

Часть

4

Гидросфера  
как  
арена  
жизни



*Гидросфера изучается  
с нескольких точек зрения:  
во-первых, в связи  
с происхождением Земли  
и земной коры,  
во-вторых, как компонент  
геохимических процессов,  
в-третьих, как среда  
возникновения жизни.*

*Львович, 1974, с. 19*

**Г**идросфера рассматривается как прерывистая водная оболочка планеты. Определение её именно как прерывистой оболочки связано с хорошо выраженной дискретностью континентальных водоемов, а также пространственной разобщенностью отдельных элементов гидрологического цикла. Понятие «гидросфера» равноценно понятию о свободных водах Земли, способных перемещаться в твердом, жидком или газообразном состоянии под действием сил гравитации, капиллярных сил (включая и сосудистые системы растений), а также тепла. В понятие «движение» входит не только физическое перемещение воды, но и переход из одного агрегатного состояния в другое. Переход воды через газообразную фазу служит механизмом естественного обессоливания воды.

Вода представляет собой чрезвычайно широко распространенное химическое соединение, обладающее целым рядом аномальных физических свойств, напр. очень высокой температурой замерзания и кипения. Удельная энтальпия испарения и плавления (в расчете на 1 г) выше, чем почти у всех остальных веществ. Особенностью воды является то, что ее плотность в жидком состоянии максимальна при 4 °С. При замерзании, в отличие от других веществ, она не сжимается, а расширяется (приблизительно на 10 %), поэтому лед плавает на поверхности воды. Теплоемкость минимальна при температуре 27 °С. Вода плохо проводит электрический ток, но становится хорошим проводником, если в ней растворено даже небольшое количество ионных веществ. Для воды характерно очень высокое поверхностное натяжение.

Вода — универсальный растворитель, необходимый для протекания биохимических реакций, в ней прекрасно растворяются соединения с ионной и ковалентной связью. Способность воды к растворению многих веществ обусловлена полярностью ее молекул, имеющих довольно большой дипольный момент, поэтому при растворении ионных веществ молекулы воды ориентируются вокруг ионов, сольватируют их. Водные растворы ионных веществ являются электролитами. Кислород, азот и диоксид углерода плохо растворяются в воде. Многие органические соединения, содержащие атомы электроотрицательных элементов, напр. кислорода или азота, растворимы в воде.

## **КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГИДРОСФЕРЫ**

Вопрос о границах гидросферы и ее подразделениях не столь очевиден, как кажется на первый взгляд. Поскольку с гидрологической точки зрения все воды на Земле едины и участвуют в планетарном круговороте воды, гидросферой следует считать совокупность всех вод — от океана до паров

атмосферы. Но гидросфера как среда обитания живых организмов может включать только жидкую воду, т.е. из гидросферы гидрологической или физической следует исключить парообразную воду и ледники. Однако и здесь проблематично провести границу гидросферы, с которой имеет дело гидробиология. Микробиологические исследования так называемых биопленок (англ. — *biofilms*), образующихся на границе раздела твердой и водной фаз, показало, что они распространены повсеместно (Beveridge et al., 1997) и играют огромную роль в почвенных процессах. Принципиальных различий между биопленками на частицах почвы, сооружениях, конструкциях в почве и в водоеме, по-видимому, нет, однако микробиологи настолько обособливают это явление для почвы, что даже выделяют «ферросферу» — некую зону взаимодействия почвенных микроорганизмов и металлических конструкций (Андреюк и др., 2002). Биопленки в почве не входят в область исследований гидробиологии, в то время как подобное явление в водоеме безусловно является объектом ее изучения (Горбенко, 1977). В качестве основного постулата бактериологии Г.А. Заварзин (2003) выдвигает следующий: «Бактерии не способны к жизнедеятельности вне жидкой воды». Поскольку организмы биопленки в почве, так же как и в водоеме, обитают фактически в водной среде, то следует принять определенные ограничения для характеристик среды обитания именно гидробионтов. Часть гидросферы, имеющую отношение к гидробиологии, можно определить как совокупность трехмерных водных объектов (основные пространственные размеры сопоставимы между собой), значительно больших размеров, чем населяющие их организмы, и представляющих собой объем воды в жидкой фазе, граничащий с литосферой, атмосферой, твердой фазой воды (льдом), антропогенными субстратами.

Объем всей гидросферы немногим больше 1,45 млрд. км<sup>3</sup> (табл. 4.1). Оценка определения колеблется в пределах 50 млн. км<sup>3</sup>, что соответствует 3 % объема гидросферы. Такая сравнительно большая точность достигнута благодаря надежному определению объема Мирового океана, составляющего около 94 % всего объема гидросферы. За десятилетия, прошедшие со времени широкого внедрения эхолота, промер глубины превратился в массовое явление и точное определение объема стало делом вычислительной техники, также применяются космические методы гидрографических исследований. Более 94 % объема гидросферы представляют собой арену жизни гидробионтов, в подавляющем большинстве — морских.

В общее количество воды в гидросфере должна входить и вода, находящаяся в живых организмах. Количество этой, так называемой биологической воды, в масштабах гидро-

сферы в целом невелико. По некоторым данным оно составляет около 1000 км<sup>3</sup>, что сопоставимо с запасом речных вод (Будыко, 1977).

Мировой океан — это действительно непрерывный в пространстве единый водный бассейн и поэтому его можно выделить в особую сферу Земли — океаносферу. Для поверхностных вод суши, наоборот, характерна более или менее выраженная прерывистость, дискретность, хотя следует скорее говорить о водоемах, а не о водах в целом. Поэтому термин «лимносфера» для определения «пресноводной части гидросферы (озера, реки, подземные воды, ледники)» (Узунов, Ковачев, 2002, с. 332) не может считаться корректным. В конечном счете, с точки зрения гидробиологии гидросферу можно разделить на несколько составляющих ее областей:

- обитаемая часть гидросферы: Мировой океан, поверхностные воды суши, интерстициальная вода донных отложений;
- необитаемая часть гидросферы: вода в твердой фазе (ледники) и парообразная (пары атмосферы);
- условно или гипотетически обитаемая часть гидросферы: воды гидротермальной сети дна океанов, самые глубокие подземные воды.

Четкие границы между составляющими гидросферы Земли провести нельзя в силу подвижности и взаимосвязанности всех вод. Существуют также пограничные области, зоны и довольно крупные водные объекты, напр. эстуарии на границе континентальных вод и моря. Необитаемость воды в твердой фазе также довольно условна. Вмерзая в лед, водоросли и некоторые беспозвоночные и там продолжают свою жизнедеятельность. Современная гидросфе-

**Таблица 4.1. Характеристики элементов физической гидросферы (по Львович, 1974, Williams, 1996)**

Части гидросферы	Объем воды, тыс. км <sup>3</sup>	% от общего объема
Мировой океан	1 370 323	94,201
Подземные воды	60 000	4,1259
Ледники	24 000	1,6498
Озера пресные	125	0,0085
Озера соленые	115	0,0079
Водохранилища	5	0,0003
Речные воды	1,2	0,00008
Почвенная влага	85	0,0058
Пары атмосферы	14	0,00096
Всего	1 454 668	100

ра формировалась не один миллиард лет и длительное время является ареной жизни огромного числа организмов.

**Все реки текут  
в море, но море  
не переполняется:  
к тому месту,  
откуда реки текут, они  
возвращаются,  
чтобы опять течь.**

*Книга Екклесиаста  
или Проповедника, 1.7.*

## ГЛОБАЛЬНЫЙ КРУГОВОРОТ ВОДЫ

Круговорот воды, охватывающий все сферы земли, возможно, был первым процессом, заставивший человека задуматься о единстве планетарных явлений, поскольку многие элементы этого круговорота можно легко наблюдать. Гидрология, изучающая процессы круговорота воды, имеет очень давнюю историю. Так, более 6 тыс. лет назад проводились систематические наблюдения режима уровня воды в реке Нил (Бисвас, 1975).

*«Вода на поверхности Земли существует в состоянии динамического равновесия, циркулируя между океаном, атмосферой и сушией в сложной системе, известной как гидрологический цикл» (Maurice, 2000, с. 135).*

Основными звеньями круговорота являются вода Мирового океана, парообразная вода атмосферы, полярные льды и снег, поверхностные и подземные воды. Это так называемые свободные воды, которые могут перемещаться под действием силы тяжести. Они составляют всего около 10 % имеющейся на Земле воды, более 90 % связано в литосфере. Потоки между основными элементами гидрологического круговорота значительны, соответственно количеству воды в элементах динамической системы. Движущими силами гидрологического цикла являются сила тяжести и энергия Солнца.

*«Количество энергии, необходимое для того, чтобы привести в движение гидрологический цикл, можно определить, перемножив энергию, необходимую для испарения 1 г воды (0,536 ккал), и суммарное годовое испарение воды с поверхности Земли ( $378 \cdot 10^{18}$  г). Это произведение, равное  $2 \cdot 10^{20}$  ккал, соответствует примерно 1/5 общего поступления энергии с солнечным светом, падающим на Землю» (Риклефс, 1979, с. 158).*

Поскольку ни один из элементов глобального круговорота воды нельзя точно измерить, расчеты различных авторов дают несколько различающиеся результаты. Так, по данным М.И. Львовича (1974), элементы гидрологического цикла имеют следующие значения:

Элементы цикла	тыс. км <sup>3</sup> /год	мм/год
Испарение с поверхности океана . . . . .	452,6	1253
Осадки над океаном . . . . .	411,6	1140
Сток с периферийной части суши . . . . .	41,0	350
Испарение с периферийной части суши . . .	65,0	560
Осадки над периферийной частью суши . . .	106,0	910
Сток в замкнутой части суши . . . . .	0,83	26
Испарение с замкнутой части суши . . . . .	7,5	234
Осадки над замкнутой частью суши . . . . .	7,5	234

Следовательно, испарение с поверхности суши составляет 72,5 тыс. км<sup>3</sup>/год, количество осадков над сушей — 113,5 тыс. км<sup>3</sup>/год, а разность между испарением и осадками над океаном в 41 тыс. км<sup>3</sup>/год компенсируется поверхностным стоком.

Интенсивность водообмена в отдельных звеньях гидрологического цикла можно определить на основе показателя активности водообмена (Львович, 1974):

$$A = \omega / \gamma,$$

где  $A$  — активность водообмена, лет;  $\omega$  — объем или масса данной части гидросферы;  $\gamma$  — приходная или расходная часть баланса, выраженная в тех же единицах.

Таким же образом можно рассчитать активность водообмена в различных частях гидросферы (табл. 4.2).

Как видно, активность водообмена поверхностных вод очень высока. Единовременный объем воды в руслах всех рек оценивается приблизительно в 1200 км<sup>3</sup>, а суммарный годовой сток составляет 38 800 км<sup>3</sup>/год. Отсюда следует, что обмен русловых вод происходит 32 раза в год, т.е. чуть дольше, чем за 10 суток.

Вода, содержащаяся в живом веществе, также включена в общий круговорот. Если по оценке М.И. Львовича (1974) мировое потребление воды человеком и животными составляет около 53 км<sup>3</sup>/год, транспирация растениями суши — 30—35 тыс. км<sup>3</sup>/год, не менее всего объема воды, испаряющейся с поверхности суши, то по данным Р. Риклефса (1979) наземная растительность испаряет ежегодно около 55 млн. км<sup>3</sup> воды. При объеме воды в живых организмах суши в 1000 км<sup>3</sup>, активность водообмена очень высока — 0,025 года. Быстрый оборот воды, находящейся в живых организмах, обуславливает то, что две трети дождевых осадков над континентами определяется пополнением атмосферной влаги за счет транспирации растений. Как отмечает К.М. Хайлов (2001), из  $5 \cdot 10^5$  Гт воды, ежегодно оборачивающейся в современной биосфере, только  $2 \cdot 10^4$  обязаны

**Таблица 4.2. Активность водообмена (A) различных элементов гидросферы (по Львович, 1974)**

Часть гидросферы	A, лет
Океан	3000
Подземные воды	5000
Ледники	8000
Поверхностные воды суши	7
Пары атмосферы	0,03
Вся гидросфера	2800

появлением физическому круговороту. Есть основания полагать, что в настоящее время основная часть воды гидросферы имеет биогенный характер и связана с биологическими процессами.

**Водное пространство, занятое всеми океанами и морями, называется Мировым океаном, представляющим собой непрерывную оболочку Земли.**  
*Истошин, 1969, с. 22*

## ОКЕАНОСФЕРА. МИРОВОЙ ОКЕАН

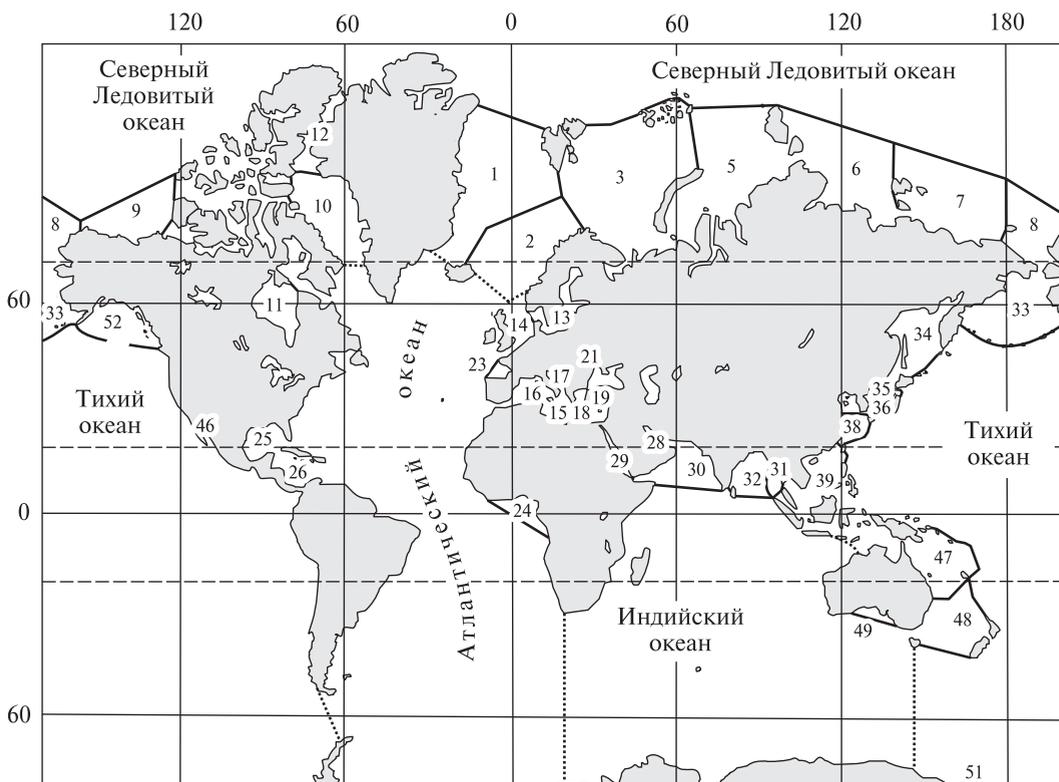
Впервые представление о единстве Океана ввел французский картограф С. Кларе де Флориё в конце XVIII в. Термин «Мировой океан» был предложен известным российским географом Ю.М. Шокальским как совокупность водной оболочки земного шара, основной особенностью которой является значительная минерализация вод (Мир географии, 1984). Площадь Мирового океана в 2,5 раза превосходит площадь суши и составляет около 361 млн. км<sup>2</sup>. Помимо того, что все океаны соединены между собой, севернее 80° с. ш. и между 56 и 64° ю. ш. океан полностью опоясывает земной шар.

Несмотря на то, что Мировой океан представляет собой непрерывную оболочку Земли и, скорее всего, так было во все периоды его существования, он подразделяется на отдельные океанические бассейны и моря (табл. 4.3, рис. 4.1). Такое подразделение Мирового океана проводится по следующим критериям: конфигурация береговой линии материков, рельеф дна, самостоятельные системы океанических течений и циркуляции атмосферы, особенности пространственного распределения температуры и солености. Выделяют 4 океана: Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый. Выделение пятого — Южного — океана было принято в географии с 1845 г. по 1930-е годы.

Части океана, вдающиеся в сушу или ограниченные островами, — моря. Окраинные моря в значительной степени связаны с океаном, внутренние или средиземные — довольно слабо. Выделение морей или больших заливов весьма условно, например, почти одинаковые бассейны к востоку и западу от полуострова Индостан называются, соответственно, Бенгальским заливом и Аравийским морем. Боль-

*Таблица 4.3. Площадь и объем океанов (по Львович, 1974)*

Океан	Площадь, млн. км <sup>2</sup>	Объем, млн. км <sup>3</sup>
Тихий	180	725
Атлантический	93	338
Индийский	75	290
Северный Ледовитый	13	17
Мировой океан	361	1370



**Рис. 4.1.** Границы океанов, морей и крупных заливов (по Истинин, 1969):

**Северный Ледовитый океан:** 1 — Гренландское море, 2 — Норвежское море, 3 — Баренцево море, 4 — Белое море, 5 — Карское море, 6 — море Лаптевых, 7 — Восточно-Сибирское море, 8 — Чукотское море, 9 — море Бофорта, 10 — море Баффина, 11 — Гудзонов залив, 12 — море Кейн; **Атлантический океан:** 13 — Балтийское море, 14 — Северное море, 15 — Средиземное море, 16 — Тирренское море, 17 — Адриатическое море, 18 — Эгейское море, 19 — Мраморное море, 20 — Черное море, 21 — Азовское море, 22 — залив Св. Лаврентия, 23 — Бискайский залив, 24 — Гвинейский залив, 25 — Мексиканский залив, 26 — Карибское море, 27 — море Уэдделла; **Индийский океан:** 28 — Персидский залив, 29 — Красное море, 30 — Аравийское море, 31 — Андаманское море, 32 — Бенгальский залив; **Тихий океан:** 33 — Берингово море, 34 — Охотское море, 35 — Японское море, 36 — Внутреннее Японское море, 37 — Желтое море, 38 — Восточно-Китайское море, 39 — Южно-Китайское море, 40 — море Сулу, 41 — Целебесское море, 42 — море Банда (с морями: Бали, Флорес, Серам и Молуккским), 43 — Яванское море, 44 — Тиморское море, 45 — Арафурское море, 46 — Калифорнийский залив, 47 — Коралловое море, 48 — Тасманово море, 49 — Большой Австралийский залив, 50 — море Беллингаузена, 51 — море Росса, 52 — залив Аляска



шая или меньшая открытость морей и заливов определяет своеобразие условий в них относительно океанических. Некоторые заливы получают значительный водный сток с суши, что сильно влияет на режим солености, взвешенные в воде вещества. Сужения между частями суши образуют

проливы, которые могут быть проточными и обменными. В первых течения направлены в одну сторону, как во Флоридском проливе. В обменных проливах течения направлены в противоположные стороны, напр., в проливе Босфор направление течений на разной глубине разное, в проливе Лаперуза течения направлены в разные стороны у противоположных берегов. Океанические течения и глобальный круговорот вод океана определяют перемещение около 2 % или около 22 млн. км<sup>3</sup> (Львович, 1974) в год всех океанических вод в качестве внутреннего водообмена.

**Важная черта океанического звена круговорота воды — перенос огромных масс морских вод.**

*Львович, 1974, с. 35*

### ДИНАМИКА ВОДНЫХ МАСС ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Глобальный гидрологический цикл не мог бы осуществляться, если бы движение воды не было свойственно каждому его звену. Объем водных масс, переносимых течениями в океанах, огромен (табл. 4.4). Океанические поверхностные и приповерхностные течения в год переносят воды на три порядка больше, чем все реки мира.

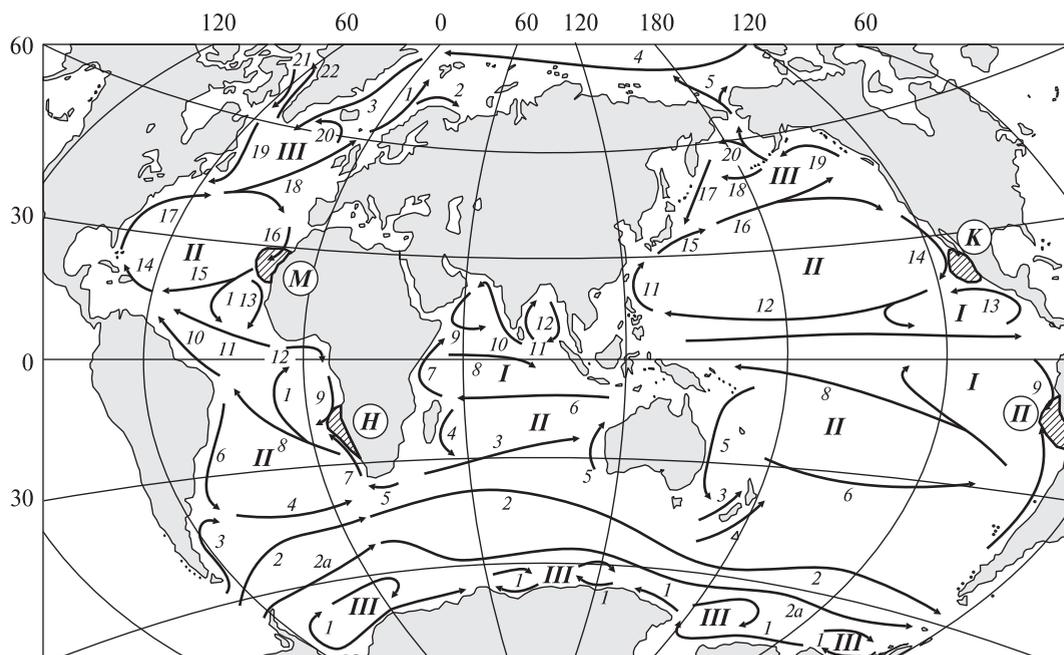
Силы, определяющие перемещения частиц воды, разнообразны. Это силы тяготения Земли, Луны, Солнца; силы, определяемые вращением Земли, градиентом плотности воды в разных точках океана; ветровое воздействие; атмосферное давление; поступление водных масс извне, напр. сток больших рек в море. Течения вызваны целым рядом факторов, однако повторяемость и некоторое постоянство этих факторов приводит к существованию довольно устойчивой картины поверхностных течений Мирового океана (рис. 4.2).

Для океанов, расположенных в двух полушариях, характерны большие циркуляции. При движении воды в них против часовой стрелки в северном полушарии и в обратном направлении — в южном, они называются циклоническими, в противоположном циклоническому движении — антициклоническими.

Циркуляционное движение в океане (равно как и в атмосфере) является причиной подъема водных масс в циклональных или опускания в антициклональных кругово-

**Таблица 4.4. Характеристики подвижности водных масс океанов (по Львович, 1974, с изм. и доп.)**

Океан	Объем (млн. км <sup>3</sup> )	Годовой расход внутренних течений (млн. км <sup>3</sup> )	Интенсивность водообмена, лет (объем/расход)	% внутреннего водообмена к объему
Тихий	725	6,56	110	0,9
Атлантический	338	7,30	46	2,1
Индийский	290	7,40	39	2,5
Северный Ледовитый	17	0,44	38	2,6



**Рис. 4.2.** Основные поверхностные течения в Мировом океане (по Степанов, 1974):

*I* — циклонические тропические, *II* — антициклонические субтропические, *III* — циклонические высокоширотные; *1* — Прибрежное антарктическое, *2* — Антарктическое циркумполярное, *2a* — его южная ветвь; **Атлантический океан:** *3* — Фолклендское, *4* — Южно-Атлантическое, *5* — Игольное, *6* — Бразильское, *7* — Бенгальское, *8* — Южное пассатное, *9* — Ангольское, *10* — Гвианское, *11* — Экваториальное противотечение Ломоносова, *12* — Гвинейское, *13* — Зеленого мыса, *14* — Антильское, *15* — Северное пассатное, *16* — Канарское, *17* — Гольфстрим, *18* — Северо-Атлантическое, *19* — Лабрадорское, *20* — Ирмингера, *21* — Баффиново, *22* — Западно-Гренландское; **Индийский океан:** *3* — Южноиндоокеанское, *4* — Мадагаскарское, *5* — Западно-Австралийское, *6* — Южное пассатное, *7* — Сомалийское. *8* — Экваториальное противотечение Тареева, *9* — Западно-Аравийское, *10* — Восточно-Аравийское, *11* — Западно-Бенгальское, *12* — Восточно-Бенгальское; **Тихий океан:** *3* — Западно-Новозеландское, *4* — Восточно-Новозеландское, *5* — Восточно-Австралийское, *6* — Южно-Тихоокеанское, *7* — Перуанское, *8* — Южное пассатное, *9* — Перуано-Чилийское, *10* — Экваториальное противотечение Кромвеля, *11* — Минданао, *12* — Северное пассатное, *13* — Мексиканское, *14* — Калифорнийское, *15* — Куроисио, *16* — Северо-Тихоокеанское, *17* — Ойясио, *18* — Алеутское, *19* — Аляскинское, *20* — Восточно-Берингоморское; **Северный Ледовитый океан:** *1* — Норвежское; *2* — Нордкапское; *3* — Восточно-Гренландское; *4* — Западное арктическое; *5* — Тихоокеанское. **Апвеллинги:** К — Калифорнийский, М — Марокканский, Н — Намибийский, П — Перуанский

ротах. Течения, морские и океанические, можно классифицировать по нескольким признакам:

- иницирующие факторы (стоковые, приливно-отливные течения);
- продолжительность или устойчивость (сезонные, суточные);
- локализация, глубина (вдольбереговые, поверхностные, глубинные);
- характер движения (прямоточные, вихревые);
- физико-химические свойства переносимых водных масс (холодные, теплые, соленые, распресненные).

Сложность течений обусловлена и тем, что при их возникновении появляются вторичные силы, влияющие на характер течений: сила Кориолиса или отклоняющая сила вращения Земли, силы трения, центробежная сила.

Величина силы Кориолиса выражается зависимостью:

$$F = 2\omega V \sin\varphi,$$

где  $\omega$  — угловая скорость вращения Земли,  $V$  — скорость движения тела,  $\varphi$  — широта местности, где движется тело.

Сила Кориолиса, или геострофическая сила, действует перпендикулярно направлению потока вправо в северном полушарии и влево в южном.

В 1902 г. шведский ученый В. Экман предложил модель ветровых течений, учитывающую геострофические силы. Эта модель смогла объяснить непонятные раньше отклонения дрейфа льдов вправо от направления ветра, подобные тем, что наблюдал Ф. Нансен в Ледовитом океане на судне «Фрам». Решение уравнений модели показывает, что скорость перемещения воды под действием ветра с глубиной уменьшается и все сильнее смещается вправо (в северном полушарии), а чисто ветровые течения быстро затухают. Их толщина имеет порядок 100 м (Лебедев и др., 1974). Таким образом, при достаточной глубине направление течения может измениться на обратное.

Особенностью геострофических течений является и то, что вода в них движется не вниз по уклону, а под углом и как бы обтекает зоны нагона и сгона вод. В районе Саргассова моря с севера дуют более или менее постоянные ветры восточного направления, а с юга — западного. Согласно модели Экмана, это приводит к нагону вод между фронтами. Гольфстрим, как геострофическое течение, переносит воды, как бы обтекая нагонную возвышенность Саргассова моря. Вдольбереговые течения западных побережий в южном полушарии смещают водные массы от берегов влево, что является причиной подъема прибрежных вод или апвеллинга (англ. — *upwelling*).

