганического фосфора в океане определяется процессами потребления его фитопланктоном и регенерацией, а также динамическими причинами. В поверхностных водах концентрация фосфора меньше, чем в глубинных. С глубиной концентрация фосфора увеличивается, достигая максимальных значений в пределах 500—1200 м. Сезонные изменения содержания фосфатов в поверхностном слое аналогичны изменениям нитратов. Весной и летом в высоких и умеренных широтах бурное развитие фитопланктона может привести к полному исчезновению питательных солей в зоне фотосинтеза. Большую часть года отсутствуют биогенные элементы в поверхностных слоях экваториальной и тропической зон. Только в районах подъема глубинных вод (в зонах апвеллинга) наблюдаются высокие концентрации соединений азота и фосфора.

Кремний входит в состав скелетов различных морских организмов. Хотя кремний является одним из самых распространенных элементов земной коры, концентрация его в морской воде невелика. Распределение кремния в океане сходно в общих чертах с распределением азота и фосфора. Наименьшее количество кремния отмечается в поверхностных слоях, где он используется фитопланктоном. С глубиной его концентрация растет вследствие растворения скелетных частей морских организмов, достигая максимума у дна. Максимум содержания кремния расположен глубже максимума фосфора и азота, так как регенерация фосфора и азота из мягких тканей организмов идет быстрее, чем растворение скелетов и панцирей, часть которых достигает дна. Кремнистые диатомовые илы занимают до 10% площади дна океана. Эта потеря кремния из общего цикла компенсируется речным стоком и золовым переносом.

5.2. Физические свойства и структура океаносферы

Важнейшим физическим параметром океанских вод, определяющими структуру и динамику океаносферы, является их плотность. Плотность воды в океане зависит, прежде всего, от ее температуры, а также от солености и давления. В зависимости от соотношения этих величин, плотность морской воды варьирует примерно от 1.02 до 1.07 г/см³.

Плотность морской воды возрастает с понижением температуры и с увеличением солености и давления. Известно, что у пресной воды температура замерзания 0 °С, а максимальная плотность достигается при температуре +4 °С. Для морской воды картина иная. При нормальной солености (35 ‰) температура ее замерзания составляет около –1.8 °С.

Максимальная плотность при такой солености также достигается в области отрицательных температур. Температура максимальной плотности по значению солености может быть вычислена по формуле:

$$t = 4 - 0.215 S, \text{ где } S - \text{соленость, } \text{‰}.$$

На рис.5.2 представлены графики температур замерзания и достижения максимальной плотности воды в зависимости от ее солености. При значении солености воды 24.69 ‰ графики пересекаются. Это значение солености разделяет соленые бассейны на морские ($S > 24.69 \text{ ‰}$) и озерные или солоноватые ($S < 24.69 \text{ ‰}$), существенно различающихся гидрологическим режимом при низких температурах.

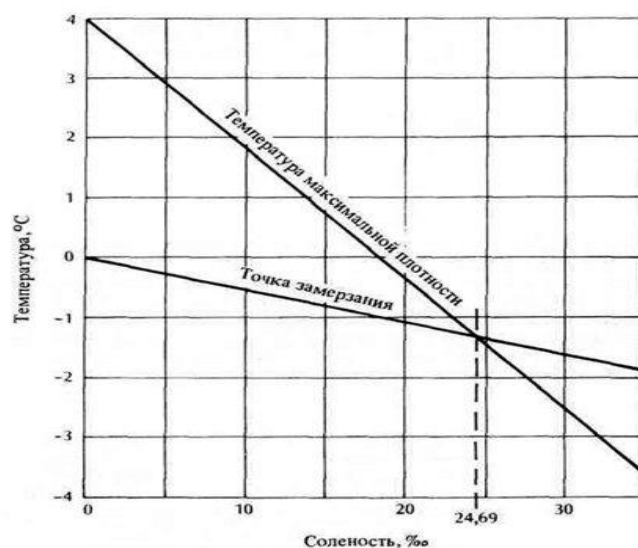


Рис.5.2. Графики температур замерзания и максимальной плотности воды в зависимости от ее солености.

Различия плотности морской воды, контролируемые ее температурой, обуславливают плотностную стратификацию океаносферы по вертикали. Изменение плотности с глубиной препятствует вертикальному перемещению водных масс и определяет стабильность структуры океаносферы. Почти повсеместно в океанах температура понижается с глубиной. Соответственно, возрастает ее плотность. Особенно быстро температура уменьшается с глубиной в верхней части водного столба. Так, в низких широтах температура на поверхности равна обычно $+18-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, на глубине 500 метров она снижается до $+8\text{ }^{\circ}\text{C}$, на глубине 1000 метров – до $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$, на 4000 метров – до $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

По изменениям температуры и плотности водная толща океанов может быть разделена на три зоны (рис.5.3). Верхняя поверхностная зона до глубин порядка 200-300 метров, включающая слой относительно теплых вод, образует как бы линзу, плавающую на огромной толще более холодных, соленых и плотных глубинных вод.

Температура вод поверхностной зоны подвержена сезонным колебаниям, поэтому ее называют также *сезонным термоклин*. Поверхностная и глубинная зоны разделены зоной изменения температур и плотности, которая не подвержена сезонным изменениям, но зависит от географической широты. Эта зона называется *постоянным термоклин*.

Вследствие плотностной стратификации, передача количества движения горизонтальных потоков между зонами очень мала. Поверхностные воды малой плотности не могут погружаться сквозь термоклин в глубинную зону до тех пор, пока из-за изменения солености и температуры их плотность не превысит плотность воды более глубинных зон. Поэтому можно считать, что на большей части Мирового океана поверхностная и более глубинные зоны океаносферы во многом существуют независимо друг от друга. Лишь в некоторых районах Мирового океана создаются условия для подъёма глубинных вод к поверхностной зоне и погружения поверхностных вод на большие глубины.

Рис.5.4. иллюстрирует сезонные колебания температур поверхностных вод Мирового океана. Из рисунка видно, что районы

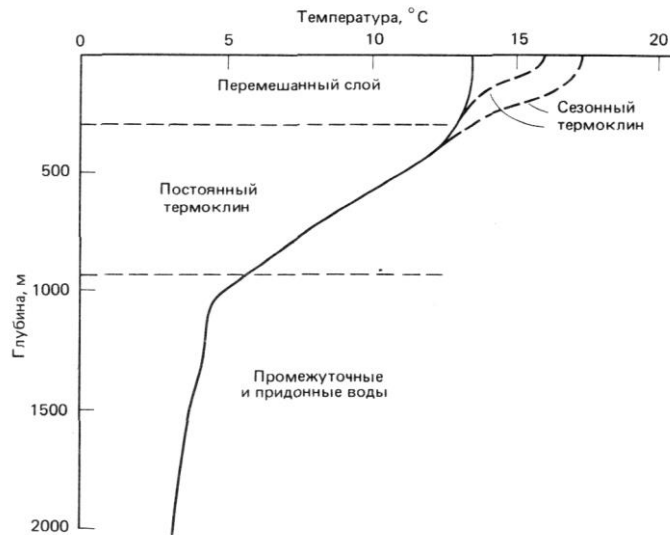


Рис.5.3. Типичный температурный профиль океаносферы (Кеннет, 1987).

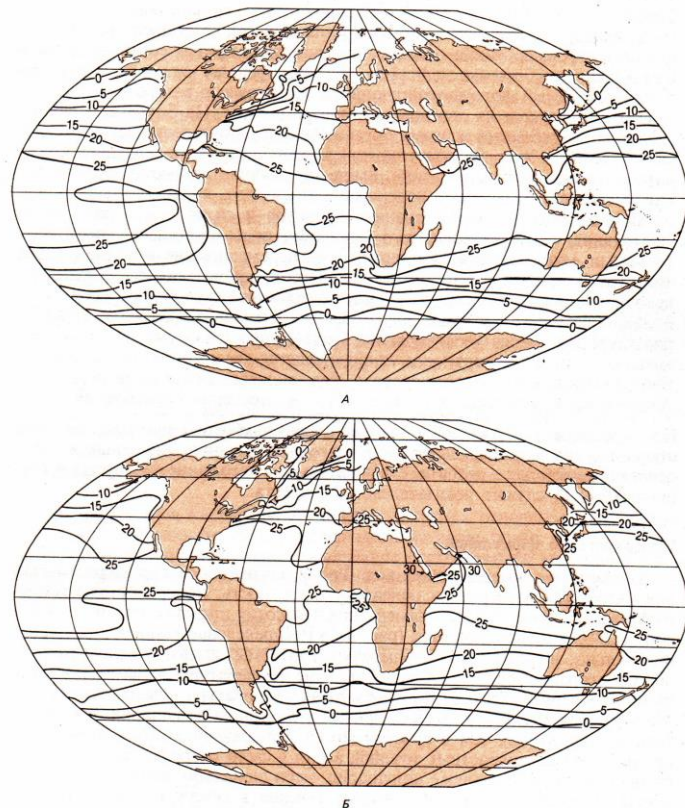


Рис.5.4. Температура поверхностных вод Мирового океана в феврале (А) и августе (Б) (Кеннет, 1987).