Внутреннее трение в ламинарном потоке воды определяется взаимодействием молекул, а в турбулентном к нему добавляется еще вихревое, связанное с непрямолинейным потоком воды. Центробежные силы в большей степени проявляются при криволинейных потоках с малым радиусом кривизны. Чем больше радиус, тем меньше влияние центробежных сил. Кружовороты и вихри очень характерны для динамики океанических вод, напр. некоторые меандры Гольфстрима замыкаются в кружовороты, так называемые «кольца Гольфстрима», которые могут мигрировать по океану многие месяцы.

Над поверхностью океана постоянно перемещаются воздушные массы. Течения, создаваемые временными и непро-

должительными ветрами, называются ветровыми; ветрами, дующими постоянно, господствующими — дрейфовыми. К числу дрейфовых течений относятся пассатные, муссонные течения и циркумпланетарное течение Западных Ветров Южного полушария. Ветровые и дрейфовые течения возникают за счет сил трения о поверхность воды и давления ветра на тыльную сторону волн.

Между скоростью ветра и скоростью поверхностного дрейфового течения существует эмпирическая зависимость:

$$U = k V / \sqrt{\sin \varphi},$$

где  $U$  — скорость воды, м/с;  $k$  — эмпирический коэффициент, равный 0,0127;  $\varphi$  — широта места,  $V$  — скорость ветра, м/с.

При дрейфовых течениях перемещаются значительные массы воды, что приводит к наклону водной поверхности и возникновению сгонно-нагонных течений. В прибрежных зонах, особенно в проливах, значительную роль могут играть приливно-отливные течения.

Для океанов, расположенных в двух полушариях (Атлантическом, Тихом) характерны приэкваториальные пассатные течения. Как видно из названия, эти течения вызывают пассатные ветры, дующие вдоль экватора; разбиваясь о восточные побережья материков, они образуют океанические циркуляции. На формирование циркуляций в Южном полушарии влияет приантарктическое течение Западных Ветров, направленное против пассатных течений и дающее по западным берегам материков холодные ветви течений, направленных на север к экватору. О масштабах перемещения водных масс океаническими течениями можно судить по расходу воды в Гольфстриме. На выходе из Флоридского пролива его расход составляет около 26 млн. м<sup>3</sup>/с, далее, на 38° с.ш., он достигает 82 млн. м<sup>3</sup>/с, что в 60 раз больше расхода воды всех рек мира.

Большое значение в динамике водных масс морей и океанов имеют приливно-отливные явления. Прилив — это повышение уровня воды от момента малой воды (самый низкий уровень) до максимальной отметки в данном месте. Прилив и отлив — это сложные волновые движения вод, обусловленные силами тяготения Земли, Луны и Солнца. Величина силы, вызывающей приливно-отливные явления, прямо пропорциональна массе Солнца и Луны и обратно пропорциональна кубу расстояния от Земли. Исходя из этого, приливообразующая сила Луны примерно в 2 раза больше таковой Солнца. Когда светило и наш спутник находятся примерно на одной линии с Землей (полнолуние и новолуние), приливы имеют наибольшую силу, это сизигийные приливы.

Теоретически, если рассматривать океан как идеальный водоем без влияния материков, трения, с бесконечной глу-

биной, то максимальная величина приливов в открытом океане не должна превышать 0,9 м. Действительно, у островов, находящихся посреди океана, приливы приблизительно такими и есть. По мере приближения к материкам уменьшается глубина и усложняется рельеф дна. У выдающихся в море мысов и малоизрезанных берегов величина прилива обычно не превышает 3 м, большая величина прилива наблюдается только в проливах, вершинах заливов, устьях рек. В Пенжинской губе Охотского моря прилив достигает 13 м, в заливе Фанди восточного побережья Северной Америки между материком и полуостровом Новая Шотландия прилив достигает 18 м (Истошин, 1969). Приливы и отливы существенным образом влияют на жизнь прибрежной зоны моря.

Перемещение водных масс и их определенная инерционность приводит к значительным искривлениям водной поверхности. Измерения, сделанные со спутников, показали, что в центральных частях циркуляций образуются «холмы», возвышающиеся на несколько метров выше среднего уровня.

**Мы не удалимся от истины, сказав, что по особенностям температуры океан представляет собой холодную массу воды с тонким, более нагретым слоем у поверхности.**

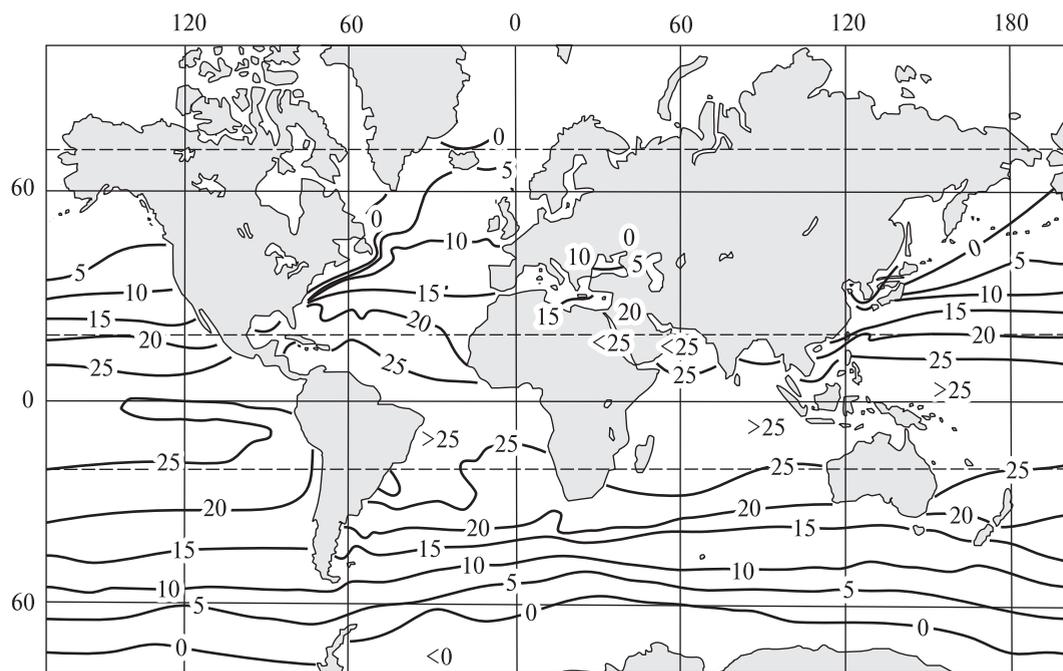
*Дрейк и др., 1982, с. 58*

## ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

В любом водоеме температура воды определяется следующими основными факторами: поступлением тепла с лучистой энергией солнца, теплообменом с атмосферой, поступлением тепла из вышележащих слоев воды (вертикальный теплообмен), горизонтальным теплообменом за счет переноса воздушных и водных масс, поступлением тепла от дна и берегов, антропогенным воздействием, метаболической активностью живых организмов, тепловым стоком с суши.

Тепло, поступающее от солнца, поглощается довольно тонким слоем воды. Передача тепла от поверхностных слоев к лежащим ниже происходит за счет механического перемешивания и конвекции на глубину не более 100—200 м. Большее значение имеют приливно-отливные явления, поскольку охватывают всю толщу вод. Распределение температуры по поверхности океана в целом зависит от географической широты, а именно от интенсивности солнечного излучения, однако поверхностные течения значительно усложняют картину (рис. 4.3).

В приантарктической зоне, где влияние материков минимально, изотермы почти повторяют линии параллелей. Во всех океанах можно наблюдать расширение изотерм к восточным берегам материков, особенно в Атлантическом океане. Это значит, что в Атлантическом океане зона более высоких (выше 25 °С) температур у побережья Америки выше, чем у побережья Африки. Изотермы низких среднегодовых температур (0 °С и ниже) в Южном полушарии про-



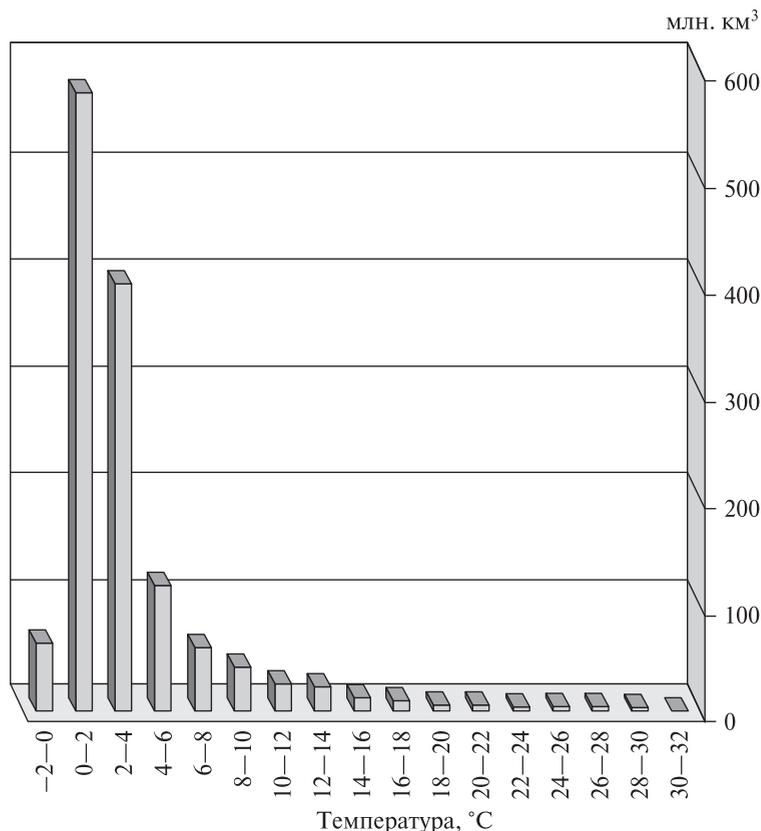
**Рис. 4.3.** Распределение среднегодовой температуры воды (°C) в поверхностных слоях океанов (по Дрейк и др., 1982)

ходят в приантарктических водах от 70 до 50° ю. ш. В северной Атлантике, благодаря Северо-Атлантическому течению, изотерма нулевой температуры располагается в более высоких широтах, почти до 80° с. ш. Температура изменяется как в широтном направлении, так и с глубиной (табл. 4.5).

Поскольку наиболее существенным источником тепла для океана является солнечное излучение, а перемешивание масс воды происходит достаточно медленно, неизбежно возникает термическая разнородность слоев воды по глубине. Для открытого океана можно выделить несколько типов термического распределения по глубине: приполярный, умеренный, субтропический и экваториальный. Для всех типов характерно неравномерное снижение температуры с глубиной, однако в различных зонах это происходит

**Таблица 4.5.** Средние широтные значения температуры воды на различной глубине в Атлантическом океане (по Степанов, 1974)

Глубина, м	Северная широта			Экватор	Южная широта		
	60°	40°	20°	0°	20°	40°	60°
0	8,9	21,1	25,3	26,1	19,7	8,7	-0,3
50	7,7	20,0	23,2	23,3	19,4	8,1	-1,0
200	6,9	16,7	15,6	12,6	14,4	5,9	0,2
500	5,9	13,6	9,5	7,0	9,0	3,3	1,5
1000	4,5	8,0	5,4	4,1	3,5	2,6	0,3
5000	—	2,4	2,4	1,2	1,3	0,4	—



**Рис. 4.4.** Объем вод океана с различной температурой (по Дрейк и др., 1982)

по-разному. В экваториальной зоне температура довольно плавно снижается с 28 °C до 4 °C на глубине около 600 м. В субтропических водах с несколько более низкой температуры такое же снижение происходит до глубины около 700 м. В средних широтах температура снижается примерно с 10 °C и выравнивается до 4 °C на глубине около 1000 м. Только в верхних слоях океана температура относительно высокая, средняя температура значительной части океана (более 90 % объема) составляет около 3,8 °C (Виноградов, 1967) и только температура примерно 8 % объема достигает более 10 °C (рис. 4.4).

Если в суммарном объеме океана преобладают относительно холодные воды, то температура поверхностного слоя более половины площади океана составляет выше 20 °C и лишь 13 % поверхности — ниже 4 °C (Гигиняк, 2003). Придонные воды на больших глубинах имеют достаточно постоянную низкую температуру. Термические условия в глубоководных желобах (более 6000 м) весьма своеобразны и температурный режим здесь очень стабилен. На глубинах 6—11 км отмечены значения температуры от -0,3 °C до +4,5 °C. Если исключить желоба Банда и Кайман с наивысшими температурами и самый холодноводный субантарктический Южно-Сандвичев желоб, то диапазон температур

составит всего 2,5 °С. В одном желобе температура изменяется не более чем на 1 °С, однако на дне океана существуют локальные зоны, где температура воды гораздо выше. Значительный (от нескольких десятков до ста и более градусов) локальный подогрев наблюдается в местах выделения горячих флюидов из dna океанов в рифтовых зонах (Van Dover et al., 2002).

Весьма своеобразен термический режим окраинных и внутренних морей. Для окраинного Баренцева моря (бассейн Ледовитого океана) характерны довольно низкие температуры, однако здесь сказывается влияние Северо-Атлантического течения. Зимой на юге и юго-западе моря температура на поверхности равна +4—5 °С, а в центральной части +3—0 °С. Атлантические воды распространяются на восток по донным углублениям как более плотные, поэтому температура может понижаться до горизонта 100—150 м, а затем снова повышаться ко дну.

Баренцево море считается мелководным со средней глубиной всего 186 м, а окраинное Японское море — одно из глубоководных, его средняя глубина составляет 1535 м, наибольшая — 3699 м. Это море расположено в зоне муссонного климата умеренных широт. Зимой температура воды на поверхности от близких к 0° отрицательных величин на севере и северо-западе повышается до +10—14° на юге. Летом температура воды на поверхности повышается от 18—20° на севере и до 25—27 °С в южной части. Для внутреннего Черного моря характерен хороший прогрев поверхности, средняя температура составляет 8,9 °С. В зимние месяцы в северо-западной части температура изменяется от 0,5—1,0 °С у берегов до 7 °С в открытой части, в юго-восточной части моря температура в это время достигает 8,5 °С. Летом в этой области самые высокие температуры превышают 20 °С. По вертикали большую часть года температура распределяется следующим образом: наибольшие значения на поверхности, снижение к 60—75 м, а затем медленное повышение и на глубине 2000 м она достигает 9,2 °С, благодаря геотермальному воздействию. На горизонте 75—100 м располагается холодный промежуточный слой, температура воды в котором весь год составляет 7—8 °С.

Малый водообмен в Средиземном море определяется особенностями морфометрии dna проливов. Вода из Атлантики поступает через порог глубиной всего 320 м. Относительная закрытость от проникновения холодных глубинных океанических вод, географическое положение обуславливают уникальный термический режим Средиземного моря и условия для пелагических и донных сообществ — зимнюю гомотермию при температуре 13—14 °С, а летом верхние слои прогреваются до 22—25 °С.

Значительную роль в термическом режиме прибрежных зон морей может играть тепловой сток рек. Температура воды в сибирских реках летом может подниматься до 17—20 °С и, при значительном стоке (напр. Енисей — 19 800 м<sup>3</sup>/с или более 600 км<sup>3</sup>/год), влиять на термический режим прибрежных областей Ледовитого океана. В тропических районах сток рек, особенно горных, может понижать температуру морских прибрежных вод.

...в океане,  
с его поверхностными  
и глубинными  
течениями и общей  
циркуляцией воды,  
устанавливается  
сложное динамическое  
химическое  
равновесие.

*Виноградов, 1967, с. 3*

## ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОКЕАНИЧЕСКИХ ВОД

В воде океана обнаружены все химические элементы, но их содержание сильно различается. Концентрация главных элементов — хлора, натрия, магния, серы, кальция, калия, углерода — составляет миллимоли на килограмм, а таких элементов, как уран, церий, иттрий, лантан, замыкающих список из 40 элементов — менее 10<sup>-8</sup> миллимоль (Макинтайр, 1981). Выделяют одиннадцать так называемых главнейших ионов и молекул: Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Sr<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Br<sup>-</sup>, F<sup>-</sup>, H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>. Из всех соединений в наибольшем количестве представлены различные соли. Солевая масса океана огромна и оценивается примерно в 5 · 10<sup>15</sup> тонн. Чтобы представить себе это количество, О.А. Алёкин (1966) приводит такой расчет: если всю морскую соль в сухом виде распределить по поверхности суши, то на каждый квадратный метр придется 330 т, а слой достигнет 150 м в высоту.

Датский ученый И. Форхгаммер еще в XIX веке установил, что, несмотря на значительных колебания солёности (т.е. концентрации соли) в разных областях океана и морях, солевой состав воды очень стабилен. Химический анализ более 70 проб океанической воды из разных точек Мирового океана, взятых во время кругосветной экспедиции британского исследовательского судна «Челленджер» (1872—1876 гг.), проведенный В. Дитмаром, является достоверным доказательством того, что соотношение различных солей отличается очень мало. Это позволяет сделать заключение, что, судя по солевому составу вод, на земном шаре существует один единственный океан, а В.И. Вернадский предлагал рассматривать соотношение основных ионов в морской воде как одну из констант Земли как планеты.

Состав главных ионов при солёности 35 ‰ (35 г соли на 1 кг воды при температуре 20 °С) представлен в табл. 4.6.

В количественных характеристиках состава морских вод имеются некоторые незначительные расхождения. П. Брюер (Brewer, 2000) приводит значения содержания ионов хлорида 19,3529, натрия — 10,7822, сульфат-ионов — 2,7124 г/кг.

Близкий по составу к морской воде раствор можно получить, смешав на 1 кг раствора следующих солей в граммах: NaCl — 27,021; MgCl<sub>2</sub> — 2,493; MgSO<sub>4</sub> — 3,368; CaCl<sub>2</sub> — 1,163; KCl — 0,739; NaHCO<sub>3</sub> — 0,206; NaBr — 0,085. Очевидно преобладание ионов хлорида и натрия, они составляют 83,6 % всех ионов.

Поскольку соотношение основных ионов практически постоянно, для определения солёности достаточно знать концентрацию одного иона, например, хлорида.

*«Хлорность — это суммарное содержание в граммах на 1 кг морской воды галогенов — хлора, брома, фтора и йода при пересчете на эквивалентное содержание хлора. Возможно определение солёности с точностью до 0,01 ‰. М. Кнудсен в 1902 г. получил формулу:*

$$S = 0,030 + 1,805 Cl, \text{ где } Cl — \text{ хлорность воды в } \text{‰}.$$

*В 1967 г. международным соглашением была принята более простая формула:  $S = 1,8655 Cl$ , она совпадает с первой в диапазоне солёности 30—40 ‰ с точностью  $\pm 0,004 \text{ ‰}$ » (Пелешенко, Хильчевский, 1997, с. 267).*

Постоянство ионного состава океанической воды прежде всего определяется колоссальной массой солевого раствора океана. Ежегодный сток всех рек поставляет около 320 млн. тонн хлоридных ионов, что в 100 млн. раз меньше их содержания в воде океана.

Существует сложный, происходящий постоянно, сбалансированный взаимообмен между океаном, атмосферой, континентальным стоком, породами земной коры, живым и биокосным веществом, донными осадками океанов и мантией Земли, в результате которого поддерживается достаточно стабильная геохимическая система океанов (табл. 4.7). Постоянство ионного состава воды отнюдь не означает постоянства концентрации солей, т.е. постоянства солёности. Солёность основной массы вод океана составляет 34—35 ‰, при этом более 70 % всего объема составляют воды с солёностью в очень узком диапазоне 34,7—35,1 ‰ (Дрейк и др., 1982).

Таблица 4.6. Ионный состав вод океана (по Алёкин, 1966)

Ионы и молекулы	г на 1 дм <sup>3</sup> воды	г на 1 кг воды
Cl <sup>-</sup>	19,8330	19,3534
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	2,7676	2,7007
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,1450	0,1427
Br <sup>-</sup>	0,0675	0,0659
F <sup>-</sup>	0,0013	0,0013
H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub> (борная кислота)	0,0272	0,0265
Na <sup>+</sup>	11,0305	10,7638
Mg <sup>2+</sup>	1,3291	1,2970
Ca <sup>2+</sup>	0,4181	0,4080
K <sup>+</sup>	0,3971	0,3875
Sr <sup>2+</sup>	0,0139	0,0136

Локальные различия в солености океанов и морей довольно велики. К числу факторов, понижающих соленость, относятся осадки, выпадающие на поверхность океана; материковый сток (трансформированные осадки, выпадающие над континентами); вода, образующаяся при таянии льда; выпадение солей в осадок; накопление минеральных веществ в скелетах гидробионтов. К процессам, повышающим соленость, относятся испарение с поверхности океана, леодообразование (вымораживание солей), ветровой вынос с брызгами воды.

Локальные, но очень важные гидрохимические аномалии связаны с гидротермальной активностью. Проникая в донную гидротермальную сеть, океаническая вода из слабощелочной натриево-магниевых-хлоридно-сульфатной превращается в кислую натриево-кальциевых-хлоридную. Вода теряет часть химических соединений и элементов, некоторые металлы переходят в раствор. Значительно, на 3—7 порядков, повышается концентрация меди, железа, цинка, марганца, свинца. Все гидротермальные растворы содержат большое количество сероводорода (1—12 мМ/кг), обычно отсутствующего в океанической воде (Богданов, 2002).

Соленость в поверхностных слоях Мирового океана очень стабильна, в морях же, особенно внутренних, где сильно влияние стока рек либо испарения, соленость колеблется в широких пределах — от 8 до 42 ‰. Соленость воды в Черном море составляет 16—18 ‰, Балтийском — 10—12, Белом — 24—30, Красном — 38—42 ‰.

Распределение массы воды по глубине зависит от ее плотности, которая, в свою очередь, является функцией солености и температуры, поэтому прямой зависимости измене-

**Таблица 4.7. Химический баланс океана в млн. т в год (по Алёкин, 1966)**

Химические вещества	Количество
<i>Приходная часть баланса</i>	
Вынос ионов с материковым стоком	2310—3172
Соли, поступающие с атмосферными осадками	1000—1300
<i>Расходная часть баланса</i>	
Выпадение в осадок $\text{HCO}_3^-$	1692
Выпадение в осадок $\text{Ca}^{2+}$	494
Выпадение в осадок $\text{Mg}^{2+}$	36
Выпадение в осадок минеральных коллоидов из материкового стока	360
Потери солей при выносе ветром брызг на сушу	300—400
Адсорбция солей взвесями	100

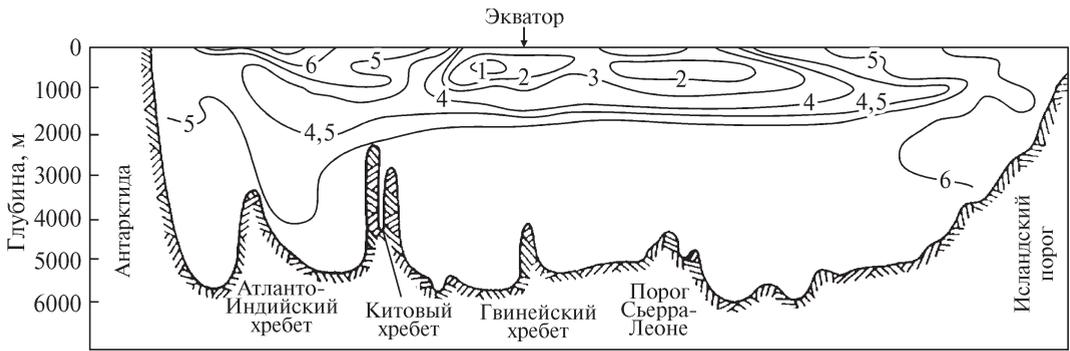
ния солености с глубиной нет. Можно лишь сказать, что с глубины 1000—1500 м соленость изменяется незначительно, в то время как в приповерхностных слоях изменения могут составлять несколько промилле на глубину в 100—200 м.

Площадь поверхности океана, через которую он соприкасается с атмосферой, составляет более 300 млн. км<sup>2</sup>. Соответственно парциальному давлению устанавливается равновесие между поглощением (абсорбцией) и выделением (десорбцией) того или иного газа. Наибольшее значение как для биологических, так и для химических процессов имеют кислород, диоксид углерода, сероводород, азот.

Концентрация кислорода в обитаемой части гидросферы обусловлена балансом прихода за счет поступления из атмосферы, фотосинтетической активности хлорофиллсодержащих организмов с одной стороны и расхода с другой, за счет выделения в атмосферу, потребления на биологическое и химическое окисление. Растворимость газов вообще и кислорода в частности зависит от температуры, поэтому в высоких широтах концентрация кислорода в поверхностных слоях выше, чем в тропиках: 8—9 см<sup>3</sup>/дм<sup>3</sup> и 4—5 см<sup>3</sup>/дм<sup>3</sup>, соответственно. Нормальной для шельфовой зоны Черного моря считается концентрация растворенного в воде кислорода в 4—7 см<sup>3</sup>/дм<sup>3</sup> (Zaitsev, Mamaev, 1997).

Хорошо вентилируемая зона с максимальной концентрацией кислорода в океане — это поверхностный слой воды в 300—1000 м. Глубже находится зона значительного снижения концентрации кислорода (200—1400 м). В Атлантическом океане в этой зоне концентрация кислорода снижается до 1 см<sup>3</sup>/дм<sup>3</sup>, в Тихом — до 0,4—0,5 см<sup>3</sup>/дм<sup>3</sup>. В глубоководных зонах содержание кислорода возрастает, достигая 70—80 % насыщения (около 5 см<sup>3</sup>/дм<sup>3</sup>). Глубина кислородного минимума в океане довольно сильно варьирует (Алёкин, Ляхин, 1984): от 400—600 м в северной, умеренной и экваториальной Атлантике и юго-восточной Пацифике до 2400 м в центральном районе южной Пацифики.

Кислородный режим придонных вод океанов в целом вполне благоприятен для жизни донного населения — более 0,5 см<sup>3</sup>/дм<sup>3</sup>. Обратная зависимость концентрации кислорода с глубиной в океане непрямолинейна (рис. 4.5). В промежуточной зоне концентрация органических веществ довольно велика, а интенсивность процессов разложения при относительно высокой температуре (5—12 °С) достаточно высока, что влечет за собой интенсивное потребление кислорода. В глубинных зонах процесс разложения органических веществ, которые находятся здесь в небольших концентрациях, гораздо слабее, потребление кислорода снижается, а имеющиеся глубинные течения несут холодные высокоширотные водные массы, обогащенные кислородом, т.е.

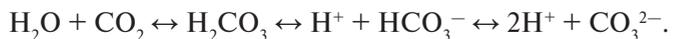


**Рис. 4.5.** Распределение содержания кислорода по глубине в Атлантическом океане на меридиональном разрезе (по Алёкин, 1970)

в более глубоких слоях содержание кислорода может быть выше, чем в средних.

В Мировом океане, однако, существуют массы воды, практически лишенные кислорода. Летом 1989 г. вблизи дельты р. Миссисипи в Мексиканском заливе была зарегистрирована зона гипоксии площадью более 9000 км<sup>2</sup> (Malakoff, 1998). Всего на карте мира этот автор отмечает около 40 точек гипоксии в прибрежье океанов и морей, в основном на восточном побережье США, Японии, атлантическом побережье Европы. Критическими также являются северо-западная часть Черного моря и Азовское море. В Черном море, по причине крайне пониженного водообмена, глубже 100 м концентрация O<sub>2</sub> ниже 1 см<sup>3</sup>/дм<sup>3</sup>, а глубже 200—300 м простирается бескислородная сероводородная зона. В Тихом океане, в зонах повышенной продуктивности (восточные зоны, зоны апвеллингов) на глубинах 100—1000 м могут образовываться зоны кислородного минимума, снижения концентрации практически до нулевых значений (Smith, Demopoulos, 2003).