наиболее стабильных температур поверхностных вод независимо от времени года тяготеют к экваториальной и тропической зонам Мирового океана (зона высоких температур) и Южному океану в районе Антарктиды (зона низких температур). Полярные широты Северного полушария в отношении сезонных колебаний температур менее устойчивы.

Температуры более глубоких зон не подвержены сезонным колебаниям, но характер их распределения зависит от географической широты (рис.5.5.). Из приведенного рисунка следует, что зона наиболее низких глубинных температур находится в Южном океане, в районе Антарктиды. Температуры вод здесь на первые градусы ниже, чем в полярных широтах северного полушария. При сравнении температурных разрезов на этом рисунке видно, что глубинные воды Атлантического океана отличаются несколько более высокими температурами, по сравнению с температурами глубинных вод Тихого океана.

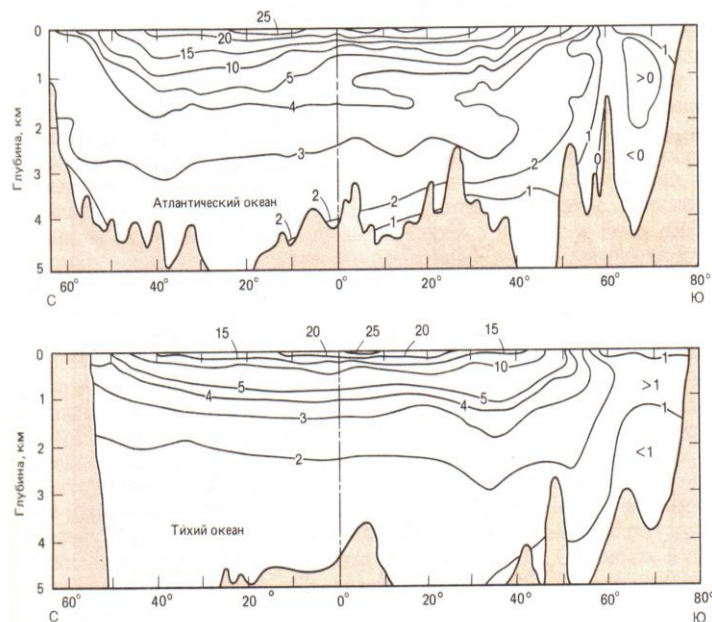


Рис.5.5. Распределение глубинных температур в Атлантическом (вверху) и Тихом (внизу) океанах (Dietrich, 1963).

В высоких широтах, где поверхностные температуры низкие и близки к температурам глубинных вод, постоянный термоклин практически отсутствует. За счет низких температур в этих широтах возрастает плотность поверхностных вод (рис.5.6). При низких температурах увеличивается растворимость в воде газов, и поверхностные воды обогащаются кислородом. Льдообразование увеличивает соленость и, соответственно, – плотность поверхностных вод, которая в итоге, начинает превышать плотность глубинных вод и создаются условия для погружения богатых кислородом холодных и плотных поверхностных вод на большие глубины. Погружение поверхностных вод в полярных широтах порождает *глубинные (термогалинные) течения*, благодаря которым глубинная зона океаносферы в пределах всего Мирового океана обогащается кислородом. При этом наибольший вклад в формировании таких течений вносит погружение поверхностных вод в районе Южного океана.

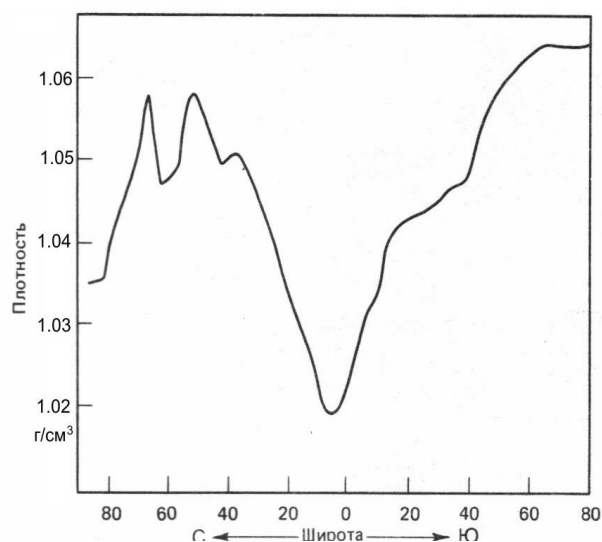


Рис.5.6. Зависимость плотности поверхностных вод Атлантического океана от географической широты (Wust et al., 1954).

Таким образом, большая часть океанских вод, находящихся ниже термоклина, образована в полярных и субполярных областях. По мере движения этих вод от высоких широт к низким через глубоководные бассейны они стареют и обедняются кислородом благодаря дыханию животных и окислению органического детрита. Следовательно, содержание кислорода в глубинных водах может служить показателем их возраста.

В поверхностной зоне преобладают ветровые течения. Она хорошо перемешивается ветрами и волнами, а также за счет сезонного охлаждения и увеличения солености при испа-

рении. Поэтому эту зону часто называют перемешанным слоем океаносферы. В поверхностной зоне морской фитопланктон осуществляет фотосинтез, что делает ее источником пищи в океане.

5.3. Поверхностные и глубинные течения

Первопричиной поверхностных течений в Мировом океане являются ветры нижней атмосферы, создающие касательные напряжения на поверхности океана. Ветры непосредственно влияют только на самые верхние слои. Тем не менее, толщина слоя вод, затронутого поверхностной циркуляцией, зависит от стратификации водной толщи и, по видимому, распространяется на глубину до 300-500 метров в низких широтах и до тысяч метров в Арктике и Антарктике.

Сила Кориолиса

Из-за вращения Земли вокруг своей оси все тела, движущиеся на ее поверхности, испытывают воздействие ускорения силы Кориолиса. Воздействие этой силы на движущиеся водные и воздушные массы во многом определяет картину течений и других гидродинамических процессов в Мировом океане.

Схема, поясняющая возникновение ускорения силы Кориолиса, приведена на рис.5.7. Ускорение силы Кориолиса (a) равно векторному произведению двух векторов: вектора угловой скорости вращения Земли (ω) и вектора скорости движения тела относительно поверхности Земли (V):

$$a = \omega \times V,$$

т.е. вектор ускорения силы Кориолиса a направлен ортогонально плоскости векторов ω и V , а его величина равна произведению величин этих векторов и синуса угла между ними:

$$a = \omega \cdot V \cdot \sin \varphi$$

При движении тел вдоль поверхности Земли в общем случае ускорение силы Кориолиса имеет горизонтальную и вертикальную составляющие, величины и соотношение между которыми зависят от географической широты и направления движения тел. Вертикальная составляющая увеличивает или уменьшает ускорение силы тяжести для движущихся тел, а горизонтальная – меняет направление движения тел, отклоняя их вправо от направления движения в Северном полушарии, и влево – в Южном. Горизонтальная составляющая силы Кориолиса преобладает над вертикальной в высоких широтах. С приближением к экваториальной зоне ее роль уменьшается и в районе экватора она принимает нулевые значения, а при пересечении экватора – меняет знак на противоположный. Роль вертикальной составляющей силы Кориолиса, напротив, в высоких широтах незначительна, но возрастает с приближением к низким широтам. В районе экватора сила Кориолиса представлена только вертикальной составляющей, величина которой максимальна при движении тел в широтном направлении, и принимает нулевые значения при их движении вдоль меридиана, когда синус угла между векторами ω и V равен нулю. Т.е. сила Кориолиса отсутствует при движении тел на экваторе с севера на юг или с юга на север.

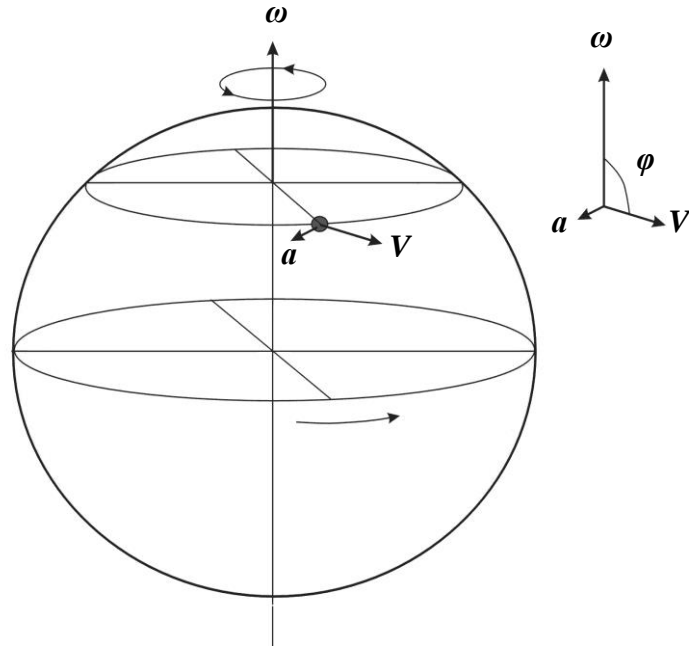


Рис.5.7. Схема, поясняющая возникновение ускорения силы Кориолиса.

Различный знак горизонтальной составляющей силы Кориолиса в Северном и Южном полушариях Земли обуславливает различия в направлениях вихревой составляющей (по часовой или против часовой стрелки) при движении водных и воздушных масс в этих полушариях.

Циркуляция вод в Мировом океане

Поверхностная циркуляция вод Мирового океана определяется глобальной системой ветров – северным и южным пассатами, перемещающих воздушные массы из более высоких широт в низкие. При движении к низким широтам за счет силы Кориолиса северные пассаты отклоняются по часовой стрелке, а южные – против часовой стрелки (рис.5.8). В результате такого движения воздушных масс и их взаимодействия с поверхностью Мирового океана в низких широтах к северу и югу от экватора возникают северное и южное пассатные течения, направленные с востока на запад. Между ними вдоль экватора образуется экваториальное противотечение, направленная с запада на восток. Пассатные течения при движении с востока на запад за счет силы Кориолиса образуют ветви, отклоняющие движение водных масс по часовой стрелке в Северном полушарии, и против часовой – в Южном, т.е. в конечном итоге образуют вихревую систему течений в Северном и Южном полушариях. При этом в высоких широтах формируются замкнутые северное и южное полярные течения, направленные с запада на восток. Такая идеальная картина формирования течений имела бы место в случае, если бы вся поверхность Земли была покрыта океаном. Но на пути течений расположены континенты, которые разделяют акваторию Мирового океана на отдельные бассейны. Тем не менее, на акваториях этих бассейнов (в Тихом, Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах) прослеживаются рассмотренные выше закономерности.

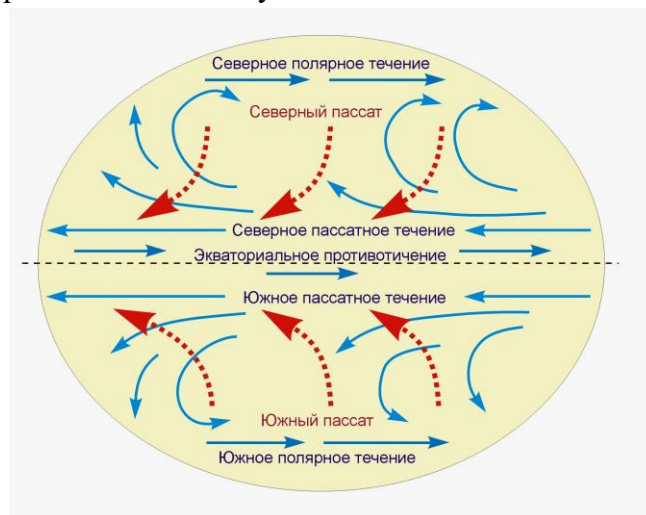


Рис.5.8. Принципиальная схема формирования поверхностных течений в Мировом океане.

Самые выразительные элементы поверхностной океанской циркуляции – это огромные антициклонические круговороты: по часовой стрелке в Северном полушарии и против часовой стрелки в Южном (рис.5.9). Круговороты Северного и Южного полушарий разделены четко выраженными зональными пассатными (северным и южным) течениями и экваториальным противотечением. В каждом круговороте особенно узки и интенсивны течения на западных окраинах океанов, так называемые *западные пограничные течения*. Это течения Гольфстрим, Куроисио, Бразильское, Восточно-Австралийское. Они переносят теплые воды в направлении полюсов. Западные пограничные течения начинаются от поверхностных пассатных течений, но по мере развития они могут охватывать более глубокие горизонты, вплоть до самого дна. Так, в некоторых районах Атлантики отмечена эрозия донных отложений течением Гольфстрим.

На восточных окраинах океанов возникают довольно слабые и расплывчатые *восточные пограничные течения*. Они несут холодные воды к экватору. Это течения Канарское, Бенгальское, Западно-Австралийское, Калифорнийское и Перуанское. В северной части Индийского океана, почти полностью находящейся в экваториальной зоне, течения контролируются сезонными муссонами.

В приполярных широтах Северного полушария обилие континентальных масс препятствуют возникновению единого кругового полярного течения, направленного с запада на

восток, хотя тенденция преобладающего восточного направления в переносе водных масс здесь явно преобладает. Кроме того, в высоких широтах Северного полушария образуются слабые вторичные «циклонические» круговороты водных масс, направленные против часовой стрелки. Компонентами таких малых круговоротов являются течения Ойясио и Аляскинское.

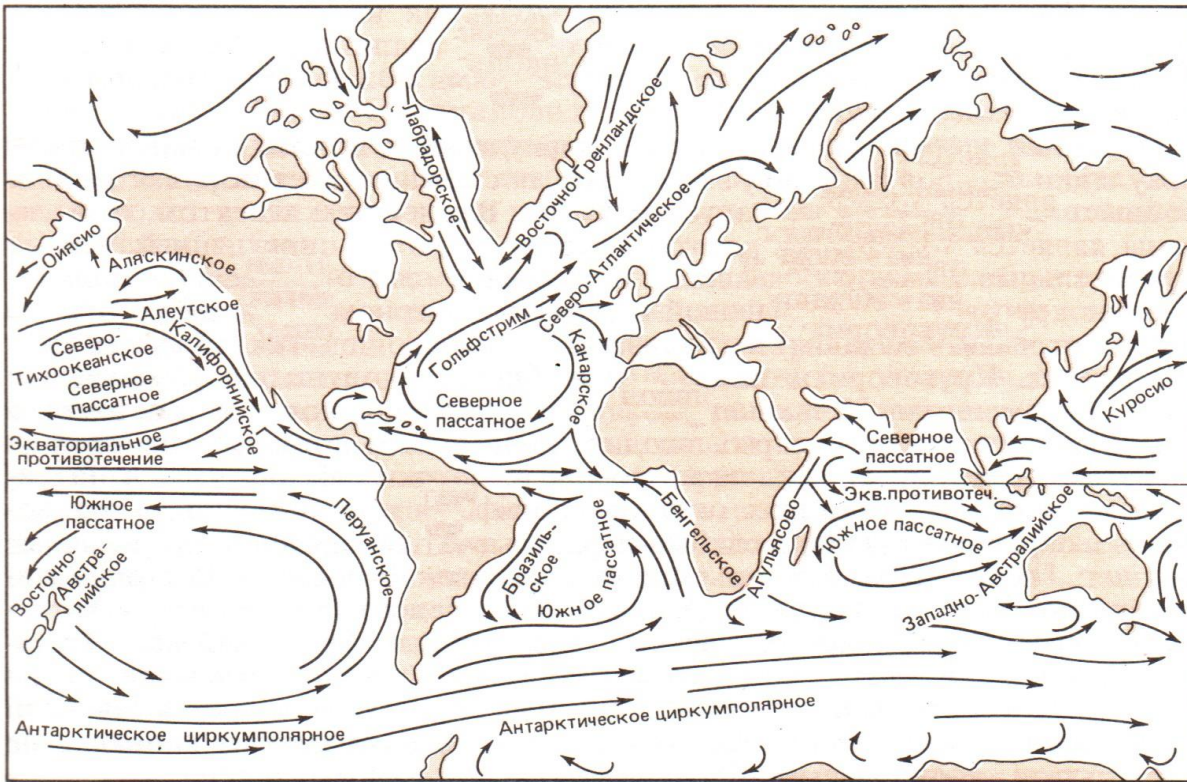


Рис.5.9. Схема главных поверхностных течений Мирового океана (Кеннет, 1987).

В Южном полушарии полярное (Антарктическое циркумполярное) течение не отклоняется континентальными барьерами. Это течение опоясывает Антарктиду кольцом и переносит водные массы с запада на восток на всех глубинах, что связано с отсутствием здесь постоянного термоклина. Антарктическое циркумполярное течение переносит наибольшее количество воды, по сравнению с другими течениями, более 230 миллионов кубометров в секунду. Для сравнения, течение Гольфстрим переносит около 100 млн. м³/с, а у большинства других течений эта величина составляет 15 – 50 млн. м³/с.

Глубинная циркуляция. Наряду с системой горизонтальных круговоротов и течений поверхностной зоны, в Мировом океане существует система глубинной циркуляции вод, образующихся в высоких широтах за счет взаимодействия поверхностных вод с атмосферой. Эти воды опускаются и растекаются на огромные расстояния, заполняя дно котловин в центре океанов. Их отток компенсируетсядвигающимися к полюсам потоками поверхностных вод, а также поступлением водных масс, поднимающихся с промежуточных глубин. Глубинные и промежуточные воды с их особыми свойствами создаются исключительно на поверхности океана, в пределах его полярных областей. После того, как вода достигла дна океана, ее температура и соленость меняются незначительно, в то время как содержание кислорода и углекислого газа постепенно снижается за счет биологической активности.