Очень важным гидрохимическим фактором среды океана является содержание диоксида углерода. Большая часть углерода попадает в океан из атмосферы именно в виде углекислого газа. В круговороте углерода участвуют как биологические системы взаимодействия между автотрофными и гетеротрофными организмами, так и химическая система карбонатного равновесия. Основная часть углерода океана заключена в растворенных карбонатах и гидрокарбонатах, являющихся основой мощной буферной системы океана, важной для всей биосферы. Гидрохимическое поведение диоксида углерода намного сложнее, чем, например, кислорода, он включается в систему прямых и обратных взаимодействий, лежащих в основе карбонатного равновесия:



Соли угольной кислоты, напр. CaCO<sub>3</sub>, могут переходить в раствор только при наличии растворенного углекислого газа, содержание которого, в свою очередь, зависит от его пар-

циального давления. Оно возрастает с глубиной и достигает максимума в слое минимальных значений концентрации растворенного кислорода.

В системе карбонатного равновесия участвуют ионы кальция. Соединения углерода и кальция выполняют роль депонирующего блока, поскольку  $\text{CaCO}_3$  труднорастворим и выпадает в осадок. Кальций в больших количествах потребляется различными организмами для формирования известкового скелета. Карбонат кальция существует преимущественно в виде двух кристаллических форм — кальцита и арагонита. Первый распространен в более холодной среде, второй характерен для более теплых тропических морей (Алёкин, Ляхин, 1984). Участвуя в поддержании карбонатного равновесия, кальций, казалось бы, должен быть очень равномерно распределен в океане, находясь в некоем равновесном состоянии насыщения, однако это не так. Области с недостаточным содержанием кальция в воде — это поверхностные слои в высоких широтах и холодные глубинные слои океана. Снижение концентрации кальция в воде имеет значительные биологические последствия.

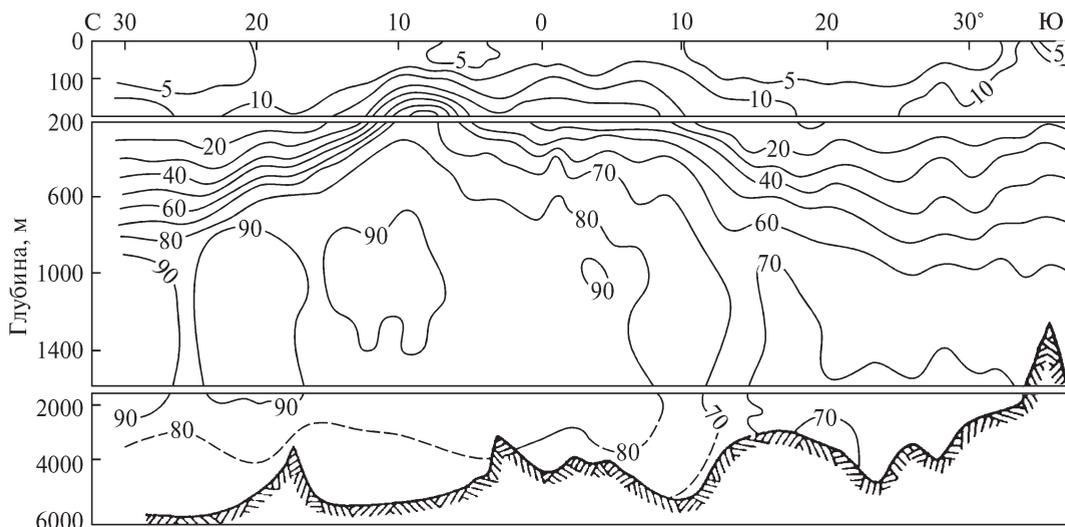
---

*«На больших глубинах появляются «мягкие» ежи, голотурии и агглютинирующие фораминиферы. Вероятно, этот «рахитизм» встречается на глубинах свыше 5000 м. Донные осадки высоких широт представлены диатомовыми. Недонасыщение этих вод  $\text{CaCO}_3$  на глубинах около 1000 м достигает около 30—40 % по отношению к возможному содержанию. Критическая глубина 4000 м. Глубже осадки  $\text{CaCO}_3$  исчезают» (Богоров, 1974, с. 97).*

---

Термические условия определяют неравномерное содержания кальция в воде и в широтном аспекте. В приэкваториальной зоне перенасыщение в поверхностных слоях может достигать 500—700 %. Очевидно, что условия для постройки коралловых рифов в тропической зоне определяют не только термическая, но и гидрохимическая среда. Кальцийсодержащие биогенные донные осадки (в основном скелеты *Globigerina*, *Pteropoda*, *Foraminifera*), занимающие до 48 % площади океана, также встречаются преимущественно в низких широтах (Богоров, 1974). Есть основания полагать, что появление в кембрии скелетной фауны было связано со значительным потеплением океана (Fedonkin, 2003).

Значительная часть углерода сосредоточена в живых организмах и неживом органическом веществе. Это вещество в океане представлено в растворенном, взвешенном состоянии и связанным с теми или иными элементами и формами. По большей части оно биологического происхождения, образованное в процессах продукции и фотосинтеза. Средняя годовая продукция, напр. на континентальном шельфе Европы, составляет около 300—500 гС/м<sup>2</sup> в год (Заварзин, 2003). В составе растворенного органического вещества обнаружены пектиновые, гумусовые, белковые вещества, угле-



**Рис. 4.6.** Содержание фосфатов в воде Тихого океана по меридиану 172° в.д. (по Алёкин, 1970)

воды, различные жирные кислоты, ферменты, антибиотики, витамины (Алёкин, 1970). Растворенные органические вещества образуются как в результате прижизненных выделений организмов, играющих значительную роль в экологическом метаболизме моря (Хайлов, 1971), так и за счет разложения остатков мертвых организмов. Основная часть органических остатков (по оценкам О.А. Алёкина (1970) — до 80 %) в аэробных условиях почти полностью минерализуется до диоксида углерода, воды и некоторых других простых соединений. Оставшаяся часть органического вещества образует так называемый водный гумус, который разлагается медленно и участвует в процессах метаболизма гидробионтов. Относительно небольшое количество органических веществ выносят в океан реки. В его состав входят не только продукты жизнедеятельности наземной биоты, но и органические вещества антропогенного характера.

Содержание органического вещества в морской воде может быть довольно высоким. Концентрация растворенного органического вещества варьирует от 1—2 мг/дм<sup>3</sup> в открытом океане до десятков мг/м<sup>3</sup> в прибрежной зоне, особенно велика она в зарослях водных растений (Ерохин, 1972). В состав органического вещества входят не только соединения, которые могут быть использованы как питательные вещества, но и биологически активные вещества — витамины, ферменты, нуклеиновые кислоты (Хайлов, 1971; Karl, Bailiff, 1989).

Процессы первичного продуцирования органического вещества определяются двумя основными факторами: поступлением энергии извне (для фотосинтетиков — солнечное излучение) и поступлением биогенных веществ — соединений азота, фосфора, кремния, железа и прочих.

Существует закономерность распределения биогенов, характерная для всех водоемов, в том числе и для океана: в верхних слоях, где идет потребление биогенных веществ, их концентрация может снижаться почти до нуля; в более глубоких зонах, где происходит разложение, биогены высвобождаются. Для продолжения продукционных процессов они должны вновь попасть в зону фотосинтеза, в поверхностные слои. Это объясняет повышенную продуктивность в зонах апвеллингов.

Соединения фосфора в океанической воде представлены в основном соединениями ортофосфорной кислоты. Концентрация фосфора в фосфатах в воде океана колеблется от нуля до 100 мгР /м<sup>3</sup> (Алёкин, 1970). Максимум их содержания отмечается на глубине 500—1500 м, как правило в зоне кислородного минимума (рис. 4.6).

В распределении нитратов много общего с распределением фосфатов. Максимальное количество соединений аммония наблюдается в верхней продуктивной зоне. В слое до 50 м их концентрация составляет около 20—25 мг/м<sup>3</sup>. Содержание кремния колеблется от нескольких десятков до нескольких тысяч мг/м<sup>3</sup>.

Исходя из вышесказанного, можно сделать заключение, что в гидрохимическом аспекте океан представляет собой устойчивую систему. На многие гидрохимические параметры оказывает влияние деятельность гидробионтов.

## РЕЛЬЕФ ДНА ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Представление о рельефе дна океанов и морей (как и всех остальных водоемов) составляется на основании измерения глубины — расстояния от поверхности воды до той или иной точки дна по вертикали. Батиметрические карты океанов свидетельствуют, что рельеф дна Мирового океана не менее сложен, чем рельеф материков (рис. 4.7).

Неровности земной поверхности относительно невелики. Расстояние по вертикали между самой высокой точкой суши (8882 м) и наибольшей известной глубиной океана (11022 м) в 19904 м составляет всего 1/320 часть среднего радиуса Земли. Около 30 % поверхности нашей планеты находится в пределах 1 км над уровнем моря, а 54 % на глубине от 3 до 6 км ниже уровня моря.

Часто используемое название «ложе океана» не совсем удачно. Оно сохранилось со времени, когда считалось, что дно океана представляет собой однообразную глубоководную впадину. Однако это не так. Океанологи выделяют такие основные формы донного рельефа: впадины и островные плато на шельфе, сбросовые уступы, обрывы, тер-

**Дно океана представляет собой равнины со срединно-океаническими хребтами, поднятиями и подводными горами, рифтовыми долинами, вулканическими конусами. Океанские впадины — самые крупные элементы рельефа поверхности планеты.**

*Виноградов, 1967, с. 5*



**Рис. 4.7.** Рельеф дна Атлантического океана (по Богданов и др., 1978)

расы, гребни на материковом склоне, котловины, впадины, хребты, пороги на ложе, а также второстепенные: коралловые постройки, останцы, каньоны, подводные вулканы, столовые горы (гайоты).

*«По мере накопления данных о рельефе дна океанов стала вырисовываться огромная планетарная система подводных горных сооружений, гигантские ветви которых переходят из одного океана в другой, а в южном полушарии сливаются в единое кольцо. Затем геофизические исследования показали, что эта система подводных хребтов имеет специфическую, только им свойственную структуру земной коры»* (Леонтьев, 1968, с. 218).

В океанах (кроме относительно мелководного Северного Ледовитого) примерно на 70 % площади преобладают

глубины от 3000 до 5500 м. Дно Мирового океана разделяется на ряд крупных морфологических зон рельефа дна:

- материковая отмель или шельф;
- материковый склон;
- ложе океана;
- срединно-океанические хребты.

Их площадь и доля в общей поверхности дна различны (табл. 4.8).

В соответствии с глубинным распределением участков дна принята схема глубинной зональности океанического дна в разных модификациях. В качестве критериев зонирования используется не только расположение геоморфологических структур, но и биотическая зональность, в том числе и распределение донных организмов. В самых общих чертах эта схема выглядит следующим образом: верхняя часть представляет собой литоральную зону с подзонами супра-, эу- и сублиторалью. Их выделение зависит от уровня приливно-отливных явлений, расположения поясов донной растительности. Глубина этой зоны достигает десятков метров. Далее, до глубин около 200 м, располагается донная область шельфовой зоны до границы континентального склона. Батиальная и абиссальная зоны простираются до глубины от 1000 до 6000 м. В некоторых участках шельфа имеются довольно значительные понижения, более 1000 м, которые относят к псевдоабиссали (Андрияшев, 1979).

Шельф или материковая отмель довольно широкой полосой окаймляет берега всех материков и является собственно подводным их продолжением. Многие моря (Баренцево, Карское, Лаптевых, Желтое) целиком или большей частью находятся в пределах шельфа. Максимальная ширина шельфа в Баренцевом и Южно-Китайском морях — 1200—1300 км. На шельфе обычно отмечается незначительный уклон дна — редко больше  $2^\circ$ , поэтому материковый склон, где уклон дна больше (в среднем —  $4-7^\circ$ ), образует на границе с шельфом бровку. Ее средняя глубина, т.е. граница шельфа, составляет в среднем около 200 м, однако диапазон очень

**Таблица 4.8. Характеристики морфологических зон Мирового океана (по Истошин, 1969 с дополнениями)**

Зоны	Площадь		Глубина, м
	Млн. кв. км	% от общей площади	
Шельф	27,4	7,6	0—200
Материковый склон	38,7	10,7	200—2400
Батиально-абиссальные равнины	240	66,5	Более 2400
Срединно-океанические хребты	55	15,2	

широк — от 40—50 до 400—500 м. Рельеф материковой отмели, как правило, связан с рельефом суши. У гористых берегов шельф узкий, а у равнинных побережий шельф широкий и мелководный. В районах устьев больших рек встречаются аккумулятивные материковые отмели, сложенные толщами выносимых реками отложений. Материковый склон соединяет шельф с ложем океана. На отдельных участках его уклон достигает  $40^\circ$ , встречаются глубокие каньоны.

Срединно-океанические хребты являются самыми крупными геоморфологическими образованиями на дне океанов. Срединно-Атлантический хребет представляет собой поднятие, протянувшееся по длине всего океана, шириной около 1000 км. По гребню хребтов тянется рифтовая долина с относительной глубиной (считая от гребней окаймляющих хребтов) до 200 м, при абсолютной глубине дна долины от поверхности океана около 4000 м.

Рифтовые зоны сейсмически активны. Помимо сейсмичности и вулканизма, свидетельством тектонической активности срединного хребта и рифтовых зон являются высокие значения теплового потока — в 5—6 раз больше, чем в соседних океанических котловинах. Отметим, что о. Исландия с высокой сейсмичностью и вулканизмом представляет собой уникальный участок срединно-океанического хребта, поднимающегося над уровнем моря.

Срединно-океанические хребты во многих местах прерываются глубокими поперечными разломами, по которым могут происходить поперечные сдвиги, приводящие к замыканию рифтовых долин. Некоторые океанические хребты и материка связаны геологически. Так, система разломов Срединно-Индокоеанского хребта имеет продолжение на Африканском и Евразийском материках: Красное море, залив Акаба, депрессия Мертвого моря являются такими разломами; африканские глубоководные озера Ньяса, Танганьика имеют рифтовое происхождение.

Протяженность системы срединно-океанических хребтов на всей планете составляет около 60 000 км. Рифтовые долины тянутся вдоль всех хребтов, именно в этих областях происходит спрединг (англ. — *spreading*) — расхождение, раздвигание океанических тектонических плит. Скорость спрединга в рифтовой зоне Красного моря составляет 1,5 см/год, в восточно-тихоокеанском поднятии — 6—15 см/год (Богданов, 2002).

Как ни велики срединно-океанические хребты, но почти 70% площади дна океанов занято глубоководными равнинами на глубине 3—6 тыс. м. Более глубоководные районы — от 6 до 11 тыс. м — занимают всего 1,5 % площади дна океана (Беляев, 1989).

На дне морей и океанов различают коренной рельеф и рельеф, образованный отложениями, сглаживающими ко-

ренные неровности. На большей части океанического и морского дна под многосотметровыми и километровыми слоями осадков скрыты большие углубления, сглажены поднятия и горы. В зонах выноса терригенного твердого стока больших рек рельеф дна определяется исключительно аккумуляцией этих отложений. Так, конусы аккумуляции, «веера» выноса рек Ганг и Инд формируют рельеф Бенгальского залива, Аравийского моря и по площади намного превышают полуостров Индостан.

Понижения дна океана с наибольшими глубинами часто имеют вытянутую форму и называются глубоководными желобами. Их происхождение связано с субдукцией литосферных плит на границе их схождения, т.е. погружения одной плиты под другую. Некоторые желоба представляют собой разломы или рифтовые образования. Всего насчитывается более 50 глубоководных желобов и котловин с глубинами более 6000 м (табл. 4.9). Наибольшее их число приходится на район Западной Пацифики.

Самые глубоководные зоны океанов, свыше 6000 м, занимают относительно небольшую площадь. Участки с большим дефицитом кислорода в ультраабиссальных глубинах не встречаются. В субантарктических желобах наблюдалась концентрация кислорода от 4,9 до 6,9 мг/дм<sup>3</sup> (65—70 % насыщения). В некоторых (экваториальный желоб Банда) отмечено низкое содержание 2 мг/дм<sup>3</sup> (Беляев, 1989). Соленость воды в желобах не отличается от обычной океанической. В глубоководных желобах наблюдаются довольно интенсивные течения. Вблизи дна Курило-Камчатского желоба обнаружены течения со скоростью 0,1 м/с, а в Филиппинском желобе — до 0,3 м/с.

Наиболее важной отличительной чертой условий ультраабиссали является огромное гидростатическое давление — 600—1100 атмосфер. Для 99% объема океана, населенного гидробионтами, такие величины давления не являются нормальными или обычными.

**Таблица 4.9. Самые крупные глубоководные желоба и котловины (по Беляев, 1989)**

Желоб или котловина	Наибольшая глубина, м
Марианский	11 022
Тонга	10 882
Филиппинский	10 265
Кермадек	10 047
Курило-Камчатский	9 717
Санта-Крус (северный Ново-Гебридский)	9 174

Ультраабиссальные желоба морфологически сходны. Их протяженность составляет от сотен до двух-трех тысяч км. Ширина при этом обычно не более нескольких десятков километров. Склоны, как правило, круты. Высота некоторых почти отвесных стен достигает 1000—1500 м. Накопление отложений в ультраабиссальных желобах происходит более интенсивно, чем в абиссальных зонах. Расположение многих желобов вблизи и вдоль материков определяет накопление терригенного материала, включая даже прибрежную и наземную растительность.

Моря, окраинные и внутренние, при относительно небольших размерах имеют и более простые характеристики донного рельефа. Так, Черное море представляет собой довольно однообразную котловину с мелководной шельфовой зоной на северо-западе и более крутым южным склоном. Наибольшая глубина 2210 м находится именно в южной части.

**Осадочные материалы могут появляться в океане разными способами: переноситься воздушными потоками, поступать в виде взвеси в составе речных вод, образовываться в океане в результате физических, химических или биологических процессов.**

*Дрейк и др., 1982, с. 253*

### ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ГРУНТЫ ОКЕАНА

Различают коренные донные грунты морского дна и осадочные, накапливающиеся на дне в результате различных процессов.

Материковая кора Земли гораздо более мощная, чем океаническая, подошва материков лежит ниже, чем фундамент океанов, под океанами отсутствует гранитный слой, есть только базальтовый. В соответствии с различным строением земной коры, четко выделяются две основные структурные единицы Земли (планетарные морфоструктуры) — материки и океаны (Богданов и др., 1978).

Донные грунты прибрежных зон и шельфа представлены преимущественно терригенными осадками — камнями, галечником, песком, органическими остатками. С глубиной и удалением от берега осадки становятся все более мелкофракционными. И по вертикали, и по горизонтали они проходят сквозь толщу воды до дна все больший путь и подвергаются значительной трансформации.

Частицы донных грунтов имеют различные размеры и обычно различают несколько основных фракций (табл. 4.10).

Таблица 4.10. Характеристики размерных фракций частиц донных грунтов (по Истошин, 1969)

Фракция	Размеры, мм	Фракция	Размеры, мм
Глыбы	Более 1000	Песок крупный, средний	1,00—0,25
Валуны, камни	1000—100	Песок мелкий	0,25—0,10
Галька-щебень	100—10	Пылеватые частицы (алевриты)	0,10—0,01
Гравий-хрящ	10—1	Глинистые частицы (пелиты)	Менее 0,01

На дно океана попадает большое количество осадочно-го материала (табл. 4.11). Больше всего осадков приносят реки. Довольно много (400 млн. т/год) осадочного материала приносят с суши в океан айсберги. Однако влияние этих факторов распространяется в относительной близости к материкам.

Колоссальную роль в образовании осадков играют морские организмы. По остаткам скелетов характерных гидробионтов названы океанические донные отложения.

Глобигериновые или фораминиферовые илы состоят главным образом из известковых скелетов планктонных фораминифер Globigerinae. Карбонат кальция составляет в этих илах 70—90 %. Другой известковый ил состоит в основном из скелетов планктонных крылоногих моллюсков Pteropoda. Преимущественно биогенного характера кремнистые отложения, содержащие диоксид кремния. Диатомовые илы, состоящие в основном из створок диатомовых водорослей, содержат от 40 до 90 %  $\text{SiO}_2$ . Скелеты различных видов Radiolaria составляют массу кремнистых радиоляриевых илов. Площади, занятые различными осадками, очень различны (табл. 4.12)

Таблица 4.11. Поступление осадочного материала в океан (по Львович, 1974)

Факторы поступления	Количество (млрд. т/год)
Реки	18,0
Вулканы	2,0
Гидробионты	1,0
Ледовый фактор (айсберги)	0,4
Абразия берегов	0,3
Хемогенный (образование конкреций)	0,012
Космическая пыль	0,005

Таблица 4.12. Площади океанического дна (млн. км<sup>2</sup>), занятые различными типами осадков (по Виноградов, 1967)

Типы осадков	Атлантический океан	Тихий океан	Индийский океан
Известковые илы:			
глобигериновые	40,1	51,9	34,4
птероподовые	1,5	0	0
Кремнистые илы:			
диатомовые	4,1	14,4	12,6
радиоляриевые	0	6,6	0,3
Красная глина:			
терригенные и др. осадки	15,9	70,3	16,0

Как видно, основное пространство дна океанов покрыто биогенными илами. Проявляется определенная зависимость распространения фораминиферовых илов от глубины и широтного положения, определяемая условиями сохранения карбоната кальция в нерастворенном состоянии и распространением фораминифер в тех или иных температурных зонах океана. Наибольшая глубина распространения этих отложений лишь немного превышает 4000 м, эти илы не встречаются южнее 67° ю.ш. и в Тихом океане севернее 50° с.ш. Однако в Атлантическом океане фораминиферовые отложения проникают далеко на север (до 70° с.ш.), что связано с повышением температуры за счет Северо-Атлантического течения. Диатомовые илы, напротив, преобладают в более высоких широтах — в северной части Тихого океана и циркумполярно севернее берегов Антарктиды.

Значительную роль в образовании грунтов играет космический фактор. Космическая доля никеля (Ni) в донных отложениях океана по отношению к общему содержанию Ni в осадках может достигать 1/3. Известны данные количества метеоритов и метеоритной пыли, выпадающей на землю, позволяющие считать, что привносится от 10<sup>4</sup> до 10<sup>8</sup> т в год на всю поверхность Земли. Отсюда легко представить количество метеоритного материала, попадающего в океан.

В некоторых участках океана железо-марганцевые конкреции составляют значительную часть донных грунтов. Общие запасы марганца в конкрециях исчисляются в  $3,6 \cdot 10^{11}$  т и покрывает около 10 % площади Тихого океана. Больше всего железо-марганцевых конкреций в области океанического дна с минимальным количеством терригенного материала, минимальной биологической продукцией и минимальной скоростью отложения осадков (Виноградов, 1967). На некоторых участках дна железо-марганцевые конкреции размером до 20 см в диаметре покрывают до 60 % поверхности (Smith, Demopoulos, 2003).

В донных отложениях аккумулируются как минеральные, так и органические вещества. Количество последних определяет возможность существования многих донных организмов. Источники органических веществ в донных отложениях могут быть как автохтонными (продукция морских организмов), так и аллохтонными — выносы органических веществ с континентов, в частности с речным стоком. По оценке А.П. Виноградова (1967), ежегодно всеми реками выносятся около  $7 \cdot 10^8$  т органического вещества. Однако эта достаточно большая величина составляет всего около 1 % от суммарного запаса органического вещества, находящегося в донных отложениях океанов. Таким образом, органическое вещество донных отложений в основном автохтонное.

Содержание органического вещества в морских илах достигает 2—10 % органического углерода (Виноградов, 1967). В зонах апвеллингов и кислородного минимума содержание органических веществ может быть высоким — более 2 % и даже до 18 %. Известковые биогенные отложения, как правило, бедны органическими веществами, всего 0,3 % органического углерода, также бедны кремниевые отложения — 0,25—0,5 % (Smith, Demopoulos, 2003).

Глубинные слои осадков уплотняются под собственной тяжестью, верхние же слои, в которых обитают донные организмы, насыщены водой. В илах океана до глубины 10—15 м содержание воды достигает 60 и даже 80 %. В зонах, где количество органических веществ невелико, гидрохимические характеристики иловых вод практически идентичны таковым воды над дном. Иное дело в морях, где в илах органических веществ намного больше. Прежде всего происходят восстановительные реакции  $\text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{H}_2\text{S}$ , снижается содержание  $\text{Ca}^{2+}$ , резко возрастает содержание  $\text{NH}_3^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{J}^-$ .

Скорость накопления осадков в океане очень мала. Предпринимались попытки определить толщину отложений в океане, исходя из средней скорости их накопления и времени существования Мирового океана. Ф. Куэнен (Kuennen, цит. по Леонтьев, 1968), принимая эти характеристики в 1,7 мм за 1000 лет и 2 млрд. лет как время накопления осадков, пришел к выводу, что средняя мощность осадков должна составлять около 3400 м. Однако исследования с помощью сейсмоакустических методов показали, что толщина отложений гораздо меньше. Обычная мощность осадочного слоя в Атлантическом океане — 600—700 м, а в Тихом — 300—350 м (Леонтьев, 1968). Вероятно, следует предположить, что в геологическом времени были эпохи, когда осадки накапливались с меньшей скоростью, чем сейчас. Кроме того, следует учитывать явление уплотнения осадков.

Скорость накопления осадков в океане различна: для красной глубоководной глины — от 0,5 до 4,0 мм за 1000 лет; для диатомовых и фораминиферовых илов — 8—10 мм / 1000 лет (Виноградов, 1967). В морях, заливах, у подножий склонов осадконакопление идет более интенсивно. В южной части Баренцева моря скорость составляет 15,0 мм / 1000 лет, в Калифорнийском заливе — 190,0 в центральной части Черного моря — 40,0, в северной части Каспийского моря — 300 мм / 1000 лет (Леонтьев, 1968).

Глубоководное дно состоит преимущественно из рыхлых донных отложений, однако присутствует и твердый субстрат. Это базальтовые скалы высотой от сотен до тысяч метров. Каменистые субстраты с малым уклоном поверхности обычно закрыты осадками, но при уклоне более 25° происходит смещение осадков под действием силы тяжести.

Следуя геологам, в океане часто выделяют различные водные породы (водные массы). Если пользоваться такими характеристиками, как температура и плотность водных масс, то границы между океанами лягут совершенно необычным образом.

*Айзатуллин и др., 1979. с. 17*

### ЗОНАЛЬНОСТЬ, НЕОДНОРОДНОСТЬ УСЛОВИЙ В ОКЕАНЕ

Выделяют несколько видов поверхностных водных масс океана: экваториальные, тропические, субтропические, субполярные, полярные. Будучи ограниченными фронтами и береговой линией материков, водные массы различных районов имеют различные характеристики (табл. 4.13).

Пространственная термическая неоднородность слоев воды отмечается как в широтном распределении температуры по поверхности, так и по глубине. Диапазон среднегодовых температур поверхностных слоев океана от полярных широт к экватору довольно велик — от 0 до 25 °С, чем ближе к экватору и к полюсам, тем меньше внутригодовые колебания температуры.

Существенные изменения температуры с глубиной отмечаются только в умеренных и тропических водах, причем затрагивают они только первые сотни метров. Температура воды в 75 % объема океана довольно низкая, от 0 до 4 °С. Таким образом, в океане существует глобальная термическая неоднородность: большая часть водных масс холодная и лишь тонкий приповерхностный слой в умеренных и низких широтах прогревается сильнее. Одним из важнейших явлений в динамике водных масс океана является погружение более плотных масс воды в приполярных районах и растекание их в придонных слоях по всем океанам.

Одним из важных элементов неоднородности океанических водных масс является характер освещенности под водой, различные оптические свойства и световой режим в океане. Помимо внешних источников, в океане имеется внутренний источник светового излучения — биологическая люминесценция. Это явление широко распространено в воде соленостью более 10 ‰ и оно может играть определенную роль в общем гидрооптическом поле океана. В океане можно наблюдать явление, когда биолюминесцентная

Таблица 4.13. Характеристики поверхностных водных масс (по Степанов, 1974)

Наименование	Толщина слоя, м	Горизонтальные перемещения, см/с	Вертикальные перемещения, см/с	Температура, °С	Соленость, ‰	Содержание кислорода, см <sup>3</sup> /дм <sup>3</sup>	Содержание фосфатов, мкг/дм <sup>3</sup>
Экваториальные	150—300	60—130	10 <sup>-2</sup> —10 <sup>-3</sup>	26—28	33—35	3,0—4,0	0,5—1,0
Тропические	300—400	10—70	10 <sup>-3</sup>	18—27	24,5—25,5	2,0—4,0	1,0—2,0
Субтропические	400—500	20—100	10 <sup>-3</sup>	15—28	35—37	4,0—5,0	<0,5
Субполярные	300—400	10—50	10 <sup>-4</sup>	5—20	34—35	4,0—6,0	0,5—1,5
Полярные	100—200	5—50	10 <sup>-3</sup> —10 <sup>-4</sup>	0—5	32—34	5,0—7,0	1,5—2,0

вспышка одного животного возбуждает излучение другого и свет распространяется на многие километры, не затухая (Гладышев, 1999).

---

*«Проникновение лучистой энергии в глубину зависит от качества самой воды, от растворенных в ней веществ и взвешенных частиц. В чистой океанической воде на глубину 100 м проникает еще около 3 % энергии, между тем как в некоторых богатых жизнью, загрязненных континентальных водоемах 90—98 % солнечной энергии поглощается уже в поверхностном слое глубиной в 1—2 м. Даже в самой чистой воде глубины 10 м достигает 17 % энергии, а в прибрежных водах неритической области океана — всего лишь 0,5 %» (Скадовский, 1955, с. 189).*

---

Достигнув водной поверхности, световое излучение Солнца частично отражается от неё. Доля отраженного света — *альbedo* — зависит от двух характеристик — угла падения и характера поверхности. Чем меньше угол падения, тем больше отражение. Если угол высоты солнца над горизонтом составляет 5°, то при спокойной воде отражается около 40 %, если 10° — 25 %, а от 50 до 90° отражается всего 2—3 %. В высоких широтах, из-за низко стоящего над горизонтом солнца, даже при очень длинном световом дне от поверхности воды отражается значительная часть солнечных лучей. Волнение увеличивает отражение на 30—40 %.

Все лучи, угол падения которых составляет от 0 до 180°, под водой образуют конус с углом при вершине 97°. Выходящие из-под воды лучи проходят ту же траекторию, поэтому все лучи с углом более 48° отражаются нижней поверхностью воды, чем и объясняется ее серебристый цвет.

Ослабление света при прохождении через определенный слой воды (с глубиной от поверхности  $Z$ ) описывается законом Бугера-Ламберта:

$$I_z = I_0 e^{-c(\lambda)z},$$

где  $c$  — коэффициент ослабления света, экстинкция (включая поглощение и рассеивание),  $\lambda$  — длина волны.

Поглощение и рассеяние в различных частях спектра неодинаково: для синих коротковолновых лучей они во много раз больше, чем для красных, поэтому свет синей части спектра проникает в толщу воды глубже. Коэффициент рассеяния, наоборот, находится в обратной зависимости от длины волны, поэтому свет коротковолновой части спектра рассеивается сильнее.

---

*«В чистой воде около 86 % инфракрасных лучей (длина волны более 820 нм) и 65 % красных лучей (720 нм) поглощаются еще на первом метре (коэффициент экстинкции = 1,05). Наоборот, синий свет (475 нм) поглощается значительно меньше, всего на 0,46 % (коэффициент экстинкции = 0,005) и на 4,2 % желтые лучи (565 нм) (Узунов, Ковачев, 2002, с. 114).*

---

Важным показателем является граница зоны освещенности, глубже которой солнечный свет не проникает. Глубины в 1200 м достигает лишь 1 фотон из каждых  $10^{24}$ , по-

падающих на поверхность моря, фактически 1 фотон в сутки (Очаковский и др., 1970).

Положение нижней границы фотического слоя в океане, глубина, на которой фиксируется 0,1 % подповерхностной радиации, имеет некоторые широтные различия. В Тихом океане такая глубина составляет от 50 до 175 м (Алёкин, Ляхин, 1984). Слой небольшой толщины (50—75 м) характерен для высоких широт, значения от 100 до 150 м отмечаются в умеренных широтах до тропиков. В приэкваториальной зоне значения глубины этого слоя увеличиваются до 75—100 м, а на востоке этой зоны толщина фотического слоя возрастает до 150 м.

Свет в воде не только поглощается и рассеивается, но и поляризуется. Основной причиной поляризации подводного освещения является рассеяние излучения взвешенными в воде частицами и молекулами воды. Основную долю океанической взвеси составляет тончайший материал размером порядка 1 нм и именно рассеяние света этими частицами приводит к максимальной поляризации света (Павлов, Гречушников, 1965).

Огромное значение для экосистемы океана имеет толщина слоя воды, пронизываемого для солнечного излучения с длиной волны, наиболее благоприятной для фотосинтеза — 350—700 нм (Тимченко, 1990). Измерение прозрачности поверхностных слоев с помощью диска Секки показали, что в открытых частях морей и океанов прозрачность выше, чем около берега, что объясняется большей мутностью прибрежных вод. С.А. Зернов (1949) приводит следующие значения прозрачности для различных зон Океана: Саргассово море — 66 м, Тихий океан — 59 м, Индийский океан — 50 м, Средиземное море — 30 м, Черное море — 20 м, Балтийское — 13 м, Белое — 8 м.

Измерение прозрачности воды на различных глубинах в Индийском океане показало, что в районе экватора и 10° ю.ш. происходит опускание водных масс и образуется мощный гомогенный слой до глубины 500, 1000 и даже 3000 м (Войтов, 1965). В придонной области на глубинах более 4000 м прозрачность такая же, как и вблизи поверхности. Наблюдалось некоторое снижение прозрачности от экваториальной зоны до 30° ю.ш. Следует отметить, что на огромных акваториях от Бенгальского залива до Австралии прозрачность меняется незначительно — на 10—15 %. Прозрачность также является показателем биологических процессов. Зоны подъема глубинных вод, богатых биогенами, где развиваются водоросли, менее прозрачны. Уменьшение прозрачности под эуфотическим слоем происходит за счет взвешенных в воде остатков организмов, опускающихся из поверхностной зоны.

Оптические свойства воды определяют одно из фундаментальных свойств гидросферы — деление на освещенную, благоприятную для фотосинтеза, и неосвещенную зоны. При максимальной прозрачности в 50—60 м, глубина зоны активного фотосинтеза составляет 120—150 м — всего 5 % всего объема Океана. Можно сделать вывод, что подавляющая часть океаносферы — это холодная, слабо освещенная или абсолютно темная область.

## ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ БИОТОПЫ И УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ В НИХ

В современном океане в целом преобладают окислительные условия, т.е. присутствует кислород и проходят биохимические окислительные процессы. Однако в целом ряде биотопов не являются аномальными и восстановительные условия.

В донных отложениях ниже поверхностного окисленного слоя располагается слой резкого перехода условий от аэробных к анаэробным, где основными восстановленными соединениями являются сероводород и метан. Обычно эта зона невелика — несколько миллиметров. Слой, в котором одновременно присутствуют кислород и сероводород, может составлять менее 1 мм. Восстановленные биотопы характерны для определенных зон цианобактериальных матов (Заварзин, 2003).

Для восстановленных биотопов характерны резкие градиенты условий. Многие организмы могут использовать хемосинтез на основе восстановленных соединений, сохраняя при этом все черты аэробных организмов. Формируются сообщества так называемых градиентных организмов.

Восстановительные условия могут возникать при значительных концентрациях органического вещества или иметь литогенный характер, как в гидротермах. В этих условиях среда обитания гидробионтов обогащена восстановленными соединениями ( $H_2S$ ,  $CH_4$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ). Восстановительные условия могут возникать за счет локального повышения концентрации органических веществ, напр., в местах разложения трупов крупных морских млекопитающих, водных растений, антропогенного загрязнения.

В районах выхода гидротермальных растворов создаются особые условия, общая характеристика которых может быть представлена следующим образом (табл. 4.14).

Концентрация тяжелых металлов, особенно цинка, меди, серебра, свинца, кобальта, в 650—4000 раз превышает фоновые концентрации.

Придонная вода под огромным давлением проникает в полости, трещины дна. При проникновении морской воды

**Повышенная концентрация восстановленных соединений свойственна целому ряду биотопов. Такие биотопы принято называть «восстановительными».**

*Гебрук, Галкин, 2002, с. 12*

в донную сеть сульфат кальция выпадает в осадок. Глубоко под дном океана при высокой температуре (до 400 °С), при восстановлении сульфатов и разложении карбонатов образуется сероводород и диоксид углерода, высвобождаются ионы водорода, которые подкисляют среду и высвобождают ионы металлов и кремний. Горячий гидротермальный флюид поднимается к поверхности дна. Он богат металлами, сульфидами и кремнием. В составе сульфидных отложений, наряду с сульфидами железа, обнаруживаются сульфиды меди, реже цинка). При выходе на поверхность и быстром охлаждении выпадают в осадок полиметаллические сульфиды, которые могут образовывать так называемые «трубы курильщиков» высотой 20 м и более. Находящиеся в растворе соединения железа соединяются с сероводородом и образуют черный султан из частичек пирита (FeS<sub>2</sub>), характерный для «черного курильщика». В гидротермальном флюиде с температурой более 300 °С содержится повышенное количество различных металлов, на несколько порядков больше, чем в морской воде (Богданов, 2002).

**Таблица 4.14. Общая характеристика условий в районе гидротерм, по Биология гидротермальных..., 2002**

Условия	Показатели
Температура флюида на выходе	От 200 до 400 °С
Концентрация H <sub>2</sub> S	От 300 мкМ/кг (в диффузных высачиваниях) до десятков мМ/кг в горячих источниках
pH	До 2,0
Скорость истечения флюида	0,3—2,4 м/с
Образование плюмов	Образуются облака (плюмы), гидрохимические аномалии распространяются на сотни, тысячу километров

**Таблица 4.15. Характеристика условий в районах метановых высачиваний (сипов), по Биология гидротермальных..., 2002**

Условия	Показатели
Температура флюида на выходе	Повышена от доли градуса до 45 °С
Концентрация метана	До 22 см <sup>3</sup> /дм <sup>3</sup>
Концентрация тяжелых металлов	Фоновая, отмечается увеличение концентрации ртути
Кислотность	Близка к нейтральной

Кроме сконцентрированного выхода гидротермальных флюидов существуют диффузные высачивания. Они образуются в районах выхода на поверхность донных осадков низкотемпературных растворов, насыщенных метаном, так называемых метановых сипов (англ. *seep* — сочиться). Источником метана может быть захороненное органическое вещество осадочной толщи, газогидраты. Основные характеристики условий в районе метановых сипов могут значительно отличаться от фоновых (табл. 4.15).

В конце 1980-х годов исследования дна Черного моря показали присутствие выделений метана в северо-западной части, по кромке шельфа. Отмечено более 180 участков на глубинах от 35 до 785 м (Сергеева, 2004). Расчеты показывают, что поток метана со дна моря оценивается примерно в  $90 \text{ см}^3/\text{м}^2 \cdot \text{сут}$ , хотя с отдельных площадок поток метана может достигать  $1,7 \text{ м}^3/\text{м}^2 \cdot \text{сут}$  (Егоров и др., 2003). Разгрузка на полях активного выделения метана может быть в 360 раз больше фоновых значений. С помощью эхолокации установлено, что поток газовых пузырьков в местах струйных выделения может распространяться в толще воды до 1000 м над дном. В районе палеоруслу Днепра на глубинах 70—1200 м, так же как в районах палеорусел Дуная и Дона, обнаружены значительные донные поля газовых выделений. Метановые выделения мало влияют на такие параметры морской среды, как температура, pH, Eh, однако, как и в зонах подводных грязевых вулканов, в районах газовыделения обнаружено значительное повышение концентрации ртути. Если вне полей газовой выделений концентрация ртути в донных осадках составляет 7—16 нг/г, то в метановых сипах может быть в 15 раз больше.

В районах газовой выделений возможно повышение трофности вод за счет повышения продукции хемосинтеза метаноокисляющих бактерий. Струйные выделения могут способствовать выносу в фотическую зону биогенов из придонных слоев, т.е. также косвенно влиять на продуктивность.

В 1990 г. экспедиция на подводной лодке «Бентос-300» в районах струйных выходов метана на шельфе и материковом склоне Черного моря обнаружила массивные карбонатные образования в виде плит и коралловидных построек высотой до 3 м. В верхней части имелись кратеры, на дне были обнаружены бактериальные маты. Плиты и отдельные бактериальные маты прослеживались на глубинах от 60 до 150 м, а коралловидные постройки — глубже 200 м, т.е. в сероводородной зоне.

Исследования образцов карбонатных построек в Черном море с глубин 230—1550 м показали, что они носят биогенный характер и образовались за счет бактериального окисления метана (Егоров и др., 2003). Установлено также, что возраст карбонатных построек на дне Черного моря составляет более 17 тыс. лет, причем с глубиной он увеличивается.

Жизнь распространена во всех зонах океана на планете, однако неоднородность условий определяет особенности распределения и функционирования живого вещества в океане. Океан един, но неоднороден. Масштабы такой неоднородности различны, что и определяет разнообразие условий проявления жизни в океане.

**Ясно, что распределение живого вещества — активной материи — в океане очень своеобразно. ...большие скопления жизни видны на границе океана и суши, на многие десятки и сотни километров около континентов.**

*Вернадский, 1923, с. 16—17*

## КОНТАКТНЫЕ И ГРАНИЧНЫЕ ЗОНЫ В ОКЕАНЕ

Принципу единства Мирового океана не противоречит концепция его зональности, его относительной неоднородности. Структура абиотической среды определяет характер и уровень развития биологических систем.

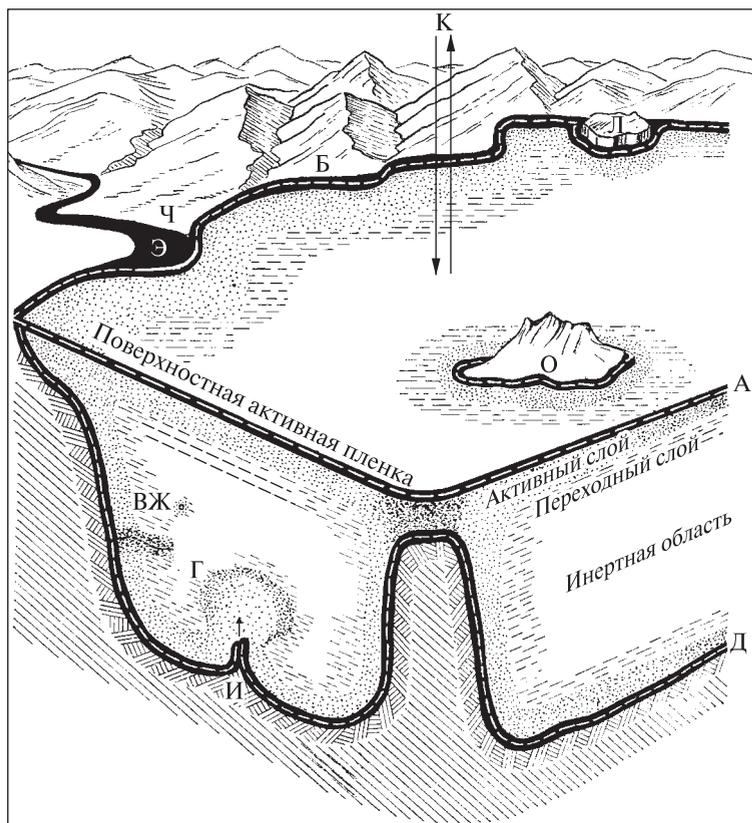
Очевидная неоднородность условий обитания гидробионтов положена в основу системы выделения экологических зон бентали и пелагиали океана (Зернов, 1949; Константинов, 1986; Узунов, Ковачев, 2002; Романенко, 2004). В собственно водной толще океана (пелагиали) выделяются неритическая и пелагические зоны, расположенные над шельфовым и глубоководным участками дна. Донная область по глубине разделяется на шельфовую (условно до 500 м), батальную (до 3000 м), абиссальную (до 6000 м) и ультраабиссальную зоны.

Модель распределения живого вещества В.И. Вернадского (1923, 1978) в океане включала береговые, поверхностные и саргассовые сгущения. Биологическая структура океана (Богоров, 1959) также имеет циркумграничный характер, т.е. показывает сгущения живого вещества в приконтинентальных областях и приэкваториальных зонах, на границе глобальных циркуляций. Концепции В.И. Вернадского, построенные на общих идеях распространения и сгущения живого вещества, были подтверждены натурными исследованиям в пелагиали океана (Виноградов, 1968; Беклемишев, 1976).

*«Независимо от размера, формы и состава изолированного океана мы можем создать его словесную модель: всё внутреннее пространство океана представляет собой однородную, безградиентную, биологически малоактивную и химически сравнительно инертную область. Вся граничная поверхность покрыта тонкой активной пленкой» (Айзатуллин и др. 1979, с. 50).*

Конкретные характеристики структуры водного объекта определяются выбором масштаба. При самом глобальном подходе и биосфера в целом выглядит всего лишь активной пленкой на поверхности планеты. Немецкий океанолог А. Дефант предложил выделять в Мировом океане всего два океана — теплый поверхностный и холодный глубинный.

На общей схеме циркумграничной структуры океана (рис. 4.8) показаны основные пограничные области и зоны вероятного сгущения жизни.



**Рис. 4.8.** Циркумграничная структура океана (по Айзатуллин и др., 1979). Обозначены основные границы раздела:

А — с атмосферой; Б — с берегом; В — взвешенным веществом; Г — разнородными водными массами; Д — дном; Ж — живым веществом; И — гидротермальными выходами, вулканами; К — космосом; Л — льдом; О — островами, рифами; Ч — антропогенными субстратами; Э — эстуариями, поверхностным стоком

Авторы попытались оценить разнообразие условий ( $R$ ) и вероятность сгущения жизни в этих условиях ( $\rho$ ). Первое рассматривается как функция числа взаимодействующих элементов  $n$ :

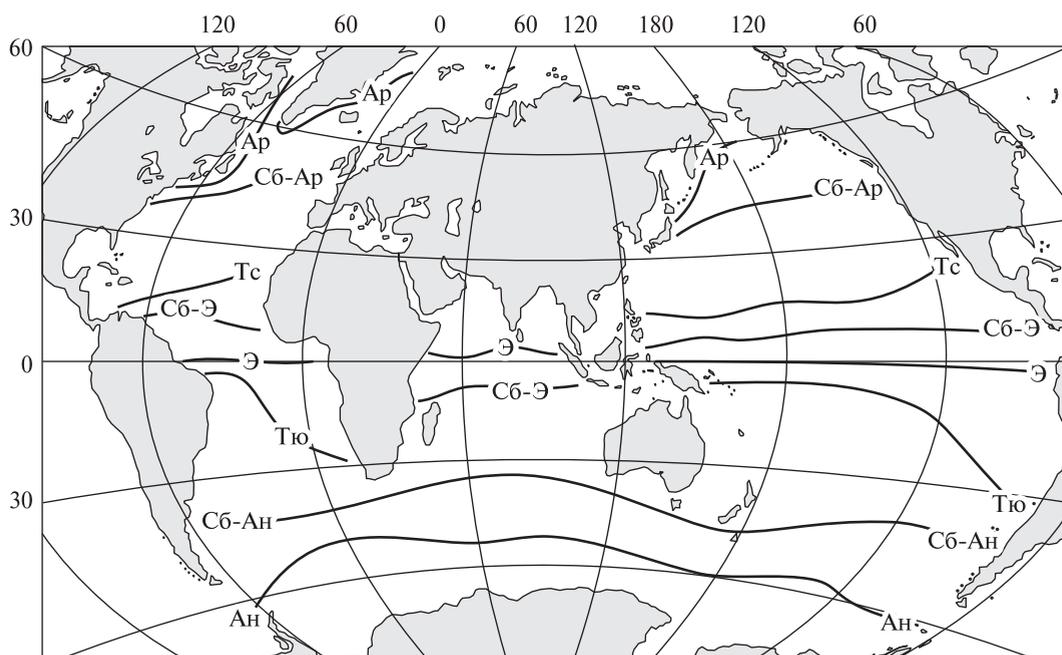
$$R = n(n + 1).$$

Вероятность сгущения жизни ( $\rho$ ) рассматривается как функция разнообразия условий при сравнении двух местобитаний:

$$\rho_{1-2} = (R_2 / R_1)^2.$$

Контактные зоны представляют собой зоны усложнения соотношения элементов и факторов среды и, как следствия, сгущения жизни в них.

Границы в океане очень разнообразны. Можно выделить границы фаз: вода — твердое вещество и вода — атмосфера. К первому типу относятся границы разделов между водной толщей и дном, водой и различными антропогенными субстратами, берегом. Кроме того, очень велика площадь раздела между взвешенным веществом и водной мас-



**Рис. 4.9.** Океанические фронты (по Степанов, 1974):

Ар — арктический, Ан — антарктический, Сб-Ар — субарктический, Сб-Ан — субантарктический, Тс — тропический северный, Тю — тропический южный, Сб-Э — субэкваториальный, э — экваториальный

сой. По некоторым оценкам, под 1 м<sup>2</sup> поверхности океана находится до 1000 м<sup>2</sup> рассеянной в тоще воды граничной поверхности вода—детрит и около 100 м<sup>2</sup> поверхности вода—бактерии (Айзатуллин и др., 1979).

В океане существуют устойчивые циркуляции и течения, между которыми образуются фронты. Таким образом формируются жидкие границы (рис. 4.9) между относительно однородными водными массами.

Береговая линия представляет собой очень сложную границу, где сходятся поверхности раздела разной природы: вода—суша, вода—атмосфера, вода—живое вещество (Зайцев, 2008, 2008а). Граничные области не являются линиями или плоскостями, у них имеется определенный объем, это не просто границы, а переходные области. Общий объем океана, входящий в области активных процессов, довольно велик — до 2 % его объема (Айзатуллин и др., 1979).

Организмы, населяющие океан, живут в среде, которая, с одной стороны, остается устойчивой, неизменной на протяжении времени существования миллионов их поколений, достаточно однородной на огромных пространствах, масштабы которых на много порядков больше самих организмов и их ближайшего жизненного пространства. В то же время гидробионты живут в довольно динамических усло-

виях, которые в масштабах планеты можно разделить на протекающие в зонах относительно малоградиентных, внутренних, и высокоградиентных, более динамичных, с большим количеством взаимодействующих элементов среды, в зонах контакта. Организмы гидросферы обитают в двух принципиально различающихся комплексах условий — в пограничных зонах и во внутренних областях.

Эти закономерности распространяются на условия во всей обитаемой гидросфере, но в океане пространственно-временные масштабы значительно больше, чем в континентальных водах, поэтому суммарно океаническая часть биосферных процессов выглядит более масштабной.

## ОКЕАН КАК СИСТЕМА

Океан един. Он однороден по составу минеральных солей, его водные массы представляют собой единую водную массу, а отдельные бассейны объединены течениями. В то же время он разнороден, условия в нем закономерно изменяются с глубиной, в широтном направлении. Разнородность, разнообразие элементов и объединение их характерными связями создает систему. Мировой океан представляет собой одну из наиболее масштабных природных систем на нашей планете.

Система представляет собой совокупность взаимодействующих элементов, составляющих некое более или менее ограниченное в пространстве и во времени целостное единство. Есть две важные характеристики системы — взаимодействие элементов и её целостность. В другом определении подчеркнуто, что целостность есть результат взаимодействия его частей: «Назовем системой любой реальный или мыслимый объект, целостные свойства которого могут быть представлены как результат взаимодействия образующих его частей» (Федоров, Гильманов, 1980, с. 10). Простая сумма частей не дает свойств всей совокупности, новые свойства системы появляются только как следствие взаимодействия элементов системы (постулат эмерджентности). Характер такого взаимодействия и создает структуру системы.

---

*«Можно сказать, что система — это совокупность элементов со связями между ними, подчиняющимися соответствующим законам композиции. К этому можно добавить, что каждый из элементов системы внутри себя считается неделимым, а с внешним миром система взаимодействует как единое целое»* (Шитиков и др., 2003, с. 50).

---

Основными характеристиками системы являются ее структура и функция. Под структурой понимается расположение (композиция) взаимосвязанных составных частей системы. Взаимосвязь отдельных частей в рамках целого, при котором

**Если в эксперименте мы можем выделить отдельно физические, химические, биологические и геологические процессы, то в природе все они в чистом виде не существуют, а представляют собой часть единой природы океана и суши.**

*Богоров, 1959а, с. 201*

изменение одного приводит к изменению других, является функцией системы.

Система не может состоять из одного элемента или идентичных частей. Это вытекает из закона *необходимого разнообразия* элементов систем. Рассматривая океан как систему, необходимо определить ее элементы. При этом следует учитывать принцип *образования систем из подсистем*, в соответствии с которым подсистемы представляют собой (внутри себя) системы более низкого порядка со своей структурой и эмерджентными свойствами. В систему могут входить как подсистемы, так и отдельные элементы, не обладающие на этом уровне системными свойствами, и таким образом выполняется принцип *иерархичности*, т.е. соподчиненности нескольких последовательных уровней организации системы. Иерархичность системы выражается в том, что каждый её элемент также представляет собой систему, а сама она является элементом системы более высокого уровня, система систем обладает свойством фрактальности (Азовский, 2001).

Важной характеристикой как физических, так и биологических систем является взаимосвязь их размерно-пространственных и временных характеристик. Зависимость имеет вид уравнения регрессии:

$$T = a L^b,$$

где  $T$  — показатель времени,  $L$  — характерный размер. Показатель степени  $b$  для природных иерархических систем, по данным разных авторов, составляет от 0,509 (нарушения на коралловых рифах) до 2,000 (экологические процессы в фитопланктоне) (Азовский, 2001). Возрастание степенного коэффициента свидетельствуют о приближении процессов в системах к случайным, диффузным, снижение — о преобладании когерентных, взаимосвязанных процессов.

На пространственно-временные условия обитания организмов значительно влияют размеры водоемов или местообитаний: изменения в донных местообитаниях протекают в тысячи раз быстрее, чем в геологических структурах, но в десятки раз медленнее, чем в гидрологических, при сопоставимых пространственных измерениях. Исходя из этого, можно сделать самый общий вывод о том, что в океанических системах процессы проходят на много порядков медленнее, чем в континентальных водоемах, которые представляют собой не только суммарно меньшую по объему систему, чем океан, но и состоящую из дискретных, относительно малых водоемов.

В самом обобщенном виде можно выделить следующие элементы системы океана: собственно водная масса, химические соединения в растворенном виде, взвешенные ве-

щества, организмы или живое вещество океана, граничные зоны между водной массой и берегом, атмосферой и дном. При этом следует учитывать, что океаносфера организована в виде множества хронологических подсистем разного ранга (Петров, 2004).

Необходимо введение таких элементов, как граничные зоны, поскольку именно они определяют пространственную ограниченность и целостность системы океана. Дно океана — неотъемлемая его часть, но в качестве элемента системы океана рассматриваются не огромные области литосферы, на которых покоится океан, а относительно небольшая по толщине граничная область, за пределами которой находится «внешняя» для океана литосфера. Это же можно сказать и об атмосфере: зона контакта с атмосферой также входит в состав элементов системы океана.