Важнейшими источниками придонных океанских вод являются Южный океан (акватории Тихого, Атлантического и Индийского океанов в окрестностях Антарктиды), а также полярные районы Северной Атлантики (Норвежское и Гренландское моря) и Северный Ледовитый океан. Главенствующая роль здесь принадлежит Южному океану, который не зря

называют легкими Мирового океана. Действительно, по подсчетам океанологов, потоки придонных антарктических вод несут богатые кислородом холодные воды на север вплоть до 50° северной широты в Тихом океане и 10° северной широты в Атлантическом. К антарктическим придонным водам относятся все воды Тихого и Индийского океанов с температурами ниже 3°C и все воды Атлантики с температурами ниже 2°C (см. рис.5.5).

Особое значение для формирования антарктических придонных вод и, соответственно, для формирования термогалинной (глубинной) циркуляции имеет образование морских льдов. Морской лед содержит лишь около 30% солей, растворенных в морской воде, из которой он образовался. Остающиеся в процессе замерзания соли поступают в находящуюся подо льдом воду, температура которой близка к точке замерзания, и, таким образом увеличивают ее соленость и плотность. Затем эти воды погружаются и распространяются к северу, охватывая обширные акватории Мирового океана.

Полярные районы Северного полушария играют второстепенную роль в формировании термогалинной циркуляции. Формирование придонных вод здесь происходит, в основном, лишь в Северной Атлантике (в Норвежском и Гренландском морях). В северной части Тихого океана формирования придонных вод практически не происходит, даже при наличии морских льдов в Беринговом море каждую зиму. Это объясняется недостаточно низкой температурой и слишком низкой соленостью поверхностных вод Берингова моря, которые исключают появление плотностной инверсии.

Скорость глубинных течений составляет обычно несколько сантиметров в секунду, однако в отдельных районах, например, в районах западных пограничных течений, скорость глубинных течений может измеряться десятками сантиметров в секунду.

Апвеллинг. Под действием ветра в движение вовлекаются сначала поверхностные, а затем и более глубинные слои водной толщи. Но поверхностные воды не движутся прямо по направлению ветра. Благодаря действию силы Кориолиса постоянный ветер будет гнать поверхностные воды под углом до 45° к направлению ветра. В Северном полушарии вода отклоняется вправо, а в Южном – влево от направления ветра. Сила Кориолиса отклоняет каждый нижележащий слой все дальше от направления ветра. Из-за снижения влияния сил трения между слоями воды, скорости течений снижаются с увеличением глубины (рис.5.10). Эта спиральная структура движения называется спиралью Экмана.

При постоянном ветре, направленном от побережья или вдоль него (если берег находится слева от направления ветра в Северном полушарии и справа – в Южном), поверхностные воды отжимаются от берега за счет экмановского эффекта и им на смену приходят более глубинные воды. Подъем глубинных вод к поверхности океана называется *апвеллингом*. Районы подъема глубинных вод к поверхности океана называются зонами *океанской дивергенции* (дивергентными зонами), а районы опускания поверхностных вод на большие глубины – зонами *океанской конвергенции*.

Дивергентные зоны возникают не только у побережий, но и в открытом океане. Так, например, в экваториальной зоне Тихого и Атлантического океанов расходящиеся ветви северного и южного пассатных течений образуют дивергентные зоны в пределах эквато-

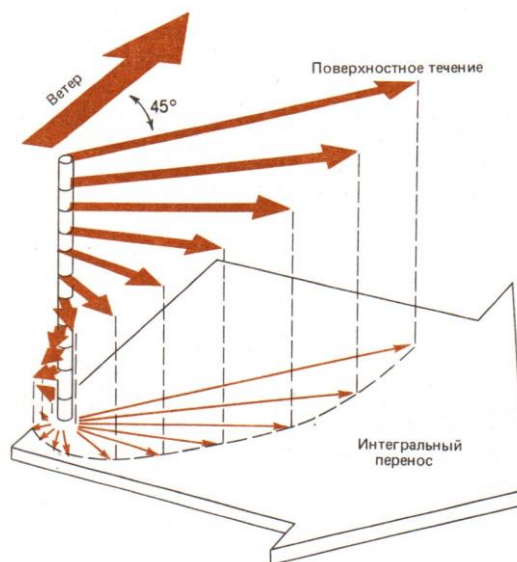


Рис.5.10. Спираль Экмана для Северного полушария (Watkins and Kennet, 1972).

риального противотечения. Мощные зоны апвеллинга существуют также в пределах Южного океана (в окрестностях Антарктиды). Под шельфовыми ледниками Антарктиды и вблизи них формируются и погружаются плотные холодные потоки придонных вод, которые распространяясь в придонных горизонтах, вытесняют к поверхности водные массы с промежуточных глубин.

Восходящие потоки глубинных вод обогащены биогенными веществами (соединениями азота, фосфора и кремния), необходимыми для поддержания биологической активности. По этой причине зоны апвеллинга, как правило, отличаются исключительно высоким биологическим разнообразием и относятся к числу биологически наиболее продуктивных районов мира.

5.4. Волновые движения океаносферы

Ветровые волны

Ветровые волны возникают в результате трения ветра о водную поверхность. Зародыши волн — это мелкая рябь. Усиление ветра вызывает перемещение воды по замкнутым или почти замкнутым траекториям. В открытом море волны имеют колебательный характер, при котором подавляющая часть воды не испытывает поступательного движения в горизонтальном направлении. У берегов или в области мелководья колебательная волна превращается в поступательную волну. Высота океанских волн обычно колеблется в пределах 3 – 6 м, увеличиваясь в периоды штормов до 10 и даже 18 м и более. Длина волны соответствует расстоянию по горизонтали между двумя гребнями (или двумя ложбинами). Она зависит от силы ветра и при сильных штормовых ситуациях возникают волны в широком спектре длин волн, вплоть до нескольких сот метров.

Скорость распространения (V) волн в океане зависит от соотношения длины волны (L) и глубины океана (H). По этому параметру различают волны на глубокой воде (рис.5.11а), у которых длина гораздо меньше глубины бассейна, и волны на мелкой воде, у которых длина сопоставима или превышает глубину бассейна (рис.5.11б).

На глубокой воде скорость распространения волн зависит только от длины волны (L) и ускорения силы тяжести (g):

$$V = \sqrt{\frac{L \cdot g}{2\pi}}$$

При штормовом ветре в волнении моря содержится весьма широкий спектр волн, длиной от долей метра до сотен метров. Все они имеют разные скорости распространения и коэффициенты затухания. После ослабления ветра коротковолновые составляющие из-за сравнительно малой скорости не распространяются на большие расстояния и довольно быстро затухают. Длинноволновые составляющие в виде зыби благодаря высокой скорости и слабому затуханию распространяются на значительные расстояния и могут наблюдаться на расстояниях сотни и даже тысячи километров от места их образования.

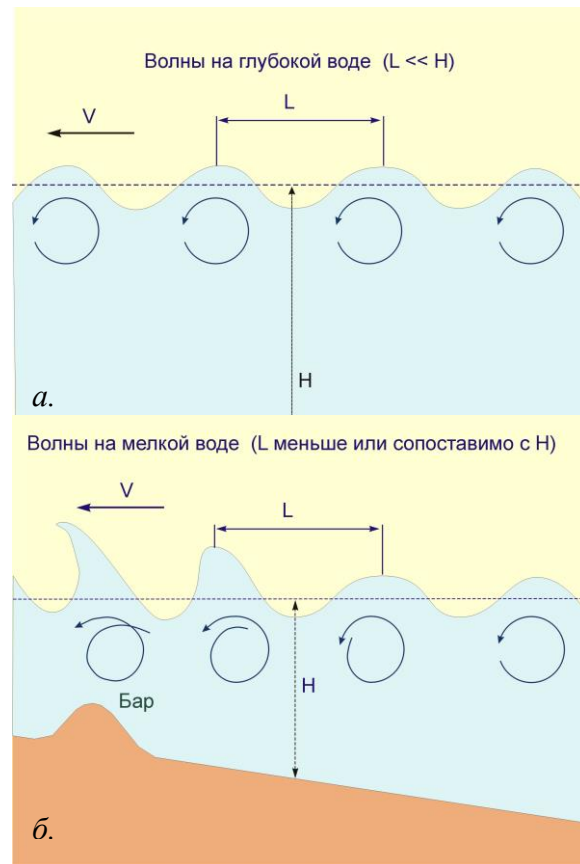


Рис.5.11. Волны на глубокой (а) и мелкой (б) воде.

Волны на мелкой воде подчиняются иным закономерностям. С приближением к берегу волны достигают глубин сопоставимых с их длиной. При этом начинается взаимодействие волн с дном бассейна и скорость их распространения определяется лишь глубиной дна (H) и ускорением силы тяжести (g):

$$V = \sqrt{H \cdot g}$$

По мере приближения к берегу и уменьшения глубины дна скорость движения волн постепенно уменьшается, при этом сокращается длина волн и увеличивается их амплитуда. В траекториях движения частиц воды появляется составляющая поступательного движения, направленная к берегу. Из-за увеличения крутизны фронтальной части профиль волны становится асимметричным, в ее верхней части образуется гребень и, наконец, волна «прокидывается» по направлению движения и частично разрушается. Место разрушения волн называется зоной морского прибоя. В зоне прибоя снижается энергия и несущая способность волны и обломочный материал, захваченный волной на предшествующей стадии развития, осаждается на дно, образуя аккумулятивное тело в виде песчаного *вдольберегового бара*.

Волны цунами

Волны цунами возникают при сильных неглубоких землетрясениях под дном океана. Эти волны отличаются большими периодами (десятки минут), соответственно, длины волн цунами измеряются десятками и первыми сотнями километров. Поскольку такие значения длин волн во много раз превышают максимальные глубины океана, волны цунами распространяются как волны на мелкой воде.

По приведенной выше формуле несложно подсчитать, что в открытом океане при его средней глубине порядка 5000 метров скорость волны цунами будет составлять более 220 м/с (около 800 км/час), а в пределах шельфа, на глубине порядка 100 метров – около 30 м/с. С уменьшением скорости движения уменьшается длина волны цунами и растет ее амплитуда. В открытом океане амплитуда волны цунами невелика, как правило, не превышает первых метров и даже долей метра. Учитывая чрезвычайно большую длину волны, она не представляет опасности и даже остается незамеченной проходящими судами. Но по мере приближения к берегу и уменьшения глубины амплитуда волны быстро нарастает, достигая в некоторых случаях десятков метров. Такие волны, обрушиваясь на берега, вызывают крупные оползни, меняют очертания береговой линии, размывают пляжи и формируют новые аккумулятивные образования.

Наиболее часто цунами возникают в пределах активных окраин Тихого и Индийского океанов. Но иногда возникают и в Атлантике. Так, во время Великого Лиссабонского землетрясения в 1755 году город Лиссабон пострадал от цунами не меньше, чем от самого землетрясения.

Волны цунами могут возникать и при катастрофических извержениях вулканов, кратеры которых находятся вблизи поверхности океана. Так, при извержении вулкана Кракатау в 1883 г. возникла волна цунами высотой до 36 м, которая, обрушившись на побережье Индонезии, привела к многочисленным жертвам.

Волны, во многом схожие с волнами цунами, могут образовываться при подвижках океанского дна, связанных с движением крупных подводных оползней, а также с крупными обвалами береговых уступов на приглубых берегах. Высота заплесков таких волн может достигать сотен метров. Но, в отличие от волн цунами, обвально-оползневые волны не распространяются на большие расстояния и быстро затухают. Обвально-оползневые волны с высотой заплесков до 300-500 метров были зафиксированы в глубоководных фиордах Аляски (Шенард, 1976).

Приливно-отливные воздействия

Периодические поднятия и опускания уровня воды в океанах и морях возникают в результате гравитационного воздействия Луны и, в меньшей степени, – Солнца. Тем не менее, величина приливов зависит от взаимного расположения Земли, Луны и Солнца. Наиболее высокие приливы наблюдаются во время *сизигия* (новолуния и полнолуния), когда Луна и Солнце находятся на одной прямой. Приливы наименьшей высоты возникают в *квадратуре*, когда Луна и Солнце образуют с Землей прямой угол (рис. 5.12). Приливная волна образуется не только на обращенной к Луне стороне Земли, но и на противоположной стороне. Таким образом, приливы и отливы наблюдаются на Земле дважды в сутки.

Высота приливов во многом определяется формой водного бассейна и очертаниями береговой линии. Обычно она составляет первые метры, но в узких заливах, проливах и устьях рек значительно увеличивается. Особенно высокие (более 18 м) приливные волны отмечаются в заливе Фанди (северо-восточное побережье Канады). В нашей стране максимальная высота приливов зарегистрирована в Пенжинской губе Охотского моря (11 – 12 м), в Кандалакшском заливе и Мезенской губе Белого моря (10 – 11 м). При высоких приливах периодически затопляются и осушаются значительные по протяженности участки побережья. При этом отмечается большая скорость течений. Наиболее сильные приливно-отливные течения наблюдается в проливах островных гряд, разделяющих крупные водные бассейны. Так, в некоторых проливах Курильской гряды, отделяющей Охотское море от Тихого океана, скорость приливно-отливных течений достигает 5 – 6 узлов. При этом течения в проливах островных гряд захватывают всю толщу воды, приводя к интенсивной эрозии дна проливов и перемещению крупнообломочного материала, вплоть до валунно-галечной размерности. Приливно-отливные движения являются одним из важных факторов в динамике осадконакопления, особенно в пределах шельфа. Они в какой-то мере размывают дно, частично переносят и перемешивают осадочный материал, оставляют знаки ряби на поверхности осадков.

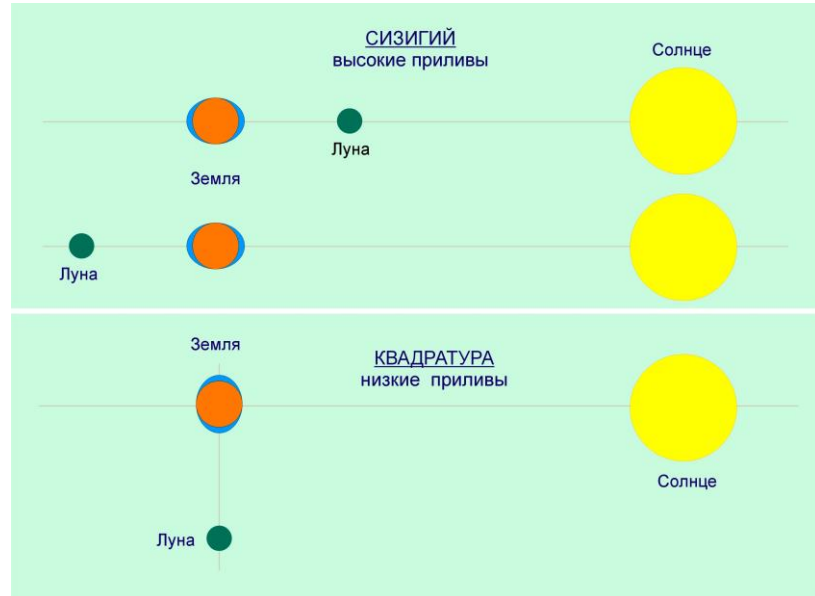


Рис.5.12. Относительные положения Земли, Луны и Солнца, соответствующие высоким (вверху) и низким (внизу) приливам.

При высоких приливах периодически затопляются и осушаются значительные по протяженности участки побережья. При этом отмечается большая скорость течений. Наиболее сильные приливно-отливные течения наблюдается в проливах островных гряд, разделяющих крупные водные бассейны. Так, в некоторых проливах Курильской гряды, отделяющей Охотское море от Тихого океана, скорость приливно-отливных течений достигает 5 – 6 узлов. При этом течения в проливах островных гряд захватывают всю толщу воды, приводя к интенсивной эрозии дна проливов и перемещению крупнообломочного материала, вплоть до валунно-галечной размерности. Приливно-отливные движения являются одним из важных факторов в динамике осадконакопления, особенно в пределах шельфа. Они в какой-то мере размывают дно, частично переносят и перемешивают осадочный материал, оставляют знаки ряби на поверхности осадков.

Внутренние волны

Внутренние волны возникают в толще воды на границах резкого или плавного изменения плотности. Как правило, такой границей в Мировом океане оказывается переход от поверхностной зоны к постоянному термоклину. Но в пределах поверхностной зоны и постоянного термоклина на различных глубинах могут сформироваться и другие перепады плотности, достаточные для образования внутренних волн, например, в районах выноса пресных вод крупными реками.

Подобно волнам на поверхности океана, внутренние волны являются гравитационными, т.е. их распространение обусловлено исключительно воздействием гравитационного поля Земли на плотностные неоднородности океаносферы. Внутренние волны, также как и

волны на поверхности океана, возникают при нарушении сложившегося равновесия плотностных границ раздела внешними воздействиями. В отношении внутренних волн, такие воздействия чаще всего связаны с резкими перепадами атмосферного давления, сильными ветрами, штормовыми нагонами, цунами, мощными приливами, паводками и т.п. Градиент плотности морской воды обычно невелик, малы и силы, препятствующие смещению частиц воды из положения равновесия. Поэтому амплитуды внутренних волн могут достигать весьма больших величин: десятков, а иногда и сотен метров.

Спектральный состав внутренних волн достаточно широк. Их периоды могут принимать значения от нескольких минут в верхних слоях до нескольких часов в глубине. Длины внутренних волн меняются от нескольких метров до нескольких километров. В спектре внутренних волн различают высокочастотные и низкочастотные составляющие, которые, подобно волнам на поверхности океана, имеют разные скорости распространения (обычно, от десятков сантиметров до нескольких метров в секунду).