Одним из важнейших свойств любой системы является ее способность сохранять стабильность структуры и взаимосвязей. Внешние воздействия, как правило, дестабилизируют систему, поэтому для поддержания устойчивости и целостности системы необходимо затратить некоторую энергию. Система должна быть *устойчивой* и быть способной гасить внешнее воздействие, т.е. обладать *буферными* свойствами.

---

*«Среди механизмов стабилизации океанической среды можно выделить две группы: местные стабилизирующие процессы или реакции системы и процессы, протекающие за счет обмена вещества и энергии между различными районами океана.»*

*Поверхность океана, граничащая с воздухом, имеет свойства защитной пленки, препятствующей рассеиванию и переходу воды в атмосферу.*

*В тепловом балансе океана испарение играет первостепенную роль температурного стабилизатора.*

*Образование волн имеет регулирующее значение для сохранения циркуляции океана на некотором устойчивом уровне.*

*Сложные химические и биологические процессы поддерживают постоянство солевого состава воды, её газовое равновесие и устойчивость концентрации растворенного органического вещества» (Лебедев и др., 1974, с. 10—16).*

---

Океану присущ в высокой степени стабильный солевой состав. Механизмы поддержания этой стабильности до конца не изучены, однако можно утверждать, что важнейшим фактором является колоссальный объем океана, на пять порядков превышающий материковый сток, который мог бы повлиять на ионный состав вод океана, а также динамические условия, обеспечивающие постоянный внутренний водообмен и перемешивание водных масс.

Необходимо также отметить значение одного из пространственно-функциональных блоков системы — гидрохимической структуры. По гидрохимическим признакам, с учетом распределения скорости биологического потребле-

ния кислорода (БПК) по глубине и в толще вод, выделяют три основные зоны — поверхностную, промежуточную и глубинную, которые дополнительно подразделяются на части в соответствии с расположением и динамикой водных масс (Алёкин, Ляхин, 1984). Поверхностная зона включает квазиоднородный слой толщиной 20—30 м в полярных и умеренных широтах и 50—60 м в тропиках и субтропиках, а также слои воды до постоянного термоклина. В промежуточной структурной зоне с глубинами 300—1000 м гидрохимические параметры достигают экстремальных значений. Именно здесь отмечаются минимальные значения рН и содержания кислорода при максимальных концентрациях растворенной углекислоты и биогенов.

Структурные зоны океана пространственно и химически связаны, они представляют собой одну из многих структур океана, взаимодействие между которыми и создаёт единство всей системы. Рассматривая особенности химической структуры океана, А.П. Виноградов выделил ряд биогеохимических провинций. Этот подход был напрямую связан с концепцией биогеохимической дифференциации почв В.В. Докучаева (Богоров, 1959), то есть имеет прямое отношение к продуктивности океана.

В океане, наряду с биологическими процессами поглощения и выделения  $\text{CO}_2$ , существует мощнейшая система карбонатного равновесия, определяющая стабильность условий в биосфере в целом. Постоянство химического состава океана обеспечивают системы регулирования рН, а также другие буферные системы — силикатная, боратная, фосфатная (Айзатуллин и др, 1974; Макинтайр, 1981).

Океан обладает значительной термической устойчивостью, что определяется теплоемкостью воды и ее значительным объемом. Средняя температура всего океана составляет  $3,5^\circ\text{C}$ , средняя температура воды на экваторе (от поверхности до дна) —  $4,9^\circ\text{C}$ . Система локальных течений и глобальный круговорот поддерживают постоянство этой разности температур. В то же время, даже небольшая разность температур определяет различия в плотности, способствуя процессам разномасштабных круговоротов.

Существенную роль в стабилизации системы океана играют процессы испарения с его поверхности. Силы натяжения в поверхностном слое очень велики и преодолеть их могут только молекулы воды с большой кинетической энергией. Испарение уменьшает нагревание океанических вод и является одним из важнейших факторов стабильности океана в целом.

Как отмечает Дж. Ингл (Ingle, 2000), основные свойства (температуру, соленость) морских вод контролирует небольшое число процессов, которые и способствуют формированию крупных водных масс с различной плотностью. Это

нагревание, охлаждение, замерзание, испарение, добавление пресных вод за счет осадков, поверхностного стока, таяния льдов, смешение двух или нескольких масс воды на поверхности или в глубине, приводящие к образованию водных масс с различными свойствами (табл. 4.16).

Различия в плотности водных масс очень невелики, однако они запускают колоссальный океанический круговорот, который на примере Атлантического океана в упрощенном виде может быть описан следующим образом. Холодные приантарктические воды стекают по материковому склону и распространяются на север в придонном слое до глубины около 4000 м. Арктические воды аналогичным образом распространяются с севера на юг, однако Гренландско-Исландский барьер на дне смещает их на несколько меньшие (4000—1500 м) глубины. Северная и южная Атлантические конвергенции формируют водные массы еще менее глубоководного слоя (1500—2000 м), выше которого распространяются поверхностные относительно теплые воды. Процессы, происходящие в Атлантическом океане, инициируют так называемый океанический пояс переноса водных масс (англ. — *oceanic conveyer belt*), который представляет собой, пожалуй, наиболее значительное перемещение вод в Мировом океане (рис. 4.10).

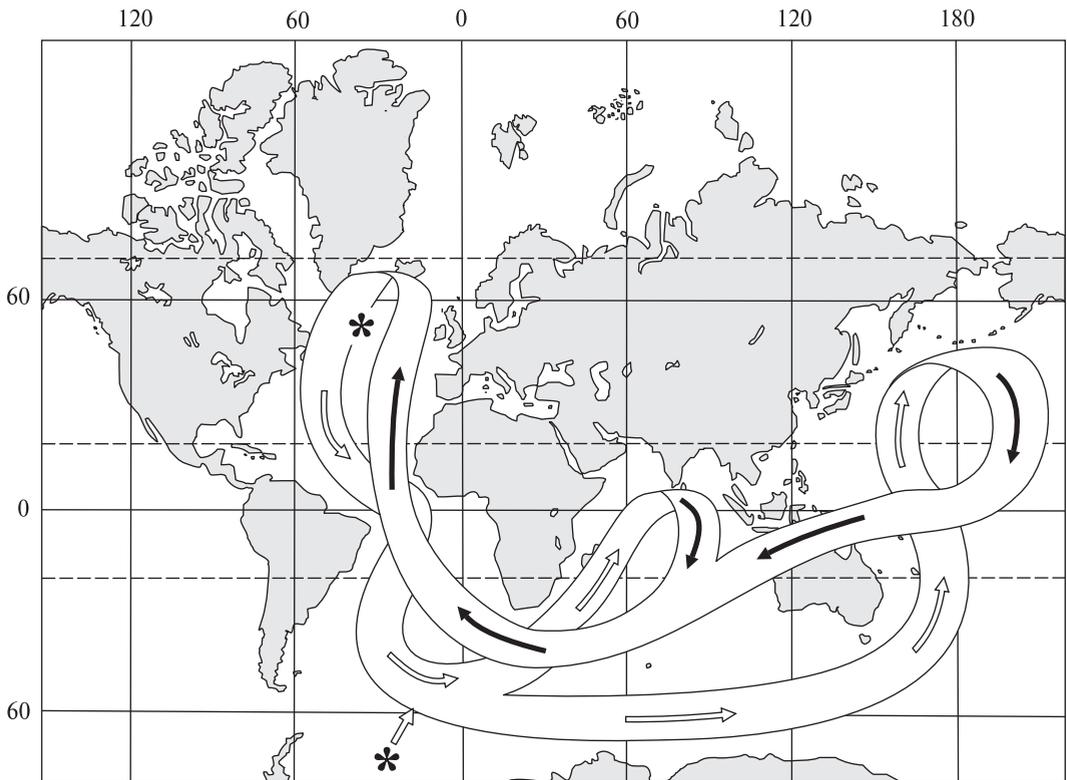
Важную роль в формировании крупномасштабных циркуляций играет рельеф дна океана и силы Кориолиса.

*«Существуют две мощные причины глубоководных циркуляций — вертикальная составляющая вращения Земли и топография океанического бассейна. Две эти составляющие объединяются в показатель потенциального вихреобразования (англ. — potential vorticity, PV) измеряемый как отношение  $H/f$ , где  $H$  — глубина океана,  $f$  — параметр Кориолиса. Глубинные течения имеют тенденцию следовать контурам PV» (Van Dover et. al. 2002, p. 1256).*

Одним из последствий движения океанического конвейера является и то, что Атлантический океан концентрирует несколько больше тепла, поэтому испарение с его поверхности составляет около 103 см в год, в то время как с поверхности Тихого океана почти в два раза меньше — 55 см. В силу своей масштабности перенос водных масс происходит

**Таблица 4.16. Характеристика некоторых водных масс Мирового океана (по Ingle, 2000)**

Водные массы	Температура, °С	Соленость, ‰	Плотность, г/см <sup>3</sup>
Североатлантические срединные (100—200м)	8—19	35,1—36,7	1,02630—1,02737
Североатлантические глубинные (>1000 м)	2,5—3,1	34,9	1,02781—1,02788
Антарктические Циркумполярного течения	0—2	34,7	1,02775—1,02789
Антарктические срединные (200—1000 м)	3—7	34,2—34,4	1,02682—1,02743
Антарктические придонные	—0,4	34,6	1,02786



**Рис. 4.10.** Океанический пояс переноса (конвейера) водных масс (по Earth systems, 2000): светлые стрелки — холодные глубинные воды; темные стрелки — теплые поверхностные воды; звездочками обозначены зоны погружения холодных арктических и антарктических вод

очень медленно и поэтому поверхностные течения и фронты, как более динамичные процессы, формируют менее масштабный облик Океана.

Системный подход позволяет проводить параллели между океаном и живыми системами, живым организмом.

*«Если мы отвлекусь от бесконечных просторов океана и всех частных многообразий его поверхности и берегов, если мы мысленно стянем океан до малых размеров, то сможем сказать, что океан имеет сходство с живой клеткой. Поглощая внешнюю энергию, океан непрерывно совершает некоторую закономерную работу..., находясь на разных широтах, в условиях очень различных, он не теряет своего единства» (Лебедев и др., 1974, с. 6).*

С возникновением и развитием жизни в гидросфере все большее значение в общей системе океана, как и биосферы в целом, приобретает биологический фактор. В его основе лежат продукционно-деструкционные процессы и вовлечение в биогеохимические круговороты огромных масс вещества.

Для поддержания внутренних процессов любая система должна затрачивать энергию, источник которой находится вне самой системы. Этот принцип можно сформулировать как закон развития системы за счет окружающей её

среды (Реймерс, 1992). Основным источником энергии для гидродинамических, биологических и многих химических процессов в океане является солнечное излучение.

Рассматривая океан в его единстве, В.Г. Богоров (1959) писал: «Взаимосвязь явлений настолько велика, что физические, биологические и геологические особенности являются лишь *различными сторонами единой природы океана*» (с. 822). Единство системы, взаимодействие её элементов не позволяет выделить более или менее важные, все они играют определенную роль и утрата или изменение любого из элементов нарушает внутренние связи и отражается на эмерджентных свойствах всей системы. Тем не менее, познанию закономерностей существования систем может служить *принцип центричности*. Он заключается в выделении наиболее важного, центрального элемента с целью полнейшего исследования той или иной стороны функционирования всей системы. Помещение в центр всей системы океана биологического блока позволяет рассматривать его как биоцентрическую систему или глобальную экосистему океана. Но океан не только един, он разнообразен по характеру среды для гидробионтов, что создает условия для огромного разнообразия жизни.

## ПОВЕРХНОСТНЫЕ ВОДЫ СУШИ

Поверхностные воды суши — это воды, находящиеся в пределах материков или островов, преимущественно атмосферного происхождения. В глобальном гидрологическом цикле с суши связаны почвенное, речное и озерное звенья (Львович, 1974). Взаимосвязь с суши играет определяющую роль в формировании гидрохимических, гидрофизических и биотических условий в самых разных водоемах, определяя их значительное разнообразие.

**Можно сказать, что нет двух водоемов, которые были бы идентичны по гидрологии, гидрохимии и биологическим характеристикам.**

*Кузнецов, 1970, с. 4*

Таблица 4.17. Сравнение водных объектов суши и океана (по Коjak, 1998, с дополнениями)

Характеристика	Океан	Водные объекты суши
Поверхность	2/3 поверхности Земли	5 % поверхности
Возраст	Близок к возрасту земной коры	В основном третичные и четвертичные, но есть и мезозойские
Стабильность объема и уровня вод	Уровень и площадь стабильны	Имеют островной характер, площадь изменчива, колебания уровня значительны
Стабильность условий среды для гидробионтов	Условия стабильные на больших пространствах	Условия изменчивы, зависят от внешних воздействий
Время водообмена	Более 3000 лет	От 10 суток в реках до 300 лет в подземных водах и 1000 лет в соленых озерах

Окончание табл. 4.17

Характеристика	Океан	Водные объекты суши
Влияние на сушу	Огромное в аспекте регулирования климата, в том числе и водного режима суши	Незначительное, локальное
Влияние суши	На открытый океан — незначительное, на прибрежные воды может быть существенным	Значительное, в аспекте поступления неорганических и органических веществ и формирования стока
Главные соли	NaCl, MgCl <sub>2</sub> , MgSO <sub>4</sub>	Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>

Таблица 4.18. Характеристики континентальных водных объектов, их многообразия

Аспекты многообразия	Характеристики
Происхождение и история	Происхождение, время существования, динамика изменений
Размеры	Площадь, протяженность, глубина, объем
Геометрия ложа водоема	Уклон дна, характер мелководий, наличие котловин
Характер береговой линии	Изрезанность берегов, тип уреза воды, постоянство береговой линии
Характер и интенсивность связи с наземной средой	Размеры водосборной площади, источники водного питания, поступление вещества с суши и из ложа водоема, затопление окружающих территорий при паводках
Характер и интенсивность связи с другими водоемами, изолированность	Наличие и характер связи с другими водными объектами суши. Степень изолированности, пространственной и экологической
Термические характеристики	Распределение показателей температуры в пространстве, термическая стратификация, колебания температуры во времени, ледовый режим
Оптические характеристики водных масс	Прозрачность, цветность воды, режим подводного освещения
Динамические характеристики водных масс	Скорость водообмена, скорость течения, турбулентность течения, волновые процессы, колебания уровня
Химические характеристики водных масс	Минерализация, газовый режим, pH, биогенные вещества
Физические характеристики ложа водоемов	Состав грунтов, их пространственное распределение
Химические характеристики ложа водоемов	Состав неорганических веществ, соотношение органической и неорганической фракций
Степень антропогенного влияния	Зависимость от антропогенных факторов, происхождения, морфометрии, режимов химических и физических процессов
Общий характер континуальности условий и характеристик	Экотоны, градиенты условий, зональность в пространстве, мозаичность среды, временные континуумы

Поверхностные воды суши всегда существовали наряду с океаном — главным источником испаряющейся воды. Рельеф и геоморфологические характеристики суши определяли скорость поверхностного стока и химический состав вод. Однако, частью обитаемой гидросферы поверхностные

воды суши стали гораздо позже, чем океан, вероятнее всего в верхнем докембрии. Это обусловлено биологическими, физиологическими адаптациями морских организмов к пресной воде и нестабильностью поверхностных вод, геологической эфемерностью большинства водных объектов суши.

Известный польский гидробиолог З. Каяк (Kajak, 1998) проводит сравнение элементов современной обитаемой гидросферы (табл. 4.17).

Наиболее примечательными чертами Океана являются его значительная пространственная и временная стабильность, однообразие и повторяемость условий на огромных площадях и в гигантских объемах, а для поверхностных вод, напротив, характерны мозаичность, разнообразие и малая стабильность. Тем не менее, мы имеем дело не с дискретными слабосвязанными характеристиками, скорее — это широкий диапазон разнообразия свойств. Например, если показатели минерализации океанических вод колеблются в узких пределах (более 70 % всего объема занимают воды с соленостью в диапазоне 34,7—35,1 ‰), то значения минерализации континентальных вод имеют очень широкие пределы — от 0,01 до 275 ‰. Разнообразны характеристики не только количественных показателей, но и качественных, а также временных. Так, водные объекты суши разнообразны по своему происхождению. Основные характеристики континентальных вод и водных объектов, их многообразие, можно представить в нескольких аспектах (табл. 4.18).

---

*«Можно сделать заключение, что условия в континентальных водах многообразны. ...за пределами одного водоема начинается множество водоемов с их групповыми свойствами, открывается по-своему организованный мир гидросферы» (Хайлов, 2001, с. 27).*

---

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВОДОЕМОВ

Вопрос о происхождении поверхностных водоемов и водотоков следует рассматривать в двух взаимосвязанных аспектах. Это происхождение собственно углубления, ложа, чаши водоема, и происхождение водной массы. Основным источником вод континентальных водоемов являются атмосферные осадки. Их количество, периодичность выпадения и форма разнообразны. Средний слой осадков на суше составляет 765 мм или 113,5 тыс. км<sup>3</sup> в год, однако существует очень широкий спектр количества их в различных климатических зонах и локально в тех или иных регионах.

*«В южной части бассейна р. Брахмапутры находится небольшой горный хребет Шхаси с вершиной Шилонг (высота 1961 м). На южном склоне этого хребта расположена известная метеорологическая станция, по данным которой здесь выпадает в среднем за многолетний период величайшее в мире количество атмосферных осадков — 11 674 мм. За отдельные годы сумма осадков*

**Озеро — естественно образовавшийся водоем. Котловина его может быть сформирована одним из видов естественной активности.**

*Хендерсон-Селлерс,  
1987, с. 12*

достигает почти 23 000 мм. Трудно себе представить, какие потоки воды низвергаются с этой горы. Достаточно сказать, что почва здесь щебенчатая, так как все мелкие фракции смыты» (Львович, 1974, с. 132).

В то же время существуют обширные территории, где количество осадков в десятки и сотни раз меньше. В экваториальном поясе Африки среднее увлажнение составляет 1200 мм, в умеренном поясе Европы 660 мм, в экваториальной Азии 950 мм, в Южной Африке 650 мм (Vogosmagu, 2002). В умеренной и высокоширотных зонах, а также в горных районах осадки накапливаются в виде снега и льда и становятся источником водного питания в теплое время года при их таянии.

Подземные воды, питающие речной сток, того же происхождения, что и поверхностные. Поэтому справедливо балансовое равенство:

$$P = S + U + E,$$

где  $P$  — сумма осадков,  $S$  — поверхностный сток,  $U$  — подземный сток,  $E$  — испарение. Доля подземного стока может быть довольно большой: для экваториального пояса Африки в среднем 30,5 %, Европы — 43,1 %, Северной Америки — 33,1 % (Львович, 1974). Поверхностный сток подвержен значительным колебаниям, подземный изменяется более плавно и пополняет поверхностный сток в период межени.

По происхождению континентальные водоемы могут быть естественными и искусственными. Первые представлены реками, озерами, болотами, вторые — каналами, водохранилищами, прудами. Под водоемами искусственного происхождения следует понимать водные объекты различного масштаба и характеристик, которые созданы заново или представляют собой водные объекты, существенно модифицированные вследствие направленной деятельности человека или других организмов. Безусловно, только человеческая деятельность имеет осознанное планирование и постановку цели, строится на определенных прогнозах возможных результатов. Но с точки зрения происхождения водного объекта как биотопа не имеет принципиального значения, кто является «создателем» или «трансформатором» водоема. Многие организмы создают или модифицируют водоемы, существенно изменяя свой биотоп. Примерами деятельности, значительно меняющей среду обитания, может служить гидростроительная деятельность бобров (*Castor*) и миссисипских аллигаторов (*Alligator mississippiensis*). Бобры устраивают сложные гидротехнические сооружения на небольших реках для регулирования уровня воды в образовавшихся прудах, создают и своеобразные каналы. Роль таких сооружений в гидроэкосистемах малых рек может быть очень

существенной (Завьялов, и др., 2004). Миссисипские аллигаторы, обитающие в юго-восточной части США, известны тем, что способны создавать пруды в болотистых местах. Эти крупные животные не только создают водоемы в сухой период, но и постоянно за ними ухаживают, очищают и укрепляют. Такие пруды представляют собой важный компонент ландшафта водно-болотных угодий южной Флориды (Kushlan, Hunt, 1979).

Искусственные водоемы и водотоки, создаваемые человеком (антропогенные водные объекты) разнообразны, их характеристики зависят от целей, поставленных при их обустройстве — накопление воды, перемещение воды в необходимом количестве и необходимом направлении, охлаждение технических вод, разведение гидробионтов, рекреация, эстетические цели и др.

Наибольшими искусственными водоемами являются водохранилища, созданные путем ограничения речного стока плотинами. Их отличают от принципиально таких же водоемов — прудов — по большему, более 1 млн. м<sup>3</sup> воды, объему. Общая площадь водохранилищ мира превышает полмиллиона км<sup>2</sup> (Авакян и др., 1987) или, по другим оценкам — от 400 до 1,5 млн. км<sup>2</sup>, что сопоставимо с площадью естественных озер (Rosenberg et al., 2000), общий объем — более 6000 км<sup>3</sup> (Авакян, 2005). Человек начал создавать пруды и малые водохранилища, по-видимому, еще в начальный период перехода к оседлому образу жизни, это были сооружения и водоемы для лова и выращивания гидробионтов (Козлов, 2002).

Урбанизированная среда с различным антропогенным воздействием создает предпосылки для разнообразия типов водоемов. Так, в черте Киева, помимо участка реки Днепр и верхнего участка Каневского водохранилища, выделяют 4 типа водоемов (Афанасьев, 1996). К первой группе относятся водоемы и озера, генетически связанные с поймой Днепра. Вторая группа объединяет водоемы, образованные в руслах малых рек, некоторые представляют собой углубленные и расширенные старицы. Третью группу составляют пруды на существующих или временных пересыхающих малых водотоках. Четвертая группа — бессточные озера, копаные пруды и карьеры. Таких водных объектов в городе более 400.

Естественные водоемы также разнообразны по происхождению. Но, как писал С.А. Зернов (1949), «кроме всякого рода обычного типа водоемов, представляющих собой, в конце концов, лишь большие или меньшие углубления в земной коре, заполненные водой» (с. 59), имеются и водные объекты иного происхождения. К ним относятся эпифитные водоемы, образующиеся в пазухах листьев, углуб-

лениях коры, дуплах и т.п. Помимо этого, микроводоемы образуются в специальных органах растений, напр. в кувшинообразных листьях *Dischidia*, *Nepentes*. Водой могут быть заполнены углубления в скалах, технических конструкциях, не являющихся специальными резервуарами, и другие.

*«Наибольшая озерность (отношение площади озер к общей площади суши региона) характерна для увлажненных районов древнего оледенения (север Европы, Канада, север США). Много озер в районах многолетней мерзлоты, в некоторых засушливых районах внутреннего стока (юг Западной Сибири, Северный Казахстан), на поймах и в дельтах рек.*

*Наибольшее число крупных озер с площадью более 100 км<sup>2</sup> находится в Африке, Азии и Северной Америке. В 1945 самых крупных озерах земного шара сосредоточено 168 тыс. км<sup>3</sup> воды, то есть около 95 % объема всех озер на Земле» (Михайлов, Добровольский, 1991, с. 202).*

Можно выделить несколько наиболее распространенных по генезису типов водных объектов континентальных вод суши (табл. 4.19).

Водоемы замедленного стока или бессточные образуются в местах понижения рельефа, поэтому их происхождение связано с происхождением таких понижений, углублений.

Тектонические углубления возникли в результате подвигек земной коры, трансгрессий, разломов или, наоборот, за счет отделения участков суши или моря поднятиями. Остатки бывшего Сарматского моря — Каспий и Арал — образовались вследствие поднятия суши и отделения их в замкнутые бассейны. Тектоническое происхождение имеют озера Байкал, Танганьика. Тектонические процессы способствуют образованию не только водоемов, но и водотоков. Например, большинство речных долин и озерных котловин восточной Фенноскандии приурочено к тектоническим

**Таблица 4.19. Типизация водоемов и водотоков по происхождению**

Происхождение водоемов	Типы водных объектов по происхождению
Искусственные	Зоогенные Антропогенные
Естественные	Фитогенные микроводоемы Техногенные микроводоемы Литогенные микроводоемы Тектонические Кратерные вулканические Завальные Ледниковые Провальные, карстовые Кратерные метеоритные Осадочные временные Эрозионные

рвам, смягченным сглаживанием ледника (Комулайнен, 2004). Выделяют монотектонические, образованные только одной трещиной (Пертозеро, Космозеро в Карелии, оз. Кайюга в штате Нью-Йорк), би- и политектонические озера, образованные на месте двух и более тектонических разломов (Топозеро). Обычно они имеют сложные очертания со множеством островов (Герд, 1949).

Вулканические водоемы образовались в кратерах и кальдерах недействующих вулканов. Например, Большое содовое озеро в штате Невада, США, представляет собой заполненную водой кальдеру вулкана. Примерами кратерных озер являются оз. Машу на острове Хоккайдо (Япония), озера Кипящее и Горячее на острове Кунашир. Как видно из названия, в них по-прежнему проявляется вулканическая деятельность. Совершенно удивительно происхождение исландских озер Миватн (исл. — Muvatn) и Тингваллаватн (исл. — Thingvallavatn). Поскольку сам остров происхождением обязан поднятию Срединно-Атлантического хребта, то эти озера расположены в рифтовой зоне, т.е. геоморфологически там же, где и глубоководные гидротермы (Jonasson, Lindegaard, 1988).

Завальные озера образовались вследствие обвалов горных пород и перекрытия стока рек. Примером может служить оз. Сарезское, образовавшееся после обвала и подпруживания р. Мургаб.

Ледниковые озера образовались после отступления ледника в плейстоценовом периоде. Можно выделить несколько механизмов их образования (Кузнецов, 1970). Некоторые, напр. оз. Таймыр, образовались из глыбы тающего льда. Отступающий ледник был не только источником воды, но и изменял поверхность Земли; образующиеся впадины заполнялись водой, образование запруд приводило к появлению новых водоемов. Большая роль отступающих ледников видна из высокого коэффициента озерности (отношения площади озер к общей площади региона) в Северной Европе, равного 15 % (Choinski, 2000).

---

*«При отступлении ледника из тающего льда образуются громадные потоки воды. Это можно наблюдать и в настоящее время в высокогорных областях, покрытых вечными снегами. Так, по-видимому, происходило и в равнинных областях: потоки талых вод вымывали более или менее глубокие впадины в поверхностных породах, несли песок и глину, которые осаждались в виде флювиогляциальных отложений. Последние образовывали запруды котловин»* (Кузнецов, 1970, с. 6).

---

Провальные карстовые озера образовались в углублении рельефа на месте карстовых провалов. Происхождение карста может быть различным — за счет вымывания растворимых (в основном карбонатных) пород или вследствие таяния погребенного под землей льда (термокарст). Например, происхождение известного гидробиологам оз. Глубокое

в Московской области скорее всего карстовое, однако неясным остается происхождение самого карста (Щербаков, 1967). Озера карстового происхождения несут отпечаток подстилающих пород. Вода оз. Беловодь (Владимирская обл., Россия) содержит много сульфатов, т.к. оно образовалось на месте гипсового карста. Соленые озера Эльтон и Баскунчак образовались за счет растворения соляных куполов (Кузнецов, 1970).

Старичные озера образовались за счет изменения направления русла рек (меандрирования), а старые участки русел теряют связь с рекой и становятся замкнутыми водоемами. Во время паводка образуются временные водоемы озерного типа, которые называются *сорами* или *полями*. Береговые водоемы в прибрежье морей или больших озер образуются за счет перемычек между неровностями береговой линии. Примером может служить оз. Сиваш в прибрежной зоне Азовского моря, лиманы северо-западного Причерноморья.