Несмотря на значительные амплитуды внутренних волн, на поверхности океана они практически никак не выражены. Но иногда об их присутствии можно судить по косвенным признакам. Так, если ветер направлен против направления движения внутренних волн, длина ветровых волн над гребнем внутренней волны будет заметно меньше, чем над ее ложбиной. Это происходит за счет различного направления течений, возникающих над гребнем и ложбиной внутренней волны при ее распространении (рис.5.13).

Несмотря на свою слабую поверхностную выраженность, внутренние волны нередко создают проблемы для надводных и подводных судов.

В случае возникновения неглубоко залегающей резкой плотностной границы в поверхностной зоне океана, может наблюдаться эффект «мертвой воды». Механизм этого эффекта состоит в том, что значительная часть энергии движущегося судна идет на создание внутренней волны в подстилающем плотном слое, которая, к тому же, препятствует дальнейшему движению судна и заметно снижает его скорость.

Глубокие высокоамплитудные внутренние волны могут представлять реальную опасность для подводного флота, глубина погружения которого контролируется плотностью окружающих вод. Так, гибель американской атомной подводной лодки «Трешер» в 1963 году при выходе из залива Мэн (Северная Атлантика) связывают именно с появлением в этом районе высокоамплитудных внутренних волн после сильного шторма. Амплитуда этих волн оценивается величиной порядка 100 м (соответственно, перепад глубин от гребня до ложбины 200 м), длина волны – 1–2 км, период около 8 минут, скорость распространения – 3 м/с. Т.е. подводная лодка, глубина погружения которой зависит от плотности окружающей воды, при прохождении внутренней волны могла за короткое время (около 4 минут) погрузиться на 200 метров глубже расчетной глубины, что, по-видимому, и стало причиной трагических последствий.

По мнению океанологов, внутренние волны оказывают положительное влияние на биологическую активность в океане, способствуют перемешиванию вод и, тем самым, обогащению их кислородом и питательными веществами.

Штормовые нагоны

Штормовые нагоны представляют собой значительный подъем уровня моря и затопление низменных участков суши. В отличие от цунами, штормовые нагоны обусловлены чисто метеорологическими явлениями. Они возникают в результате падения приземного атмосферного давления и действия ветров нагонных направлений (ориентированных в сторону



Рис.5.13. Поверхностное выражение внутренних волн.

берега или под углом к нему) и связаны обычно с прохождением крупных циклонов или тайфунов. Штормовые нагоны в ряде районов являются грозным стихийным явлением, вызывающим затопление обширных территорий, гибель урожая, разрушение промышленных объектов и жилых домов и приводящим к человеческим жертвам. К таким районам относятся, прежде всего, Бенгальский, Мексиканский, и Финский заливы, а также южная часть Северного моря и многие другие прибрежные районы. Так, во время штормового нагона на побережье Бенгальского залива в 1970 г. погибли 300 тысяч человек. Во время штормового нагона в 1953 г. на побережье Северного моря были размыты защитные дамбы Нидерландов и затоплена значительная часть территории страны. Широко известны неоднократные наводнения в г. Санкт-Петербурге, вызванные штормовыми нагонами в восточной части Финского залива. На западном побережье полуострова Камчатка во время штормового нагона в 1957 г. возникли переливания морских вод через береговые косы с расположенными на них поселками и рыбокомбинатами.

Геологические эффекты от штормовых нагонов примерно те же, что и от волн цунами. Это активизация оползневой деятельности, размыв берегов и пляжей, формирование отложений с морской фауной и т.п. Последствия цунами и штормовых нагонов трудно различимы в геологической летописи, что значительно осложняет палеоокеанологические реконструкции этих событий.

5.5. Глобальные изменения уровня океана

Для описания фигуры Земли используется понятие геоид, который определяется как одна из уровневых поверхностей гравитационного потенциала, совпадающая с невозмущенной поверхностью Мирового океана и ее продолжением под континентами. Поверхность Мирового океана многие десятилетия является начальной поверхностью отсчета для определения высоты форм рельефа на суше и глубин океана. По этой причине создается впечатление о постоянстве положения уровня Мирового океана во времени, его стабильности. Однако это не так. На протяжении геологической истории Земли уровень океана многократно менялся. Медленные изменения уровня Мирового океана называются *эвстатическими колебаниями*, а график этих колебаний в геологическом времени – *эвстатической диаграммой*.

Эвстатические колебания уровня Мирового океана могут проявляться в двух случаях. Во-первых – при изменении объема океана, во-вторых – при изменении количества воды в океане. Изменение объема океана может происходить, прежде всего, за счет тектонических процессов, таких как изменение профиля срединно-океанских хребтов при увеличении или уменьшении скорости спрединга, погружение океанской литосферы с увеличением ее возраста, раскрытие новых океанов, коллизии континентальных масс и т.п. Менее значительную роль в изменении объема океана играет формирование осадочных тел на его дне. Изменения количества воды в океане связано главным образом с ростом и деградацией крупных ледяных щитов на континентах. Предполагается также, что сравнительно небольшое количество воды постоянно поступает в океаны в результате вулканической деятельности.

Об относительных изменениях уровня океана в геологической истории Земли свидетельствуют многочисленные несогласия в осадочных толщах. Следы трансгрессий и регрессий в осадочном чехле континентов указывают на неоднократные изменения уровня Мирового океана. Еще в конце XIX века австрийский геолог Э. Зюсс выделил осадочные циклы различных рангов, связанные с колебаниями уровня моря. Позднее немецкий геолог Х. Штиле установил существование несогласий, которые он считал синхронными по всей Земле, и пытался объяснить их с помощью гипотезы периодического изменения темпов тектонических движений и горообразования. Выделенные Х. Штиле несогласия соответствовали границам осадочных циклов, установленных Э. Зюссом. Представления о глобальном характере осадочных циклов и разделяющих эти циклы несогласий получили дальнейшее развитие в работах Р. Фейбриджа, П. Вейла, Р. Митчума и других исследователей.

В 70-х годах XX века группа американских геологов и геофизиков (П. Вейл, Р. Митчем, М. Томпсон, Р. Тодд и др.), сотрудников фирмы «Эксон», опубликовала цикл научных статей под общим названием «Сейсмическая стратиграфия». В нашей стране эта работа была переведена на русский язык и издана в 1982 году. Авторами «Сейсмической стратиграфии» на основе обобщения результатов многолетних исследований осадочных бассейнов методами сейсморазведки и бурения, выполненных в различных регионах мира, было обосновано новое направление в интерпретации данных сейсмической разведки методом отраженных волн, основанное на выделении и анализе осадочных комплексов, разделяющих эти комплексы несогласий, реконструкции фациальных и палеогеографических условий их образования. Важной составляющей этого исследования было создание диаграммы глобальных эвстатических колебаний уровня Мирового океана.

Было установлено, что в глобальных изменениях уровня океана пролеживается определенная цикличность различных порядков. На эвстатической диаграмме для фанерозойского времени выделено 2 цикла 1-го порядка, продолжительностью около 225 и 300 млн. лет, и 14 циклов 2-го порядка, длительность которых заключена в пределах от 10 до 80 млн. лет (рис.5.14). Циклы 2-го порядка, в свою очередь, состоят из более кратковременных циклов 3-го порядка. Для кайнозойского времени на 5 циклов 2-го порядка приходится 24 цикла 3-го порядка продолжительностью от 1 до 7 млн. лет (рис.5.15).

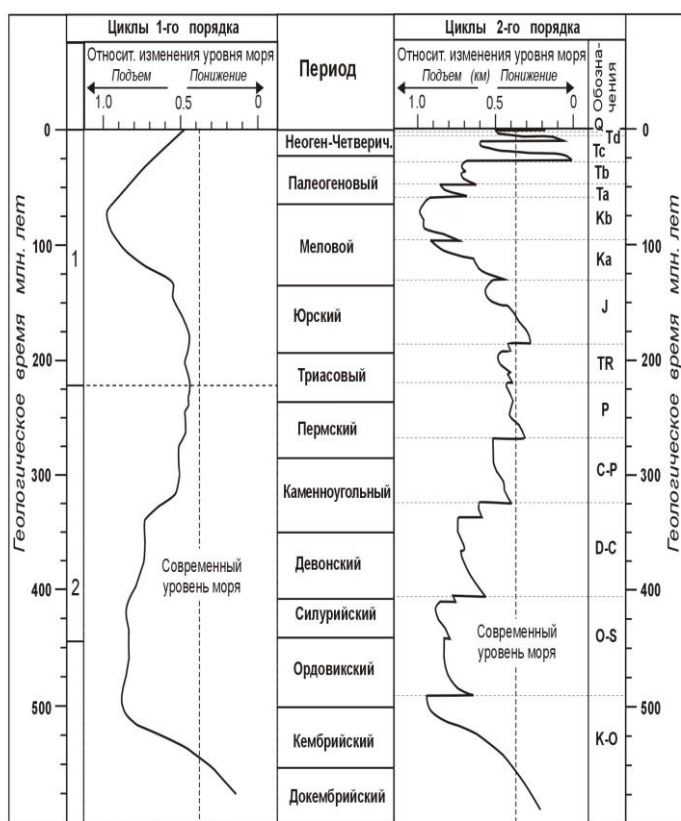


Рис.5.14. Диаграммы эвстатических циклов 1-го и 2-го порядков для фанерозоя (Вейл и др., 1982).

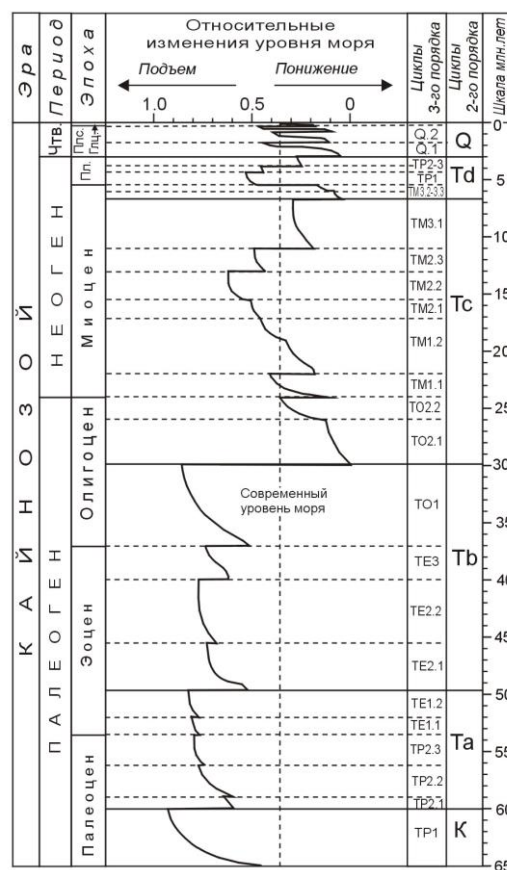


Рис.5.15. Диаграмма эвстатических циклов 2-го и 3-го порядков для кайнозоя (Вейл и др., 1982).

Времена и продолжительность циклов на эвстатической диаграмме, по мнению ее авторов, установлены достаточно точно, в то время как амплитуды изменений уровня океана определены лишь приблизительно. Поэтому за единицу измерения амплитуд уровня океана принята разница между максимальным уровнем в позднем мелу (=1) и минимальным уровнем в среднем олигоцене (=0). Т.е. эвстатическая диаграмма дает представления об относительных изменениях уровня Мирового океана. Тем не менее, по совокупности других независимых данных амплитуда результирующего снижения уровня океана от позд-

немелового до современного оценивается величиной порядка 300 метров, что соответствует относительному изменению уровня на эвстатической диаграмме около 0.6. Т.е. для приблизительной оценки абсолютных значений падений и подъемов уровня океана по эвстатической диаграмме в метрах следует относительные значения умножить на 500.

Из представленных диаграмм видно, что наиболее высокий уровень океана, имел место в раннем ордовике и позднем мелу. В течении кайнозоя отмечается устойчивая тенденция к его понижению. Крупнейшее понижение уровня произошло в середине олигоцена (около 30 млн. лет назад), когда уровень океана в течении менее 1 млн. лет понизился на величину около 450 метров. Крупные понижения уровня океана в течении кайнозоя имели также место около 60, 50, 40, 22, 7 и 4 млн. лет назад.

Все циклы 1-го и 2-го порядков, за исключением циклов 2-го порядка Q и Td, имели, вероятнее всего, тектоническую природу. В позднемiocен-четвертичное время в эвстатических колебаниях уровня океана преобладает составляющая, обусловленная ростом и деградацией ледниковых масс на континентах. Такие колебания уровня океана называются гляциоэвстатическими. Позднекайнозойские гляциоэвстатические колебания уровня океана проявлялись в верхнем миоцене, плиоцене и, особенно интенсивно, – в плейстоцене. На эвстатической циклограмме этим периодам соответствуют максимальные по амплитуде «холодные» экстремумы циклов третьего порядка (9.2-10.5, 5.5-6.5, 2.5-3, 1.3-1.6 и 0.06-0.8 млн. л. н.), при этом все они приурочены к «холодным» ветвям начала и конца последнего неоген-четвертичного цикла 2-го порядка.

Гляциоэвстатические колебания уровня океана по своей природе являются гидрократическими, т.е. обусловлены исключительно перераспределением водных масс между океаном и сушей в процессе роста и деградации ледников. Эти колебания наиболее ярко проявились в плейстоцене. Продолжительность плейстоценовых гляциоэвстатических циклов составляет, в основном, десятки тысяч лет. Они образуют последовательность циклов изменения уровня океана 4-го порядка.

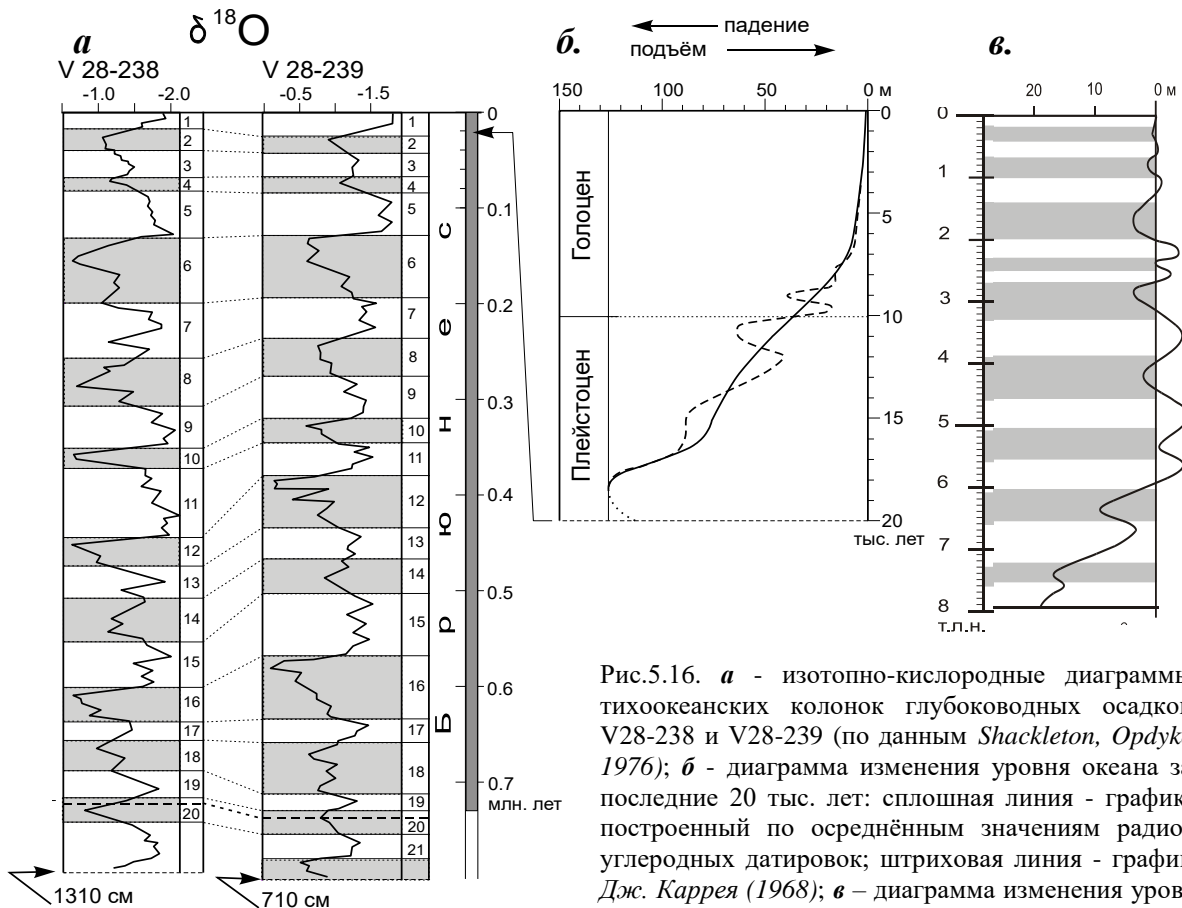


Рис.5.16. **а** - изотопно-кислородные диаграммы тихоокеанских колонок глубоководных осадков V28-238 и V28-239 (по данным *Shackleton, Opdyke 1976*); **б** - диаграмма изменения уровня океана за последние 20 тыс. лет: сплошная линия - график, построенный по осреднённым значениям радиоуглеродных датировок; штриховая линия - график *Дж. Каррея (1968)*; **в** - диаграмма изменения уровня океана за последние 8 тыс. лет по *Фейбриджу*.