Немногочисленны, но своеобразны по происхождению водоемы, образовавшиеся в кратерах от падения метеоритов (Salonen et al., 1992).

К водоемам эрозионного происхождения можно отнести некоторые ледниковые озера, поскольку воды таявшего ледника вызывали значительную эрозию. Постоянный сток по руслу, образовавшемуся в процессе водной эрозии, порождает разные по размерам и характеру водотоки — ручьи, реки. Поскольку водные массы в них перемешаются под действием силы тяжести, то из каждой точки рельефа вода устремляется в соседнюю, расположенную ниже и так далее до нулевой отметки — уровня моря. Таким образом формируется речная гидрографическая сеть. С водой перемешаются твердые частицы. Происходит как дальнейшее размывание ложа водотока, так и отложение влекомых наносов, поэтому морфометрические характеристики водотоков довольно динамичны. Диффузность осадков в пространстве и времени и разнообразие рельефа определяют формирование обширной сети эрозионных водотоков. Так, в Южной Америке площадь бассейнов 7 крупнейших рек занимает около 60 % всей площади континента, в Азии 19 крупнейших рек — 43 %, в Европе — 9 рек и 27 % (Neiff, 1996).

## ИСТОРИЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ ВОДОЕМОВ

Историю существования водоемов можно рассматривать в нескольких аспектах. Прежде всего имеет значение продолжительность существования водоема. Длительное время существования водоема может свидетельствовать либо об очень медленных процессах его изменения, либо о наличии механизмов поддержания стабильности его состояния. Изменения можно разделить на происходящие в водной массе и происходящие в ложе водоема.

Поверхностные водные объекты геологически молоды. Нет ни одного водоема, который бы мог сравниться по продолжительности существования с Океаном. При этом континентальные водоемы разнообразны не только по происхождению, но и по истории своего развития (табл. 4.20).

Существование эфемерных водоемов очень кратковременно. Дождевая лужа может существовать несколько часов или несколько дней, но и за этот период в ней успевает сформироваться своеобразное сообщество организмов. Многие эфемерные водоемы образуются периодически в одном и том же понижении рельефа, где в безводный период могут сохраняться криптические стадии гидробионтов. Временные водоемы могут быть естественными и антропогенными (временные хранилища воды, аквариумы и т.п.). Время существования большинства озер измеряется тысячами и десятками тысяч лет. Водоемами-«долгожителями» считаются тектонические озера. Полагают, что котловина оз. Байкал начала заполняться около 20—25 млн. лет назад.

Продолжительность существования водоема определяется двумя основными причинами: изменением водного режима и изменением характера ложа водоема. Эти причи-

Сколько лет живут озера? Чаще всего сравнительно недолго — несколько тысяч или десятков тысяч лет. Озера тектонические — миллионы и десятки миллионов лет.

*Галазий, 1984, с. 39*

**Таблица 4.20. Характеристики континентальных водоемов, связанные с историей их существования**

Водоем	Тип и характер изменения
Время существования	Эфемерные В историческом времени В геологическом времени
Характер динамики изменения процессов во времени	Монотонный, однонаправленный Пульсирующий, переменный
Локализация изменений	Изменения в водной массе Изменения в характере ложа Изменения в источнике воды
Наличие стадий, отдельных этапов образования и существования	Стадии выражены Стадии не выражены

ны взаимосвязаны. Изменение водного баланса, а именно превышение испарения воды над ее поступлением, приводит к быстрому исчезновению лужи, но такие же процессы привели и к изменениям во внутренних морях. Примером тому может быть история Арала. Еще в 1960 г. это был значительный внутренний водоем площадью 66 000 км<sup>2</sup>, четвертый по величине внутренний водоем в мире. С конца 1980-х годов, в связи со значительным снижением стока питавших его рек, падением уровня более, чем на 17 м и обмелением он перестал существовать как единый водоем и разделился на два независимы озера, которые эволюционировали в разных направлениях. Находясь в аридной зоне, это озеро-море сильно зависит от процессов испарения воды и нерегулярности стока. Сток же основных водных источников — рек Аму-Дарья и Сыр-Дарья — был в значительной степени использован человеком для нужд ирригации. Однако, как свидетельствуют палеогеографические данные, сходная гидрологическая ситуация уже наблюдалась примерно 10 000 лет назад, когда Аму-Дарья впадала в Каспийское море (Алимов и др., 2004).

Длительный период существования водоема является одной из предпосылок формирования богатой и своеобразной фауны и флоры. Например, в оз. Танганьика, древнем озере тектонического происхождения, из 171 вида цихлидовых рыб только 4 не являются эндемиками (Michel en al., 1992).

**Гидробионты населяют водные бассейны всех размеров — от лужи и черепка с водой до мирового океана.**

*Зернов, 1949, с. 58*

## РАЗМЕРЫ ВОДОЕМОВ

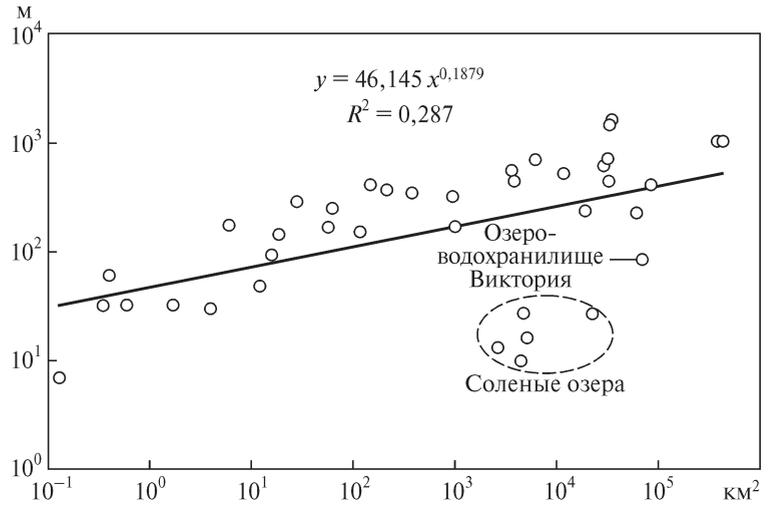
Морфометрические характеристики континентальных водоемов чрезвычайно разнообразны. Если объем и площадь временного маленького водоема может измеряться кубическими дециметрами и квадратными сантиметрами, то объем и площадь наибольшего континентального водоема — Каспия составляют, соответственно 78 584 км<sup>3</sup> и 376 000 км<sup>2</sup>, площадь великих американских озер составляет от 19 500 (оз. Онтарио) до 82 680 (оз. Верхнее) км<sup>2</sup>, объем от 460 (оз. Эри) до 12 220 (оз. Верхнее) км<sup>3</sup> (Гусаков, Петрова, 1987; Choinski, 2000) (табл. 4.21).

Таким образом, площадь поверхности водоемов различается на 13—14, а объем на 16—17 порядков! Для крупнейших водоемов размеры ограничиваются рельефом и размерами материков. Для характеристики малых водоемов как местообитаний критерием могут быть не физические параметры, а относительные размеры, сопоставимые с размерами самих гидробионтов.

*«Нам трудно представить, что является простором и большим бассейном для мелкого организма, объемом хотя бы в 1 мкм. Однако из математического отношения  $1 \text{ мкм}^3 / 1 \text{ см}^3 = 1 \text{ дм}^3 / 1\,000\,000 \text{ м}^3$  мы должны заключить, что мелкому организму в 1 см<sup>3</sup> также просторно, как небольшой рыбе (1 дм<sup>3</sup>) в громадном и на наш взгляд бассейне в 1 млн. м<sup>3</sup>, где она будет совсем незаметной» (Зернов, 1949, с. 59).*



**Рис. 4.12.** Зависимость между площадью (км<sup>2</sup>, ось абсцисс) и глубиной (м, ось ординат) озер мира (по данным Choinski, 2000)



С размерами водоема (рис. 4.11) связано и разнообразие биотопов. Как отмечает С.В. Герд (1949), чем меньше размеры водоема, тем, как правило, менее развита его береговая линия, тем более однородны его биотопы и тем проще его общий лимнологический облик. Важными являются не только абсолютные величины, такие как объем, площадь поверхности, глубина водоема, но и относительные, напр. средняя глубина, определяемая как отношение объема к площади поверхности водоема. На Земле всего 14 озер со средней глубиной более 200 м. С увеличением площади водоемов возрастает и их глубина, зависимость эта степенная (рис. 4.12). Обратите внимание на группу точек в круглом поле, это соленые озера, с «нетипично» малой глубиной при относительно большой поверхности.

Относительные величины позволяют сравнивать водоемы разного размера. Так, отношение площади к глубине (или квадратный корень этой величины) увеличивается с ростом размеров водоемов неодинаково в разных диапазонах (рис. 4.13). До площади около 1000 км<sup>2</sup> (а это достаточно большой водоем размером около 30 × 30 км) изменение площади и глубины происходит довольно равномерно (рис. 4.12), затем это отношение резко увеличивается. Это говорит о том, что диапазон морфометрических параметров внутренних водоемов как среды обитания гидробионтов в условиях земной биосферы достаточно узок. Гидробионтам, обитающим в поверхностных водах, планета «предоставила» не слишком глубокие, с малой поверхностью, и не слишком мелкие, с большим водным зеркалом, водные объекты. В первом случае объем фотической зоны был бы очень мал по сравнению с афотической. Во втором случае водоем бы обладал малой стабильностью из-за значительного испарения, сильного и полного ветрового перемешивания.

Морфометрические характеристики водоемов взаимосвязаны и взаимообусловлены. Чем меньше средняя глубина относительно максимальной, тем больше литоральная зона (Закономерности..., 2004). По мере приближения средней глубины к максимальной, литоральная зона уменьшается. Форму котловины озера (V-образная, U-образная или промежуточная) можно определить по соотношению средней и максимальной глубины. Соотношение показателей средней и максимальной глубины можно оценить через так называемый фактор формы озера, рассчитываемый следующим образом:

$$V_d = 3D_{\text{mean}} / D_{\text{max}},$$

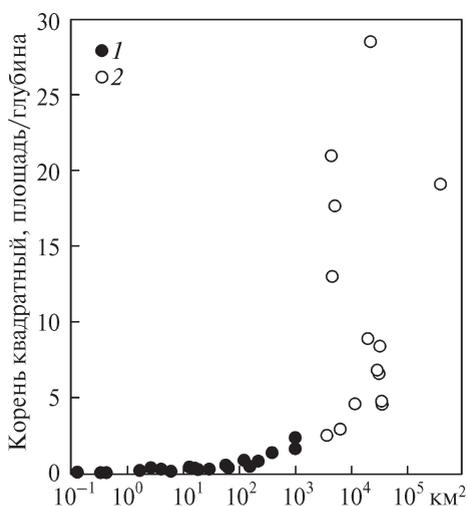
где  $D_{\text{mean}}$  — средняя глубина и  $D_{\text{max}}$  — максимальная глубина.

Чем больше фактор формы озера, тем меньше площадь литоральной зоны. Относительная площадь литоральной зоны к площади озера ( $S_{\text{littoral}} / S_{\text{lake}}$ ) определяется с учетом максимальной глубины ( $D_{\text{max}}$ ), прозрачности воды по диску Секки ( $Z_{\text{Secch}}$ ) и фактора формы водоема (Nakanson, 1999, цит. по Закономерности...2004):

$$S_{\text{littoral}} / S_{\text{lake}} = 1 - ((D_{\text{max}} - 2Z_{\text{Secch}}) / (D_{\text{max}} + 2Z_{\text{Secch}} \exp(3 - V_d^{1,5}))^{0,5})^{V_d}.$$

Таким образом, основные морфометрические характеристики водоемов, которые и составляют характеристики их как биотопов, взаимосвязаны.

Размеры водотоков очень разнообразны, их протяженность может составлять несколько метров, а протяженность крупных рек составляет тысячи километров (табл. 4.22). Протяженность, расход воды в реках связан с площадью водосборного бассейна, который может достигать миллионов кв. м и количеством осадков на водосборе. Великие



**Рис. 4.13.** Зависимость относительного размера озер (квадратный корень отношения площади к глубине, ось ординат) от их площади (км², ось абсцисс). 1 — площадь до 1000 км², 2 — более крупные водоемы

Таблица 4.22. Крупнейшие реки мира (по Львович 1971, Neiff, 1996)

Континент	1	2	3
Южная Америка			
Амазонка	212,5	5 711	6 437
Ориноко	17	870	2 151
Парана	16	2 278	3 998
Всего*	269,9	10 888	21 398
Отношение 2/1 = 40,3			
Северная Америка			
Миссури	17,3	3 184	6 020
Св. Лаврентия	14,1	1 274	4 000
Маккензи	7,9	1 784	4 241
Колумбия	7,3	660	1 954
Юкон	5,1	921	2 654
Всего	59,9	9 295	24 107
Отношение 2/1 = 155,1			
Европа			
Волга	8,0	1 380	3 700
Дунай	6,2	806	2 850
Печора	4,1	322	1 809
Нева	2,6	279	—
Рейн	2,2	143	1 312
Сев. Двина (с Сухоной)	3,5	355	1 302
Днепр	1,7	496	2 200
Рона	1,7	94	816
По	1,4	69	648
Висла	1,1	194	1 084
Всего	32,5	4 138	15 145
Отношение 2/1 = 127,3			
Африка			
Конго	39,7	3 968	4 700
Замбези	7,1	1 280	3 500
Нигер	6,1	1 100	4 200
Всего	56,7	9 630	20 683
Отношение 2/1 = 169,8			
Азия			
Янцзы	21,8	1 920	5 980
Брахмапутра	19,8	924	2 900
Ганг	18,7	1 047	2 506
Енисей	17,4	2 560	5 540
Лена	15,5	2 396	4 400
Иравади	13,5	424	2 100
Обь	12,5	2 455	5 410
Меконг	11	793	4 000
Амур	11	1 822	4 444
Инд	5,6	916	2 900
Колыма	3,8	637	2 513
Всего	171,3	18 872	60 203
Отношение 2/1 = 110,1			

Примечание: 1 — средний расход воды (1000 м<sup>3</sup>/с); 2 — площадь бассейна (1000 км<sup>2</sup>); 3 — длина (км), \* всего, только для крупных рек

реки представляют собой существенные черты Лица Земли на целых континентах. На их водосборе происходит взаимодействие между гидросферой и сушей и они связывают континентальную часть гидросферы с океаном.

В Австралии и Антарктиде нет больших рек. Река Муррей — самая большая в Австралии — при большой площади водосборного бассейна в 107 200 км<sup>2</sup> имеет совсем небольшой расход — 352 м<sup>3</sup> / с, т.е. сток одного м<sup>3</sup> собирается с площади в 304,5 км<sup>2</sup>, что почти в 3 раза больше, чем в среднем в Азии. Наименьшее соотношение площади бассейна и стока характерно для Амазонки, всего 26,9 км<sup>2</sup> / м<sup>3</sup> стока.

Для водоема с замедленным стоком важна характеристика его объема, а для текучих вод важен расход воды, т.е. объем воды, проходящий через сечение потока в единицу времени. Он может достигать 212 000 м<sup>3</sup>/с (Амазонка), но только у 16 из 50 крупнейших рек он больше 10 000 м<sup>3</sup>/с. Длина рек Нил и Амазонка превышает 6000 км. Однако средняя длина крупнейших рек с расходом в 1000 м<sup>3</sup>/с и более составляет 2430 км, (в Северной Америке 2678 км, в Южной — 3056 км, в Азии — 3010, в Африке — 4136, Европе — 1682 км).

Водотоки разнообразны не только по размерам, но и по режиму водности, поскольку их размеры периодически меняются. Наиболее ярко это проявляется во время паводка. Так, сток р. Амур относительно зимнего расхода в период паводка возрастает в 200 раз: 40 000 м<sup>3</sup>/с против 150—200 м<sup>3</sup>/с, разливаясь на десятки километров (Богатов, 1994). В США суммарная площадь затопляемой разливами поймы около 1,5 млн. малых рек (средняя длина 1,6 км) составляет более 7,5 тыс. км<sup>2</sup>, что практически равняется площади пойменных участков 8 крупных рек со средней длиной в 1250 км (Tokner, Stanford, 2002). В зависимости от размеров водотоков, ширина поймы может составлять от нескольких метров до нескольких километров и даже десятков километров. Большие реки Амазонии и их поймы в Бразилии занимают около 300 000 км<sup>2</sup> (Junk, Weber, 1996).

## **МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ, СВЯЗАННЫЕ С БЕРЕГОВОЙ ЛИНИЕЙ**

Зона контакта водоема с берегом очень важна в обмене веществом водоема с ландшафтом, через нее происходит поверхностный сток в водоем, это зона гидродинамического воздействия воды на береговую линию. Различают несколько типов зоны уреза воды. Зона первого типа устроена таким образом, что крутой берег резко уходит под воду, прямо от уреза воды глубина быстро возрастает. Для второго типа

**Берег, где пересекаются или сближаются различные поверхности раздела, можно назвать многократной границей.**

*Зайцев, 2006, с. 44*

Таблица 4.23. Морфологические типы зоны уреза воды (по Закономерности..., 2004, с изменениями)

Зоны уреза	Тип 1	Тип 2	Тип 3
Общая характеристика	Узкая зона постоянного контакта воды, берега и атмосферы		Широкая зона вблизи уровня воды
Ширина	0,1—0,2 м	Менее 1 м	Более 1 м и до десятков м
Воздействие волн, течения	Есть, часто значительное	Есть, может быть значительным	Отсутствует
Влекомые наносы	Отсутствуют или мало	Имеются, в виде узкого пояса	Отсутствуют
Высшая растительность	Нет или специфичная (мхи, кустарнички)	Может отсутствовать если есть, то преимущественно травянистая	Всегда в большом количестве, в основном злаки
Дополнительные признаки	Наиболее часто профиль определяется корневой системой деревьев и кустарников, подходящих к воде, каменистым, скальным берегом или антропогенными факторами	Часто обусловлена рыхлостью и подвижностью грунтов (песчаный пляж, песчаная литораль)	Наличие кочек и впадин как следствие микрозональности растительности

характерно плавное понижение дна. У зон третьего типа наблюдается широкая переходная область вблизи уреза воды с перепадами глубин, углублениями, подъемом дна к поверхности. Особенности морфологии зон уреза определяют и экологические характеристики, табл. 4.23. Важно отметить, что зона контакта суши и водного объекта является местом не только активных физических, но и биологических процессов. Так, пограничные зоны в виде песчаных пляжей представляют собой мощный биологический фильтр (Эпштейн, 1963).

По типу уреза хорошо различаются два берега реки, если в излучине один берег подмывается (1 тип), а второй представляет собой пологую песчаную косу (2 тип).

Характер приурезной зоны оказывает значительное воздействие на распределение организмов, их обилие, поведение и даже успех репродуктивной активности гидробионтов. Наблюдения за лягушкой *Rana boylei* в одной из рек Калифорнии во время откладывания икры показали, что лягушки явно предпочитают местообитания с урезом воды третьего типа. При колебаниях уровня воды икра здесь в меньшей степени подвергалась негативным внешним воздействиям (высокая скорость течения, излишнее прогревание) и выживание яиц было выше (Kupferberg, 1996).

## СВЯЗЬ С ВОДОСБОРНОЙ ТЕРРИТОРИЕЙ

Важной характеристикой поверхностных водоемов является размер их водосборной территории, с которой аккумулируется поверхностный сток. Водосборные площади имеют иерархическую структуру, большие включают в себя меньшие по размерам. Бассейны 34 крупнейших рек мира занимают территорию около 50 млн. км<sup>2</sup> (Львович, 1971), это около 38 % всей суши (без Антарктиды). Так, вся территория бывшего СССР представляла собой всего 4 гигантских водосборных бассейна: бассейн Атлантического океана, Северного Ледовитого, Тихого океанов и внутренний бессточный (без выхода в океан). Территории, не входящие в состав бассейнов крупнейших рек, являются бассейнами средних и малых рек с собственным стоком в море. Существуют и бессточные бассейны, без связи с океаном, например бассейн Волги. Аккумулированный в них сток рек испаряется.

На территории Украины 3 основных речных бассейна связаны с морем: бассейн Вислы (Балтийское море), бассейны Днепра, Дуная, Днестра, Южного Буга (бассейн Черного моря) и бассейн Дона (Азовское море) и все они принадлежат бассейну Атлантического океана. Множество небольших рек впадает непосредственно в море, не входя в состав больших речных бассейнов. О связи расхода воды с территорией водосборного бассейна дает определенную информацию отношение среднего стока к площади водосбора (Neiff, 1996). Если для бассейнов крупнейших рек Южной Америки он равен 40,3, то для остальных континентов в среднем 140,3 км<sup>2</sup>/м<sup>3</sup>/с. Это значит, что для обеспечения одинакового стока в Южной Америке «работает» в 3 раза меньший водосборный бассейн, что вызвано большим количеством осадков и говорит о связи с меньшей территорией суши. Водосборный бассейн самых больших рек может функционировать только благодаря тому, что весь он насыщен малыми водотоками. Так, в бассейне Днепра имеются три большие реки общей протяженностью 4092 км, 40 средних рек общей длиной 10 968 км, 1383 малых (длиной более 10 км) рек общей протяженностью 32 153 км и 15 380 еще меньших рек (средняя длина 4,3 км) общей протяженностью 67 156 км. Всего по бассейну густота речной сети составляет 0,23 км/км<sup>2</sup>, т.е. на каждый километр речной сети приходится около 4 км<sup>2</sup> водосбора (Паламарчук, Закорчевна, 2001).

**...минимальной  
единицей экосистемы  
следует считать  
не один водоем, а всю  
площадь водосбора.**

*Одум 1975, с. 26*

Значительно различается температурный режим в водоемах различного типа и географического положения в различные сезоны и время суток.

Константинов, 1986, с. 43

## ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВОДОЕМОВ

В отличие от океана, который в основной своей массе стабильно холодный, термические характеристики континентальных водоемов весьма разнообразны. Нижний предел температуры во внутренних водоемах, доходящий до  $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$  и даже  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ , определяется тем, что минерализованные воды имеют более низкую точку замерзания, чем пресные. На другом полюсе — горячие источники, где температура воды может достигать точки кипения. В источнике Хохутка на склонах одноименного вулкана на Камчатке температура воды доходит до  $80\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Хмелева и др., 1985). На многие водоемы воздействуют антропогенные факторы термического характера, в водоемах-охладителях тепловых и атомных электростанций температура может превышать  $40\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Мордухай-Болтовской, 1975, Протасов и др., 1991). Тепло антропогенных источников, однако, играет относительно небольшую роль в формировании термического режима, основными источниками тепла для большинства водоемов являются солнечное излучение и атмосфера. Максимальная летняя температура в озерах и водотоках высоких широт редко достигает  $+25\text{ }^{\circ}\text{C}$ , в тропиках редко превышает  $+32\text{ }^{\circ}\text{C}$ , хотя малые водоемы могут нагреваться и до более высоких температур (Ward, Stanford, 1982). Термические характеристики определяется преимущественно широтой местности, сезонными климатическими колебаниями температуры. Характер изменений и уровень температуры в той или иной точке водной толщи связан с плотностными характеристиками воды (которые, в свою очередь, зависят от температуры) и гидродинамическим фактором перемешивания. Температура текучих вод, где высока турбулентность, обычно близка к температуре окружающего воздуха и грунта. Благодаря большой теплоемкости, температура воды в водоеме относительно температуры атмосферного воздуха долго остается более низкой весной и более высокой осенью.

*«Солнечное тепло поглощается тонким поверхностным слоем, нагревая воду. Однако из-за малой теплопроводности воды тепло почти не передается на глубину. Поэтому основная масса тепла от поверхности в нижележащие слои переходит главным образом путем вертикального перемешивания (ветрового, конвективного и турбулентного) в континентальных сравнительно мелководных водоемах»* (Федоров, Гильманов, 1980, с. 383).

Типизировать термические характеристики водоемов можно следующим образом (табл. 4.24).

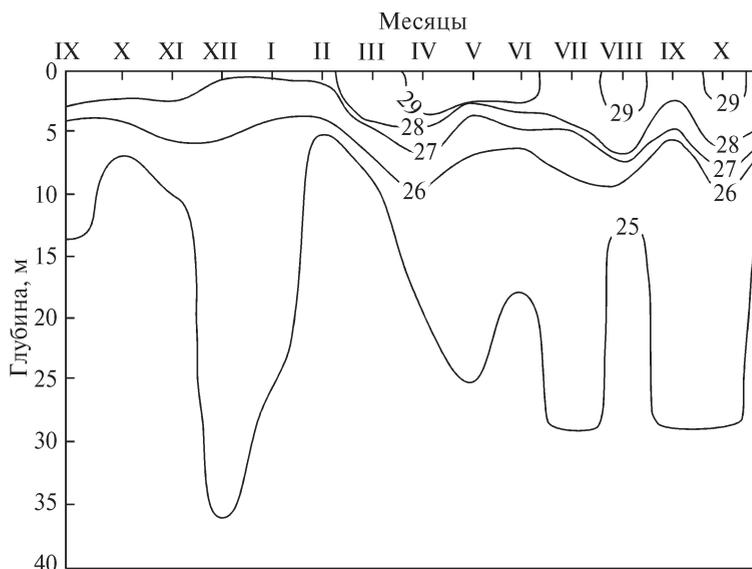
Термические характеристики континентальных водоемов зависят от множества факторов. На термический режим водотоков (суточные и годовые колебания температуры, характер периодичности изменений температуры, минимальные и максимальные сезонные значения температуры) влияют три главных или первичных и не менее десяти вторичных

факторов. К первичным относятся инсоляция, климатические условия, гидрологические характеристики. Вторичные — это топография и форма русла, характер и обилие прибрежной растительности, широта местности и высота над уровнем моря, подземные воды, притоки, питающий источник (Ward, 1985). Как отмечалось раньше, основным фактором изменения термических условий в большинстве внутренних водных объектов является солнечная радиация.

Классификация водоемов и водотоков по уровню температуры довольно условна. К холодным водоемам можно отнести полярные и высокогорные водоемы, где климатические условия определяют низкую температуру воды. На некоторых участках водотоков с гляциальным (ледниковым) питанием температура лишь немногим выше температуры тая-

Таблица 4.24. Термические характеристики водных объектов

Критерий типизации	Характеристики	Типы водных объектов
Источник тепла	Космический Термический режим определяет солнечная радиация Геологический Термический режим определяют геотермальные явления Антропогенный (технический) Полная или значительная зависимость от антропогенного фактора	Естественные  Естественные термальные  В основном искусственные, некоторые естественные
Общий характер термических условий, уровень температуры	Температура не выше +4—5 °С Температура может колебаться от 0 до +30 °С Температура выше +30 °С	Холодные Умеренные, средние  Теплые, горячие
Термические условия во времени	Термический режим зависит от непредсказуемых внешних факторов (геологических, антропогенных) Диапазон температур в течение длительного времени изменяется в узких пределах. Сезонность выражена слабо Диапазон температур в течение года значителен, сезонность хорошо выражена	С неустойчивым режимом  Со стабильным режимом  С циклическим режимом
Термические условия в пространстве водоема	Значительные термические градиенты отсутствуют  Существуют термические градиенты по горизонтали, протяженности Существуют термические градиенты по глубине Существуют выраженные как горизонтальные, так и вертикальные градиенты	Термические условия пространственно довольно однородны Выражена горизонтальная неоднородность Выражена вертикальная неоднородность Термическая разнородность по горизонтали и вертикали



**Рис. 4.14.** Изменения по глубине (вертикальная ось) и температура воды (°C) в течение года в водохранилище Пэнсун (Малайзия) (по Anton, 1994)

ния льда. Не отмечается высокая температура и в полярных водоемах, где ледостав отсутствует всего 1—2 месяца в году. Что касается выделения «теплых» водоемов, то здесь температурные границы также условны. По данным физиологов (Шмидт-Ниелсен, 1982) верхний предел температуры активной жизни животных близок к +50 °C, однако для многих организмов, не только животных, но и прокариот, более толерантных к экстремальным температурам, реальный порог нормальной жизнедеятельности гораздо ниже, не более +30—35 °C (Мордухай-Болтовской, 1975). Следует отметить, что и в поверхностных слоях океана температура редко бывает выше 30 °C. К теплым водоемам могут быть отнесены тропические естественные и технические водоемы, получающие подогретые стоки. К группе горячих водоемов можно отнести термальные, вулканические или особо сильно подогретые технические с температурой от +35—40° почти до температуры кипения (при том, что последняя изменяется соответственно атмосферному давлению).