Хронология плейстоценовых гляциоэвстатических колебаний уровня океана к настоящему времени восстановлена достаточно подробно благодаря успешному применению изотопно-кислородного и палеомагнитного методов при изучении колонок глубоководных океанических осадков, выполненных Н. Шеклтоном и Н. Опдайком в середине 70-х годов прошлого столетия. Составленная ими изотопно-кислородная диаграмма (рис.5.16а) наиболее достоверно отражает временные и амплитудные соотношения гляциоэвстатических колебаний уровня океана, поскольку показанное на этой диаграмме относительное изменение содержания тяжелых изотопов кислорода в остатках бентосных фораминифер глубоководных отложений непосредственным образом связано с изменением объемов «изотопно-легкой» воды, законсервированной в ледниках, т.е. с гляциоэвстатическим изменением уровня океана. Из представленной на рис.5.16а диаграммы видно, что за последние 730 тыс. лет (палеомагнитная эпоха Брюнес) насчитывается около 10 гляциоэвстатических циклов 4-го порядка. Последнее понижение уровня океана на величину порядка 130-140 метров ниже современного соответствует второй фазе верхнеплейстоценового оледенения (18-35 тыс. лет назад).

Около 18 тыс. лет назад началось верхнеплейстоцен-голоценовое повышение уровня океана, которое также проходило неравномерно (рис.5.16 б, в). На диаграммах Каррея и Фейбриджа можно видеть определенную цикличность (циклы 5-го порядка), продолжительностью от нескольких сот до двух-трех тысяч лет.

Плейстоценовые колебания уровня океана оказали сильное влияние на формирование береговых зон. Их яркие следы на суше – морские абразионные и аккумулятивные террасы, многие из которых подняты в настоящее время на различные (до сотен метров) высоты и образуют закономерные последовательности, известные на побережьях практически всех континентов и многих островах. Происхождение этих террас большинство исследователей связывает с формированием береговых зон в периоды стабилизации высокого уровня океана, соответствующие межледниковьям, в условиях устойчивого воздымания побережий.

Морские террасы, сформированные в периоды низкого уровня океана (в периоды максимальных оледенений суши), на воздымающихся побережьях практически неизвестны, поскольку сформированный в эти периоды рельеф береговой зоны в процессе воздымания неоднократно оказывался в зоне действия волн и подвергался их разрушительному воздействию. При этом в первую очередь разрушались аккумулятивные образования.

На погружающихся побережьях наблюдалась иная картина. Береговая зона, сформированная в период стабилизации низкого уровня океана, во время последующей трансгрессии «лишалась» лишь своей надводной части, а ее подводные образования, такие как авандельты, сохранялись и к следующей гляциоэвстатической регрессии могли погрузиться настолько, что становились уже недостижимы для волнового воздействия. При поступлении с суши достаточно большого количества обломочного материала, прибрежные аккумулятивные образования интенсивно выдвигались в сторону океана, погребая сохранившиеся реликты предшествующей береговой зоны. При этом реликтовая береговая зона «навечно» консервировалась в формирующемся осадочном чехле, что обеспечивало ее сохранность от эрозионного воздействия подводных течений и гравитационных потоков обломочного материала.

Погребенные реликтовые береговые зоны уже не имеют отчетливой выраженности в рельефе дна, а слагающие их осадки не могут быть опробованы с применением простейших средств. Этим объясняется слабая изученность реликтовых береговых зон. Исключение составляют лишь подводные террасы, сформированные во время последнего верхнеплейстоценового понижения уровня океана (18-35 тыс. л. н.). Реликты прибрежного аккумулятивного рельефа этого времени сохранились во многих регионах практически в неизменном виде, и позднеплейстоценовый подводный береговой склон в настоящее время отчетливо фиксируется перегибом рельефа (внутренней бровкой), обычно на глубинах 100-150 м. На соответствие этой зоны шельфа реликтовой береговой линии впервые было указано Ф. Шепардом. Ее принадлежность к периоду второй фазы верхнеплейстоценового оледе-

нения доказана к настоящему времени многочисленными радиоуглеродными датировками.

На рис.5.17 показан высокочастотный сейсмоакустический разрез, полученный в пределах шельфа Кроноцкого залива. Дно этого залива испытывает тектоническое погружение со скоростью порядка 1 мм/год, благодаря чему здесь сложились благоприятные условия для «консервации» аккумулятивных осадочных тел, сформированных во время ледниковых периодов плейстоцена (четные изотопно-кислородные стадии 2, 4, 6, 8 и т.д.).

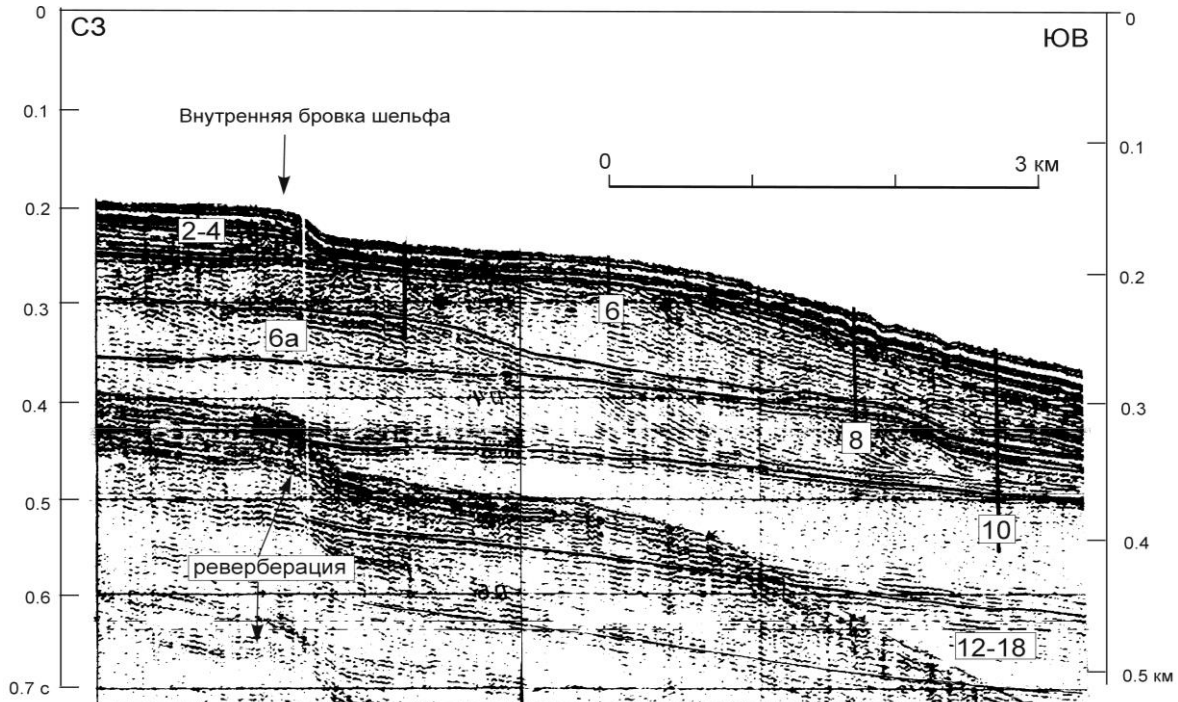


Рис.5.17. Сейсмоакустический разрез шельфа западной части Кроноцкого залива. Цифры в рамках - номера изотопно-кислородных стадий плейстоцена, во время которых предполагается образование соответствующих осадочных комплексов (Селиверстов, 1998).

Природа неоген-четвертичных гляциоэвстатических колебаний уровня океана (циклов 4-го порядка), по-видимому, тесно связана с ростом ледяного покрова Антарктиды и возникновением условий для проявления автоколебательного процесса в системе ледники-океан-атмосфера с глубокими положительными и отрицательными обратными связями, которые ярко проявлялись лишь в определенные геологические периоды, благоприятные для развития оледенений. Установлена тесная связь этих колебаний с периодическими изменениями орбитальных параметров Земли, что постулировалось в «астрономической» гипотезе оледенений Миланковича. В частности, показано преобладание в спектральном составе изотопно-кислородной кривой 100-тысячелетних периодов, а также наличие составляющих с периодами 43, 24 и 19 тыс. лет, которые характерны и для орбитальных параметров Земли.

В настоящее время при сейсмостратиграфическом анализе и хронологической привязке осадочных комплексов используется диаграмма циклов 2-го и 3-го порядков. Эвстатические циклы четвертого порядка на этой «сейсмостратиграфической» циклограмме не выделяются. Так, все 18 изотопно-кислородных стадий, соответствующих плейстоценовым колебаниям уровня океана, попадают в один «холодный» экстремум последнего цикла 3-го порядка (см. рис.5.15).

Выше отмечалось, что для фанерозойского времени выделено 2 эвстатических цикла первого порядка длительностью 200-300 млн. лет. При этом важно отметить, что лишь к нисходящим «холодным» ветвям этих циклов (поздний палеозой и поздний кайнозой) приурочены периоды крупномасштабных оледенений суши (пермско-карбонские и неоген-четвертичные) и, соответственно, проявления высокоамплитудных гляциоэвстатических колебаний уровня океана.