Постоянная температура водоема в течение длительного времени — явление достаточно редкое.

Термический режим водоемов зависит от высоты рас-

«Вид карпозубых рыб *Suprinodon diabolus* живет в источнике, известном под названием Чёртовой дыры, где по меньшей мере в течение последних 30 000 лет температура (3,9 °C), вероятно, почти не изменялась (Brown, Feldmeth, 1971)» (Шмидт-Ниельсен, 1982, с. 307).

положения над уровнем моря. С высотой температура воды в водоемах, как правило, снижается. Исследования более 30 исландских озер (высота над уровнем моря от 10 до 850 м) показали, что летняя температура и высота над уровнем

моря связаны отрицательной корреляцией ( $r = -0,689$ ) (Malmquist et al. 2000).

В тропиках, в относительно постоянных климатических условиях довольно мало изменяется и температура воды в водоемах. Так, в водохранилище Пэнсун (Pansun) в Малайзии ( $3^\circ$  с.ш.) в течение всего года температура на глубине 0—5 м составляла  $+27-29^\circ\text{C}$  (Anton, 1994) (рис 4.14). В оз. Танганьика средняя температура верхнего полуметрового слоя воды в 1946—1947 гг. составила  $23,8^\circ\text{C}$ , в 1973 г. —  $24,20^\circ\text{C}$ , в 1993—1994 гг. —  $24,18^\circ\text{C}$ , т.е. изменилась всего на  $0,4^\circ$ . При этом среднемесячная температура воздуха за период с 1964 по 1990 гг. возросла на  $0,7^\circ\text{C}$ . Правда, колебания среднемесячной температуры воздуха за этот период на северной оконечности озера ( $3^\circ$  ю.ш.) составили  $22-26^\circ\text{C}$ , а на южной ( $9^\circ$  ю.ш.) —  $16-23^\circ\text{C}$  (Plisnier, 2001).

В водоемах умеренной зоны колебания температуры зависят прежде всего от ее климатических изменений. Например, в подмосковном оз. Глубоком ( $55^\circ45'$  с.ш.) в безледный период температура на поверхности может колебаться от  $4$  до  $26^\circ\text{C}$  (Щербаков, 1967).

Временное постоянство температуры влияет и на пространственную однородность термических условий. В уже упомянутом тропическом водохранилище Пэнсун при температуре поверхностного слоя  $+27,5^\circ\text{C}$ , на глубине 30 м температура всего на  $3,5-4^\circ\text{C}$  ниже. Многолетние данные, полученные на о. Танганьика (Plisnier, 2001) показывают, что средняя температура воды на глубине 100—300 м изменяется в очень узком диапазоне:  $23,3-24,2^\circ\text{C}$ . В африканском оз. Туркана ( $2^\circ$  с.ш.) годовичные колебания температуры также очень невелики —  $27,2-29,4^\circ\text{C}$ , при глубине более 80 м снижение температуры в придонных слоях оставляет не более  $1^\circ\text{C}$  (Kolding, 1992).

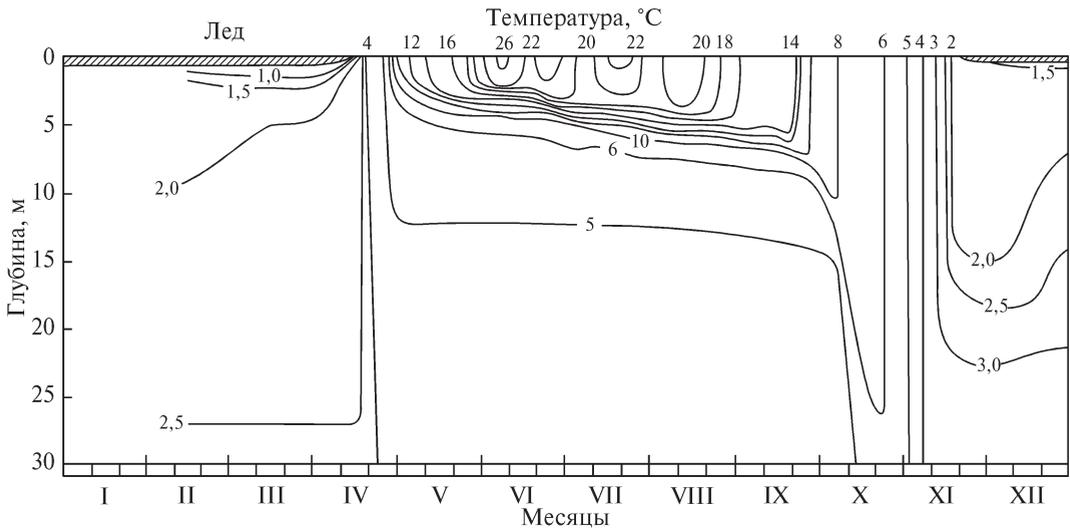
В небольших реках изменения температуры воды по сечению потока и по протяженности незначительны. В отдельных случаях разница между температурой воды у берега и на середине реки может достигать  $0,6-0,8^\circ\text{C}$ , а между температурой на поверхности и у дна всего  $0,1-0,4^\circ\text{C}$  (Комулайнен, 2004). Также достаточно стабилен термический режим на отдельных участках крупных водотоков, что определяется перемешиванием водных масс в потоке.

---

*«Термический режим реки Волги имеет основные речные черты — вертикальную гомотермию и некоторое неравенство температур в поперечном разрезе. Максимальные летние температуры воды на стрежне реки не превышают  $24-25^\circ\text{C}$ . Годовой ход температуры очень плавный» (Жадин, 1948, с. 419).*

---

Однако по протяженности водотоков, особенно крупных, наблюдается более или менее сильное изменение температуры. Например, в каскаде днепровских водохранилищ



**Рис. 4.15.** Изменение температуры в оз. Глубоком (по Щербаков, 1967). Заштрихованные области — время ледостава

(протяженность более 1000 км) в весенний период переход температуры воды через 0,2 °С в нижнем Каховском происходит на 18 дней раньше, чем в Киевском. В период охлаждения водных масс различия в температуре по протяженности каскада могут достигать нескольких градусов (Денисова и др. 1989). В водоемах различных высотных поясов и климатических зон температура может существенно различаться даже в одном регионе. Материал для такого сравнения дают исследования водотоков Узбекистана (Тальских, 1991). В горной зоне средняя температура колебалась от 10,1 до 16,0, в предгорном поясе — от 16,5 до 24,7 и на равнине, в степной зоне — от 18,0 до 27,0 °С. Температура пересекающих разные климатические зоны водотоков, естественно, изменяется по протяженности потока.

Существует отрицательная зависимость между высотой над уровнем моря и среднегодовой температурой и в тропических речных системах (Ward, 1985). Например, в реке Пурэру (Purugi), Новая Гвинея, диапазон температуры при изменении высоты над уровнем моря составляет 9,1—26,5 °С (табл. 4.25).

**Таблица 4.25.** Изменение средней температуры в реке Пурэру на участках, расположенных на разной высоте над уровнем моря (по Ward, 1985)

Высота над уровнем моря, м	Средняя температура, °С	Диапазон температуры, °С
3500—4000	11,4	9,1—14,4
1000—1500	23,0	20,8—24,9
20—100	24,7	23,8—26,5
10	25	24,1—26,5

Существенное значение в термическом режиме водотоков могут играть связанные с ними водоемы. Поступление воды в нижний бьеф Красноярской ГЭС происходит из нижних холодных слоев водохранилища, что привело к резкому снижению (в среднем на 10 °С) температуры воды летом, повышению на 6 °С осенью и на 2—3° зимой. Понижение температуры воды в реке в летний период отмечается на протяжении 800 км вниз по течению от плотины! (Долгих и др. 2008)

Закономерности изменения температуры в водоемах умеренной зоны в течение года можно рассмотреть на примере одного из хорошо изученных в этом отношении озер — Глубокого (Щербаков, 1967, рис. 4.15).

В летний период водная масса озера, глубина которого достигает 31 м, резко разделяется на очень устойчивые, сохраняющиеся в течение всего лета, термические зоны (рис. 4.15). Толщина верхнего слоя — эпилимниона — в начале лета составляет 1,5—2 м, а к концу лета он постепенно расширяется до 5—6 м в глубину. Этот период четкой летней стагнации, стабильного состояния продолжается до начала осени. Температура в нижнем слое — гиполимнионе — в период летней стагнации практически постоянная: на глубине 10 м она колеблется в пределах 5—8 °С, а глубже 15 м обычно не превышает 4—5 °С. Снижение температуры воздуха в осенний период приводит к постепенному выравниванию температуры по всей толще воды, в условиях данного озера период осенней гомотермии длится 20—30 дней. Температурные условия в озере в этот период определяются погодными условиями.

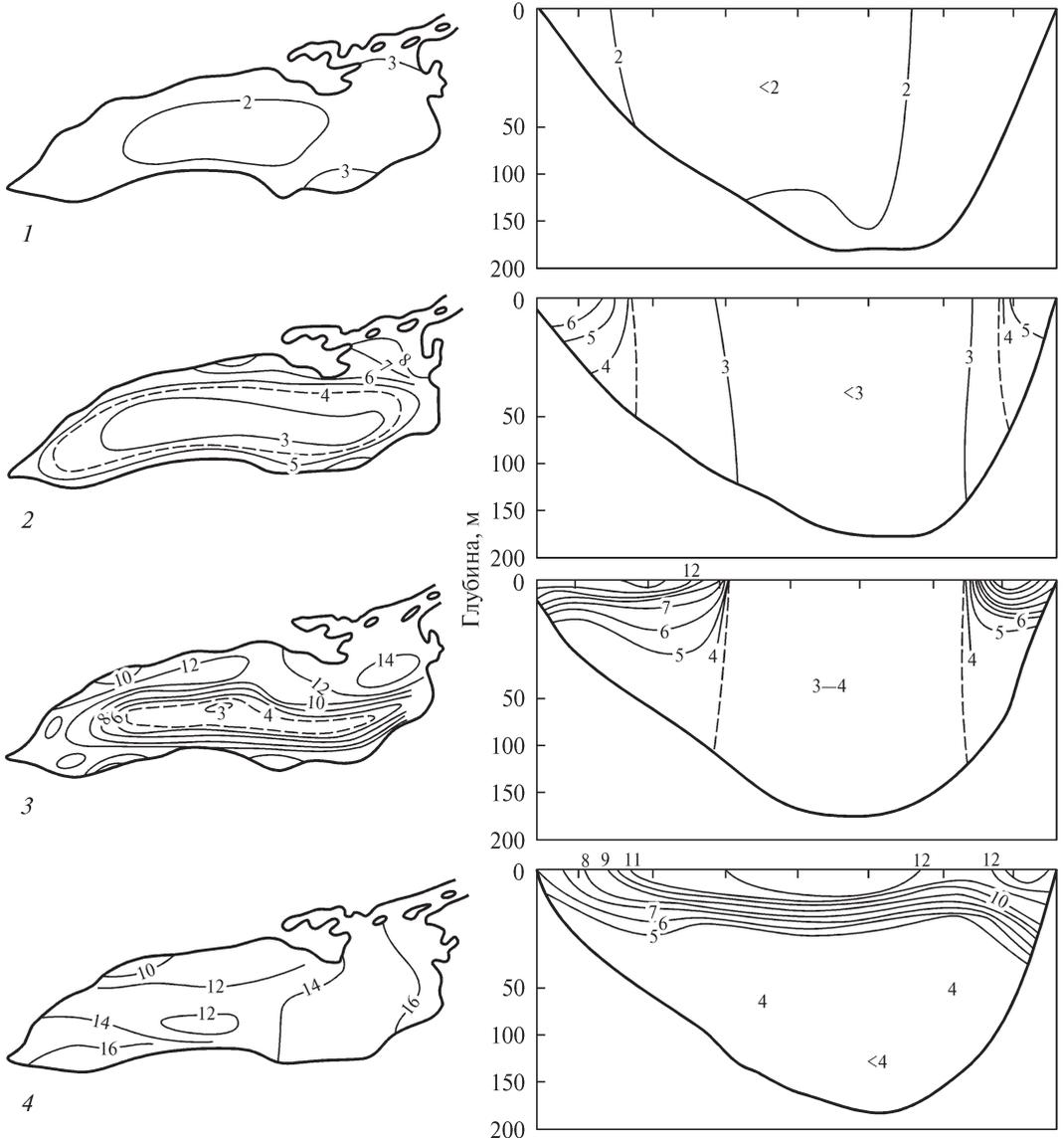
---

*«При сильных ветрах и низкой температуре воздуха сильно охлаждается вся водная толща, и температура воды даже на максимальной глубине может падать до 2,5° и даже до 2°С. Если же погода в предледоставный период маловетренная, то и при низкой температуре воздуха сильно охлаждаются только верхние слои воды, в более глубокие сохраняют температуру 3—3,3 °С»* (Щербаков, 1967, с. 79).

---

В самом начале весны, при стаивании снега и увеличении инсоляции, происходит незначительное подледное прогревание озера, однако достаточное для начала термических конвекционных процессов, способствующих началу весеннего перемешивания воды. После вскрытия озера перемешивание происходит под действием ветра. Описанная картина типична для множества водоемов умеренной зоны. Для них характерна такая динамика термических процессов, когда разнородные по термическим характеристикам водные массы периодически сменяются однородными.

Примером водоемов, где хорошо выражены как горизонтальные, так и вертикальные термические градиенты, могут служить водоемы-охладители энергетических станций. Горизонтальный градиент температуры обусловлен технической



**Рис. 4.16.** Явление термобара в озере Онтарио (по Хендерсон-Селлерс, 1987):

1 — распределение изотерм в озере в конце апреля, 2 — в конце мая, 3 — в начале июня, 4 — в конце июня

целью такого водоема, а именно охлаждением воды, которая на одном участке поступает нагретой и забирается из водоема охлажденной на другом участке. По причине различия плотности водных масс с разной температурой, неизбежно возникает вертикальный градиент, более или менее выраженная термическая стратификация. Сходные термические условия могут наблюдаться и в отдельных участках крупных водоемов, в которые сбрасывают подогретую воду электростанций. Так, в Мошковичском заливе Ивановского водохранилища на Волге, куда сбрасываются воды Конаковской ТЭС, температура воды в летний период достигает 32 °С, что на 8 °С выше температуры воды в других участках водохранилища (Голованов и др., 2005).

Еще один пример сложных термических условий, когда наблюдается и вертикальная, и горизонтальная термическая гетерогенность, дают крупнейшие озера умеренной зоны — Гурон, Онтарио, Ладога. В весенний и осенний периоды мелководья и глубоководная часть прогреваются и охлаждаются с разной скоростью, что вызывает возникновение так называемого термобара, термического барьера (рис. 4.16). Термофронт в виде вертикальной завесы с максимальной плотностью воды и температурой около 4 °С отделяет прибрежную зону, в которой (в весенний период) хорошо выражена стратификация. В осенний период мелководья остывают быстрее глубоководной части озера, что также приводит к образованию термобара. Однако теперь температура глубоководной зоны выше 4 °С, а мелководной — ниже. Описанная ситуация не только существенно разнообразит термические условия, но и способствует формированию своеобразных плотностных течений.

## ГИДРООПТИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВОДОЕМОВ

Количественные и качественные (спектральный состав) характеристики подводной освещенности в континентальных водоемах зависят от многих факторов. Если в океане огромные массы воды очень сходны по оптическим характеристикам и в основном слабо освещены или совершенно лишены света, то в континентальных водах, относительно масштабов водоемов, можно наблюдать самые разные сочетания светового режима (табл. 4.26), связанные с различными факторами.

Основным источником световой энергии является солнечное излучение. Эта энергия поступает в виде прямого излучения и рассеянного небесным сводом и облаками. Отраженное Луной излучение солнца невелико, однако им нельзя пренебрегать в плане светового сигнального фактора. В отличие от океана, биологический источник света в континентальных водоемах практически отсутствует.

*«Светящиеся организмы обитают только на суше и в море, в пресных водах и соленых озерах их нет (хотя нельзя исключить, что где-нибудь в глубинах неисследованных соленых озер они когда-нибудь будут найдены). С точки зрения экологической биофизики водных систем, биолюминесценция — чисто морское явление, обнаруженное при солёности от 10 ‰» (Гладышев, 1999, с. 19).*

Одна из особенностей светового режима в континентальных водах, в отличие от океана, зависимость от рельефа местности, от биологических и антропогенных факторов. Технические источники света могут играть значительную роль в искусственных водоемах, аквакультуре, водоемах больших городов и т.п.

**...свет обуславливает существование, разнообразие и красоту всех гидробионтов.**

*Зернов, 1949, с. 320*

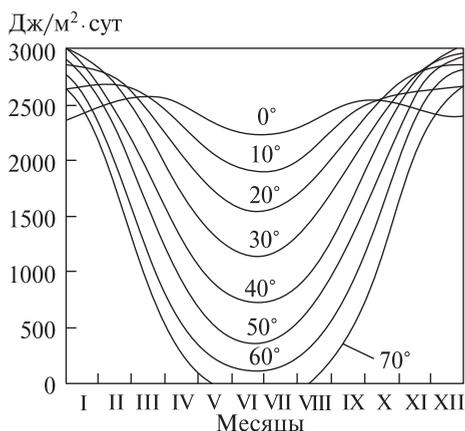
Географическое положение водоемов определяет общее количество поступающей солнечной радиации. Вращение Земли вокруг Солнца по эллиптической орбите и собственное вращение планеты вокруг наклонной оси приводит к неравномерному поступлению световой энергии на поверхность планеты в широтном и сезонном аспектах. На экваторе радиация составляет с небольшими колебаниями около  $2500 \text{ Дж/м}^2 \cdot \text{сут}$  на широте  $10^\circ$  колеблется от  $2000$  до  $3000$  зимой и летом, на широте  $50^\circ$  от  $500$  до  $3000 \text{ Дж/м}^2 \cdot \text{сут}$  (рис. 4.17).

Прямое и рассеянное излучение имеет различные характеристики отражения и проникновения в воду, поэтому имеет значение соотношение этих видов излучения, которое зависит от атмосферных явлений. Например, снижение облачности в районе оз. Чудского (эст. — Peipsi) от 8 баллов весной и осенью до 6,5 баллов летом приводит к тому, что весной и осенью преобладает рассеянное излучение (около  $200 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{мес}$ ) над прямым ( $100 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{мес}$ ), а в летний период наоборот, преобладает прямое излучение —  $300$  и  $350 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{мес}$ , соответственно (Lake Peipsi, 2001).

Таблица. 4.26. Факторы, определяющие режим освещенности в континентальных водоемах

Факторы	Характер фактора	Действующий фактор
Источник света	Космический Антропоический	Солнечное излучение Антропогенные факторы
Факторы, влияющие на поступление света извне	Географическое положение Атмосферные явления Рельеф местности	Продолжительность светового дня, высота солнца над горизонтом Интенсивность и характер облачности Экранирование внешнего излучения элементами рельефа вплоть до полной невозможности проникновения (подземные водоемы)
	Биологические	Экранирование внешнего излучения околководной, прибрежной, водной растительностью
	Антропоические	Экранирование света техническим сооружениями, вплоть до полного отсутствия естественной освещенности
Факторы, влияющие на ослабление света в воде	Химические	Влияние веществ, определяющих поглощение света, на цветность воды
	Физические	Поглощение и рассеяние света водой Взвешенные частицы, определяющие мутность
	Биологические	Органические частицы неводного происхождения, определяющие мутность Органические автохтонные частицы, в том числе водные живые организмы, определяющие мутность

**Рис. 4.17.** Сезонные изменения солнечной радиации ( $\text{Дж}/\text{м}^2 \cdot \text{сут.}$ ) на разных широтах в южном полушарии (по Davis, Walmsley, 1985)



Рельеф местности самым непосредственным образом влияет на режим поступления в водоемы солнечного света: от совершенно открытых степных водоемов — до горных потоков в узких ущельях, куда вообще может не проникать прямой солнечный свет. Водные объекты в пещерах полностью изолированы от солнца.

Экранировать солнечное излучение также может растительность. В тропическом лесу, где кроны деревьев плотно сомкнуты, поверхности почвы достигает всего 0,1 % падающего света, соответственно, световой режим небольших водоемов и водотоков также очень скуден. Плавающие на поверхности растения, ряска, телорез, водный гиацинт, могут полностью закрывать водное зеркало водоемов. Заросли рогоза широколистного при 50—60 % покрытия экранируют до 60 % света, при 90 % покрытия в воду поступает всего 25 % внешнего излучения (Романенко, 2004).

Прибрежные постройки, мосты и т.п. могут экранировать прямой солнечное излучение. Малые водотоки в урбанизированной среде часто закрывают в трубопроводы, коллекторы, полностью исключая попадание света. Это относится и к специальным искусственным водотокам (каналам), большие участки которых могут проходить в закрытых водоводах. К этой категории следует отнести и технические водные объекты, системы охлаждения предприятий, подземные водохранилища и другие.

Прозрачность воды в различных водоемах изменяется в очень широком диапазоне и определяют её различные факторы. На количество проникающего в воду света влияют и характеристики самой воды, ее прозрачность. Прозрачность воды, измеренная в континентальных водоемах при помощи диска Секки, колеблется в широких пределах, табл. 4.27.

В одном и том же водоеме прозрачность воды может значительно изменяться в течение года и в различных его участ-

ках. Она также некоторым образом связана с географической зональностью водоемов. Так, прозрачность воды в водохранилищах Верхней, Средней и Нижней Волги в период исследований (1979—1995 гг.) изменялась, соответственно, в пределах 0,2—2,5 м, 0,5—1,8 м и 1,2—2,6 м. Средние величины имели тенденцию к увеличению прозрачности в направлении к наиболее глубокому нижнему участку Волги, принимающему незначительный объём боковых притоков. На глубину видимости белого диска во всех водохранилищах проникает чуть более 5 % падающей радиации (Минева, 2005).

Одним из основных факторов ослабления света в воде является повышение мутности за счет увеличения содержания взвешенных неорганических или органических частиц в водной толще.

*«Прозрачность воды в южной части Тилигульского лимана мало изменяется во времени и практически не зависит от ветро-волнового режима. Диск Секки практически в любое время года виден на дне и на участках с глубиной до 7 м. В средней части лимана преобладает прозрачность 2—4 м. На северном участке она резко уменьшается до 0,6—0,8 м. Здесь этот показатель формируется под влиянием ветро-волновых явлений, поступления речных и склоновых вод, содержащих взвешенный материал. Прозрачность воды в прибрежных областях значительно ниже, чем в открытой части водоема»* (Тимченко, 1990, с. 89—90).

Биологические факторы светового режима также важны. Увеличение обилия планктона повышает общую мутность, ослабляя при этом освещенность. Зависимость между содержанием хлорофилла в планктонных водорослях и прозрачностью воды по диску Секки, установленная В.В. Бульоном (1977), показывает, что при увеличении количества хлорофилла прозрачность снижается по экспоненте:

$$S = (6,46 \pm 0,62) \text{ Chl}^{-(0,46 \pm 0,04)},$$

где  $S$  — прозрачность в метрах,  $\text{Chl}$  — содержание хлорофилла в  $\text{мг}/\text{м}^3$ .

На основании данных, полученных при исследованиях на оз. Гарда в северной Италии (Gilebbi et al., 2001), зависи-

**Таблица 4.27. Прозрачность воды некоторых водоемов (по Choinski, 2000)**

Озера	Диапазон прозрачности, м (в скобках — максимальные значения)
Машу, Япония	22,0—25,4 (41,6)
Байкал, Россия	5,0—25,0 (40,6)
Хубсугул, Монголия	13,0—30,0
Гарда, Италия	10,2—21,6
Товадо-Ко, Япония	8,0—16,5
Гурон, США, Канада	12,0—14,0

мость между прозрачностью воды по диску Секки и развитием фитопланктона описывается уравнением

$$S = 1101,3 F^{-0,583},$$

где  $S$  — прозрачность в метрах,  $F$  — численность фитопланктона клеток /см<sup>3</sup>.

Прозрачность воды в оз. Гарда оставалась неизменной до глубины 17 м при численности клеток водорослей до 1000 кл. /см<sup>3</sup>, затем снижалась до 5 м при численности клеток 9—10 тыс. /см<sup>3</sup>. Строго говоря, прозрачность снижается за счет развития не только хлорофиллсодержащих организмов, но зоопланктона и бактерий, обилие которых прямо зависит от развития водорослей.

Прозрачность воды и морфометрические характеристики водоема взаимосвязаны. При малой глубине возрастает вероятность волнового взмучивания донных осадков и снижения прозрачности. Эти характеристики связаны в понятии оптической глубины — соотношения между прозрачностью воды по диску Секки ( $Z_{\text{Secch}}$ ) и средней глубиной ( $D_{\text{mean}}$ ). Степень зарастания водоемов растительностью ( $q$ , %) зависит от оптической глубины следующим образом:

$$q = 37,5 (Z_{\text{Secch}} / D_{\text{mean}}).$$

Если прозрачность совпадает со средней глубиной, то площадь зарастания озер составляет около 37 % (Закономерности..., 2004).

Фактором, повышающим прозрачность воды, является фильтрационная деятельность различных гидробионтов, прежде всего двустворчатых моллюсков, ветвистоусых ракообразных, губок, мшанок. Так, в американском оз. Эри после вселения дрейссены (*Dreissena polymorpha*) прозрачность в среднем за вегетационный сезон увеличилась на 85 % — с 5,3 в июле 1988 г. до 10 м в июле 1990 г. (Leach, 1993). После вселения этого вида моллюсков в охладитель Хмельницкой АЭС прозрачность увеличилась с 1,5 м до 2,5—3 м.

## ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД СУШИ

Количественные показатели подвижности водных масс колеблются в широких пределах. Она может быть почти незаметной в небольших замкнутых водоемах и чрезвычайно интенсивной в бурных стремительных потоках. Текучие воды образуют разнообразные водотоки: ручьи, реки, каналы. Создаются так называемые лотические условия (лат. *lotio* — омовение). В водоемах, где нет направленных постоянных стоковых течений, напр. в озерах, прудах, формируются лентические условия (лат. *lenteo* — медленно двигаться, *lenio* —

...вода озера рассматривается как жидкое тело, находящееся целиком или частично в движении.

*Хатчинсон, 1969, с. 21*

успокаивать). Хотя абсолютно четкой границы между ними провести нельзя, однако в самых общих чертах такой подход пригоден для дифференциации двух основных типов континентальных вод — рек и озер, водоемов и водотоков. Гидродинамические процессы в континентальных водах подчиняются тем же физическим законам, что и в океане, однако, в силу малых пространственных масштабов, даже очень малые изменения играют здесь важную экологическую роль.

Течения во внутренних водоемах классифицируют по направлению, форме перемещения и физическим свойствам водных масс, их локализации, устойчивости (табл. 4.28).

Направленное перемещение водных масс под действием силы тяжести определяет стоковые течения. Скорость таких течений зависит от уклона местности и русла потока, а также его морфологии. При плоском рельефе энергия стока настолько мала, что эрозия не происходит и сформированные потоки не образуется даже при высокой увлажненности. Например, в Приамурской низменности плоские участки лишены речной сети, хотя здесь выпадает большое количество осадков (Львович, 1971). Разнообразие рельефа определяет и разнообразие гидродинамической картины.

В горном ландшафте уклон, как правило, довольно велик. Исследования морфометрии горных потоков в южной

Таблица 4.28. Гидродинамические условия и процессы в континентальных водоемах

Процессы и условия	Характеристики
Происхождение или причины	Гравитационные стоковые течения Плотностные течения и перемещения Ветровые течения Перемещение под действием силы Кориолиса Перемещение, вызванное антропогенным воздействием
Степень охвата водной массы	Водоемные Локальные
Однородность и целостность условий	Однородные лотические Однородные лентические Смешанные
Постоянство и периодичность во времени	Постоянные Временные сезонные (циклические) Временные погодные, климатические
Характер перемещения частиц воды	Ламинарное Турбулентное Колебательное Волновые явления, сейши
Гидродинамическое воздействие на ложе водоема	Размывание, разрушение Седиментация, накопление осадков

Калифорнии показали, что здесь уклон составляет от 0,014 до 0,115 м/м (перепад высоты в метрах на 1 м участка потока) и существует определенная периодичность расположения по длине потока небольших плесовых участков (Chin, 2002). Такая морфометрическая повторяемость характерна и для других водных объектов.

---

*«Продольный профиль рек Восточной Фенноскандии носит ступенчатый характер, представляющий собой ряд порожистых участков со сосредоточенным падением, чередующихся с плесами, озерами и озеровидными расширениями. Порожистые участки мелководные, как правило, неширокие, со скоростями течения 2–3 м/с, а иногда и более. Плесовые участки, часто переходящие в проточные озера, имеют большую ширину и глубину, скорость течения в межень порядка 0,1–0,15 м/с»* (Комулайнен, 2004, с. 30).

---

Скорость стоковых течений снижается от истоков к устью реки. В Волге до ее зарегулирования в верхней части скорость течения составляла 0,8–1,2 м/с, при разливах 2,35–3,20 м/с, а в нижнем течении в межень снижалась до 0,34 м/с (Зернов, 1949). В проточных озерах и водохранилищах стоковые течения довольно медленны. В каскаде днепровских водохранилищ скорость составляет 1,5–7,0 см/с, в многоводные годы увеличиваясь до 2,7–11,7 см/с, в Днепро-дзержинском водохранилище весной могут наблюдаться стоковые течения до 0,2–0,25 м/с (Денисова и др., 1989).

Плотностные течения образуются при взаимодействии водных масс разной плотности. Изменение плотности вызывает нагревание или охлаждение воды, изменение количества взвесей, растворенных солей. Вследствие различий плотности воды образуется пространственная термическая неоднородность, приводящая к погружению более плотных вод и замещению их менее плотными. Формируются плотностные течения. Граница термофронта при горизонтальной термической неоднородности (термобаре) представляет собой не только границу термических зон, но и границу областей различных течений. По термофронту происходят вертикальные перемещения, преимущественно в виде погружения водных масс или даунвеллинга (англ. — *downwelling*), что способствует их перемешиванию.

Ветровые течения образуются при взаимодействии поверхностных вод и перемещающихся воздушных масс. Скорость ветровых течений в поверхностных слоях составляет 0,4–7,0 % скорости ветра над водной поверхностью. В частности, для днепровских водохранилищ (Каневского, Днепро-дзержинского, Запорожского) этот ветровой коэффициент близок к 1,4–2,0 %, для остальных (Киевское, Кременчугское, Каховское) он выше — 2,7–3,4 %. С учетом вероятности ветров в районе этих водоемов, скорость ветровых течений в первом случае 7–10 см/с, во втором — 10–17 см/с (Денисова и др., 1989). Важна продолжительность такого воздей-

ствия, поскольку, благодаря силам вязкости, в гидродинамическое взаимодействие вступают все новые глубинные слои воды. Смещение водных масс при ветровом течении приводит к образованию компенсационных течений обратного направления с вдвое меньшей скоростью.

При ветровом воздействии образуются своеобразные гидродинамические явления — циркуляции Лэнгмюра, точная физическая природа которых еще не совсем ясна. Вдоль направления ветра образуются зоны, в которых вода погружается и поднимается по замкнутым траекториям, образуя зоны расхождения (дивергенции) и схождения (конвергенции) водных масс. Зоны конвергенции можно наблюдать по полосам пены, расстояние между которыми в океане достигает 300 м, а в озерах и водохранилищах — от 2 до 25 м (Гладышев, 1999). В зонах конвергенции происходит быстрое и концентрированное погружение поверхностной воды со скоростью 1—10 см/с. На лиманах Северо-Западного Причерноморья циркуляции Лэнгмюра образуются при скорости ветра 6—15 м/с и температуре воздуха ниже температуры поверхности воды (Тимченко, 1990). Ширина между полосами конвергенции достигает здесь 5—10 м, что в большинстве случаев близко к глубине водоемов. Вертикальная составляющая движения вод в этих циркуляциях способствует сильному перемешиванию водных масс, а также влияет на распределение взвесей, организмов планктона.

В крупных водохранилищах, где расстояние разгона ветра велико, а стоковые течения незначительны, ветровое воздействие существенно изменяет картину поверхностных течений. Так, в Киевском водохранилище при ветрах южного направления (вдоль продольной оси, против стоковых течений) происходит значительная деформация поля течений с образованием замкнутых циркуляций. Левобережная часть водохранилища заполняется циклональными циркуляционными вихрями, в которых участвуют потоки мощностью до 800—1200 м<sup>3</sup>/с, что всего в 2—3 раза меньше транзитного расхода воды (Денисова и др. 1989).

Воздействие ветра в крупных водоемах выражается и в сейшевых явлениях. При сильном, постоянном и продолжительном ветре происходит нагон и локальное повышение уровня воды у одного берега при соответственном снижении уровня у противоположного. Поверхность воды и даже термоклин приобретают наклон. Поскольку вода под действием силы тяжести стремится возвратиться в исходное положение, образуются затухающие колебания. При этом в средней части озера, в области так называемого узла, уровень остается постоянным. Например, в Чудском (Peipsi) озере (площадь 2611 км<sup>2</sup>) такие колебания (сейши) могут достигать 60—75 см, а затухание колебаний длится 1—3 суток (Lake

Reipsi...2001); в озере Эри ветровые нагоны превышают 1 м (Хендерсон-Селлерс, 1987). Для зоны литорали сейши представляют собой как бы приливно-отливные явления в миниатюре, но без строгой периодичности последних.

---

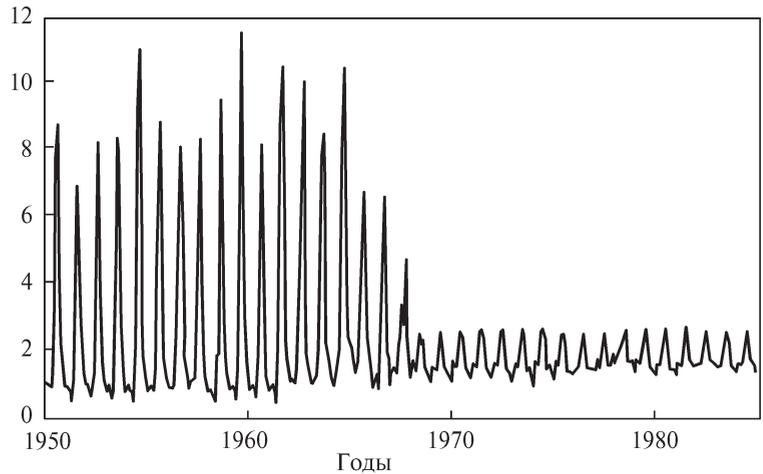
*«...сейши представляют собой колебание воды всего озера около неподвижных линий совершенно точно так, как колебается вода в корыте, причем уровень посередине остается неизменным, а в обоих концах попеременно поднимается и опускается» (Дарвин, 1923, с. 19).*

---

Перемещение воды под действием силы Кориолиса вызывают инерционные силы вращения Земли. Так называемая переносная скорость (Караушев, 1969), т.е. скорость перемещения вместе с поверхностью планеты, достигает максимальных значений на экваторе:  $40\,076\,000\text{ м} / 86\,400\text{ с}$  (продолжительность суток, т.е. полного прохождения длины экватора) =  $463,8\text{ м/с}$ . Если поток течет с севера на юг, то переносная скорость будет увеличиваться, а силы инерции будут смещать его к правому берегу. Если поток течет в обратном направлении, то скорость переноса снижается и силы инерции направлены на восток, снова к правому берегу. Действие подобного перемещения можно наблюдать при подмывании потоком правого берега в северном полушарии и левого в южном.

Антропогенное воздействие существенным образом изменяет гидродинамические условия в водоемах и водотоках, причем как в сторону увеличения разнообразия условий, так и их выравнивания, гомогенизации. На различных реках в мире построено около 50 000 больших (более 15 м) и около 800 000 малых плотин, которые создали разнообразные по условиям водоемы с замедленным стоком — водохранилища (Rosenberg et al., 2000). Многие из них стали источниками систем водоснабжения и таким образом, в комплексе с искусственными водоемами, появились искусственные водотоки (каналы). Антропогенные факторы оказывают большое влияние и в отношении так называемой фрагментации среды (Rosenberg et al., 2000): некогда единые лотические речные системы разорваны искусственными преградами. Некоторые крупные реки сильно зарегулированы, превращены в каскад водохранилищ. На реке Колумбия, текущей по территории США и Канады, протяженностью около 2000 км, построено 19 плотин и поэтому только на 70 км этой реки сохранился речной режим, а всего в бассейне этой реки около 200 больших плотин. Более 200 малых и больших водохранилищ, затопивших 26 000 км<sup>2</sup> земли, создано в бассейне Волги и Камы (Rosenberg, 2000). Каскад из 6 водохранилищ общей площадью 6794 км<sup>2</sup> существует на Днестре.

По степени охвата водных масс гидродинамические процессы можно разделить на локальные и всеводоемные. Осенние и весенние циркуляции в озере распространяются по



**Рис. 4.18.** Динамика расхода воды в р. Нил (тыс. м<sup>3</sup> / с) до и после сооружения Асуанской плотины (по Vorosmarty, 2002)

всему объему водоема и в то же время термобар разделяет зоны, где локально происходят различные гидродинамические процессы. Перемещение водных масс в эпилимнионе происходит почти независимо от водных масс гипolimниона. В масштабах всего речного потока водные массы имеют поступательное движение, однако в реке существует множество локальных циркуляций, противотечений и практически застойных участков.

Однородность гидродинамического режима очень относительна. В водотоках всегда есть участки с более или менее замедленным течением. Так, С.Ф. Комулайнен (2004) в Восточной Финноскандии выделяет три типа рек, если в их системы включены и озера: каскадный, когда проточные озера размещены цепочкой по всей длине реки; верховой, когда озеро лежит в верхней части водосбора; низовой, когда озеро лежит в нижней части и сток из него в море имеет вид короткого канала. Человек, создавая водохранилища и каналы, существенным образом изменяет соотношение лотических и лентических условий в континентальных водоемах уже в планетарном масштабе.

Гидродинамические условия сильно изменяются не только в пространстве, но и во времени. Это прежде всего вызвано внешним водообменом, который, в свою очередь, зависит от обилия и характера осадков. Постоянство гидродинамических характеристик в континентальных водоемах или водотоках — явление чрезвычайно редкое, скорее всего связанное с вмешательством человека. В естественных водоемах и водотоках наблюдаются циклические, периодические или непериодические изменения гидродинамических условий (рис. 4.18).

Климатические условия определяют глобальный режим водности рек и озер континентов. Периодичность таких изменений различна. До начала прошлого тысячелетия кли-

мат в северном полушарии был сухим и теплым, реки и озера — маловодными. С XII—XIV вв. общие климатические условия в северном полушарии начали меняться. Увеличилось среднее количество осадков в умеренных широтах, снизилась среднегодовая температура. Это продолжалась до конца XVIII — начала XIX вв. и реки в этот период были многоводными с частыми катастрофическими половодьями. Позднее водность стала постепенно снижаться. В пределах таких долговременных, вековых изменений существуют циклические изменения с периодом в несколько десятков лет. Например, в озерах на большой территории между Уралом и Обью с 1700 г. до середины прошлого века было установлено 8 пиков водности с периодичностью от 19 до 45 лет. Для многих рек планеты также установлены 5—7-летние и 10—12-летние циклы колебаний стока (Львович, 1971). Из годичных периодических явлений, существенно изменяющих гидродинамические условия, следует отметить ледостав и половодье в высоких и умеренных широтах.

Независимо от причин перемещения воды, характер движения отдельных частиц, микрообъемов разнообразен. Различают два основных типа движения частиц воды в потоке — ламинарный и турбулентный. При ламинарном движении в каждой точке потока скорость и направление движения частиц не изменяется. Сопротивление движению воды пропорционально скорости в первой степени. При турбулентном движении изменяется как скорость, так и направление движения частиц в каждой точке потока. Наблюдается пульсация скорости и давления, создающая условия для перемешивания воды, на 1—3 порядка более интенсивного в турбулентном потоке, чем в ламинарном. Сопротивление турбулентному потоку пропорционально не в первой степени, как ламинарному, а в квадрате (Караушев, 1969), поэтому в турбулентном потоке на перемещение воды затрачивается гораздо больше энергии. Ламинарность или турбулентность потока определяется относительным преобладанием сил вязкости или сил инерции. Количественные характеристики этих сил как при обтекании водой русла, так и при движении в воде твердого тела, определяются числом Рейнольдса:

$$Re = (VL\rho) / \mu,$$

где  $V$  — средняя скорость,  $L$  — характерный размер,  $\rho$  — плотность жидкости,  $\mu$  — вязкость, число  $Re$  — размерности не имеет.

Под характерным размером понимается отношение площади сечения к смоченному периметру (гидравлический радиус). Для речных потоков, где ширина значительно больше глубины, гидравлический радиус можно принять за величину глубины потока (Караушев, 1969). Если необходимо

выяснить характер обтекания водой твердого тела, напр. корпуса корабля или тела рыбы, то характерным размером является длина твердого тела.

Критические уровни числа Рейнольдса, т.е. значения, при которых происходит переход от ламинарного течения к турбулентному, установлены эмпирически, поэтому по данным разных авторов пороговые значения несколько различаются. По Ю.Г. Алееву (1986), при значениях  $Re$  менее 60 имеет место только ламинарное течение. В диапазоне  $Re$  60—5000 начинают возникать пульсационные явления, вихри, т.е. признаки турбулентности потока. При  $Re$  больше 5000 пульсация становится непериодической, поток превращается в турбулентный. А.В. Караушев (1969) приводит несколько иные пороговые значения (табл. 4.29).

В природе большинство потоков имеют турбулентный характер, только в мелких ручейках поток может быть ламинарным. Турбулентный поток не следует отождествлять с бурным, а ламинарный — со спокойным. Последний может быть турбулентным, однако поверхность воды в нем остается гладкой, без возмущений в виде остановившихся волн, которые можно наблюдать над подводными преградами, напр. отдельными камнями в горном потоке. Критерием, по которому поток можно отнести к спокойному или бурному, является число Фруда ( $Fr$ ), в котором соотносятся скорость потока и силы тяжести:

$$Fr = V^2 / gH,$$

где  $V$  — скорость,  $g$  — постоянная свободного падения,  $H$  — глубина.

При значениях числа Фруда менее 1 наблюдается спокойный режим, более 1 — бурный режим. В.А. Знаменский (1981) выделяет три порога числа Фруда и три типа водных объектов: водоемы —  $Fr < 0,01$ , водотоки —  $Fr > 0,01 < 1$ , быстротоки —  $Fr > 1$ . Такая классификация может быть очень полезной гидробиологу, поскольку отсюда, например, следует важный вывод о том, что большие глубокие реки по главнейшим гидродинамическим характеристикам приближаются к водоемам. Из-за малой скорости (к тому же в квадрате) в во-

**Таблица 4.29. Критические значения числа Рейнольдса (по Караушев, 1969)**

Водоток	Характерный размер	Нижние критические значения	Верхние критические значения
Круглая труба	Радиус	500	750—1000
Канал	Гидравлический радиус = глубине	Около 300	Около 1200

доемах при любых глубинах будут сохраняться малые числа Фруда, т.е. гидродинамические характеристики водоемов ни при каких обстоятельствах не приблизятся к характеристикам водотоков. Важно и то, что изменение условий обитания гидробионтов можно определить количественно и соотнести гидродинамические характеристики с показателями структуры сообществ. Так, при исследованиях водотоков западной Австралии было показано, что видовое богатство бентических организмов положительно коррелирует с числом Рейнольдса и гидродинамической шероховатостью ложа потока. Различалась и трофическая структура сообществ, например, обилие фильтраторов было максимальным при наибольших значениях числа Рейнольдса (Growth, Davis, 1994). Однако здесь важно определить, за счет каких параметров (скорости или глубины) возрастает число Рейнольдса.

Движение воздушных масс вызывает образование ветровых волн в приводном слое атмосферы и на поверхности воды. Волна — один из видов колебания водной поверхности, частицы жидкости при этом перемещаются по замкнутым траекториям, имеющим форму окружности на глубине и эллипса на мелководьи. На параметры волнового процесса влияют длина разгона волны, глубина водоема, скорость ветра и продолжительность его воздействия. Характер волнения в различных водоемах зависит от длины и высоты волн, в свою очередь зависящих от множества факторов. Так, в закрытых, довольно мелких водоемах Северо-Западного Причерноморья преобладает слабое волнение с высотой волны до 25—30 см, длиной 3—5 м и периодом 1—2 с (Тимченко, 2006). В Великих озерах Северной Америки на большой поверхности образуются волны, достигающие в высоту 3—4 м и даже 7 м (Гусаков, Петрова, 1987).

Ветровые волны переносят в направлении движения волновую энергию, возникающую в водной среде при колебаниях. Именно этим объясняется разрушительное, абразионное действие волн на берег. Волновой процесс существенным образом влияет на перемешивание водных масс, а на мелководьях его воздействие сказывается и на донных биотопах. Принято считать, что критерий мелководности, т.е. выделение участков, где процесс волнения влияет на дно, можно представить отношением:

$$H \leq 0,65 \lambda,$$

где  $H$  — глубина влияния волн;  $\lambda$  — средняя для водоема длина волны на глубокой воде (Тимченко, 1990).

Оценка мелководности или глубоководности водоема, таким образом, изменяется при различных условиях. При слабых ветрах (1—2 м/с) в Тилигульском лимане волны воздействуют всего на 3 % дна, а при ветре 10 м/с — уже более чем на 60 %.

Взаимодействие потока и русла проявляется по-разному, однако первостепенное значение имеет то, что вода является вязкой средой, на 4 порядка более вязкой, чем воздух. Русло всякого потока, естественного или искусственного, всегда имеет некоторый уклон. В таком случае, согласно законам механики, масса воды под действием земного притяжения должна двигаться по руслу равномерно-ускоренно. Однако наблюдения показывают, что движение равномерное и причиной тому является сила сопротивления трения. Какими бы гладкими ни были стенки русла, между ними и движущимися частицами воды всегда есть сила взаимного сцепления, поэтому слои воды, расположенные близко к поверхности русла затормаживаются.

Значения пульсационных составляющих турбулентного потока, практически равные нулю у поверхности субстрата, возрастают по мере удаления от нее и достигают максимума на расстоянии, равном толщине так называемого пограничного слоя, в котором скорость возрастает от почти нулевых значений до средних в потоке. Относительная толщина этого слоя определяется не только скоростью потока, его глубиной, но и структурой донных грунтов, их шероховатостью или средним размером частиц (Знаменский, 1981). Существует зависимость, связывающая числа Рейнольдса и Фруда, показывающая, что относительная шероховатость зависит от их соотношения:

$$H / d = (i \cdot Re / Fr)^{1,32},$$

где  $H$  — глубина потока,  $d$  — шероховатость, средний размер частиц;  $i$  — коэффициент пропорциональности.

Это значит, что биотопические характеристики донных местообитаний гидробионтов, зависящие от характера донных грунтов, их шероховатости, непосредственно связаны с гидродинамическими характеристиками. Иными словами, поток уносит все, что может переместить. Начальная скорость  $V_{нач.}$ , при которой начинается влечение частиц по дну, можно определить из зависимости (Караушев, 1969):

$$V_{нач.} = 4,4 d^{1/3} H^{1/6}.$$

Массовое влечение частиц потоком начинается при увеличении первого коэффициента до 6,0. Течением перемещаются не только частицы донных грунтов и другие неживые объекты, определяя динамику донных биотопов, но и живые организмы, что влияет на пространственную структуру и динамику сообществ.

Поскольку скорость течения в реке увеличивается от берегов к середине, то зона активного влечения наносов обычно захватывает не всю площадь дна, а распространяется от середины к берегам на расстояние, при котором скорость течения еще достаточна для перемещения частицы данной ве-

личины. Соответственно формируется характерная картина распределения донных отложений по поперечному сечению потока: ближе к берегу, где скорость течения ниже, будут находиться частицы меньшего среднего размера. Аналогично, на мелководьях малопроточных водоемов, где ощущается влияние волнового процесса, мелкие частицы будут сноситься на более глубокие места, где гидродинамическое влияние слабее или вовсе отсутствует. Таким образом, разнообразие гидродинамических явлений определяет разнообразие пространственного распределения частиц донного биотопа.

Подобно тому, как движение воздушных масс над водой создает волны на ее поверхности, при взаимодействии водного потока и донных грунтов образуются волнообразные структуры на дне в виде периодических гряд. Исследования на реке Мсте (Романовский, Капитонов, 1982) показали, что периодичность таких гряд высотой от нескольких до несколько десятков сантиметров составляет приблизительно 5 м. Под действием течения гряды перемещаются, сохраняя при этом волнообразный характер. Очевидно, что структура донного биотопа существенно усложняется.

## ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛОЖА ВОДОЕМА

Ложе водоема или водотока обладает свойствами, важными для характеристики водного объекта как местообитания гидробионтов. Обычно ложе водоема или водотока представляет собой довольно тонкий слой грунтов или отложений на границе водной массы и литосферы.

*Донные отложения — это сложные многокомпонентные природные системы (объекты), отражающие в своей структуре и свойствах (гранулометрия, состав, толщина, пространственно-временное распределение) все разнообразие внутриводоемных, бассейновых и планетарных геофизических и биогеохимических процессов (Законнов, 2005, с. 82).*

Однако, вода проникает и в толщи подстилающего ложа. Существует так называемая гипорейная зона (англ. — *hyporheic zone*). Ее протяженность вглубь и латерально от основного русла реки может составлять от десятков сантиметров до десятков метров (Stanford, Ward, 1988; Ward, Wiens, 2001).

Классификация природных грунтов, в том числе и донных, хорошо разработана. Это скальные и крупнообломочные грунты, пески, глинистые, лессовые грунты, илы и сапропели. В воде, как и на суше, наиболее массивные скальные грунты, в зависимости от степени выветривания, т.е. природного разрушения под действием многих факторов, представлены монолитными, глыбовыми, мелкообломоч-

**В распределении донных отложений по пространству озера отмечается определенная зональность.**

*Михайлов, Добровольский, 1991, с. 154*

ными и тонкоизмельченными породами. На другом полюсе находятся сапропели, представляющие собой «гелеобразные органино-минеральные осадки, образовавшиеся в восстановительных условиях на дне пресноводных озер за счет остатков планктона, бентоса и минеральных компонентов» (Лысенко, 1980, с. 234). Если скальные грунты — это практически полностью минеральные образования, то в сапропеле доля органических веществ может составлять более 60 %.

Одна из основных характеристик структурных элементов донных грунтов — размер частиц. В донных наносах водотоков встречаются различные размерные фракции (табл. 4.30).

Характер и конкретные параметры донных грунтов водоемов определяются многими факторами: геологической природой региона, гидрохимическими характеристиками воды, историей и продолжительностью существования, гидродинамическими, биологическими факторами. Типичную картину для водоемов среднего размера представляют собой донные грунты озера Глубокого в Московской области, где выделено 7 основных типов грунтов (табл. 4.31).

Характер пространственной локализации грунтов в оз. Глубоком закономерен для лентических водоемов. Центральную зону, занятую илом, опоясывает по периметру пояс песчанистого ила, грунта с более крупными фракциями и меньшим количеством органического вещества. Как чистый, так и песчанистый ил, занимающий центральную часть озера, «на всем своем протяжении единообразны и в их составе почти не улавливаются локальные различия, связанные с характером берегов. Грунты более мелководных зон уже несут ясные черты этой зависимости, а потому не образуют сплошных кольцевых зон, а распределены отдельными пятнами» (Щербаков, 1967, с. 60—61). Таким образом, на самых глубоких участках водоемов, мало подверженных гидродинамическому воздействию, донные грунты довольно однообразны, в основном илистые, обязанные своим происхождением биотическим процессам, происхо-

**Таблица 4.30. Классификация фракционного состава донных грунтов в водотоках (по Караушев, 1969), средний размер, мм**

	Крупные	Средние	Мелкие
Валуны	>1000—500	500—200	200—100
Галька	100—50	50—20	20—10
Гравий	10—5	5—2	2—1
Песок	1—0,5	0,5—0,2	0,2—0,1
Пыль	0,1—0,05	—	0,05—0,01
Ил	0,01—0,005	0,005—0,001	—
Глина		<0,001	

дящим в толще воды (что характерно и для морских донных грунтов). Чем ближе к берегу, к мелководью, тем больше на типе грунтов сказывается характер берега, во фракционном составе имеется выраженная тенденция к увеличению доли более крупных фракций, включая крупный детрит. Биотопическая картина бентали усложняется.

Толщина донных отложений сапропелей в водоемах составляет от нескольких метров до нескольких десятков метров. По слоям можно прочесть своеобразную летопись жизни водоема (Salonen et al. 1992). На характер донных отложений озер накладывает отпечаток географическая зональность. В европейской части бывшего СССР в зоне тундры и леса умеренного пояса на дне неглубоких озер находятся желеобразные, богатые органическим веществом отложения. В южной степной зоне, где распространены озера с повышенной минерализацией, в отложениях преобладают черные илы с высоким содержанием органического вещества и минеральные отложения. В тропических озерах, по данным С.И. Кузнецова (1970), в иловых отложениях содержится очень много органического вещества, более 50 %.

В искусственных водоемах особенности грунтовых комплексов связаны с историей их образования. При заполнении водохранилищ водные массы контактируют с грунтами речной поймы, а также более отдаленных от прежнего русла участков. Далее развиваются два основных процесса — седиментация и накопление осадков в самых глубоких местах, на дне прежнего русла, и трансформация вновь залитых грунтов. Под действием воды происходит разбухание, размачивание и размыв первичных грунтов. В литорали крупных водохранилищ толщина слоя размыва может достигать 2—3 м. Наиболее интенсивно первичные грунты трансформируются в первые годы после создания водохранилища. За счет энергии волн происходит размыв берегов, взмучивание и перемещение донных осадков. При размывании берегов в водохранилища поступает большое количество аллювиальных отложений. Слабый водообмен

Таблица 4.31. Характеристика грунтов оз. Глубокое (по Щербаков, 1967)

Тип грунта	Преобладающая размерная фракция, мм	% преобладающей фракции	Потери при прокаливании, %	Площадь дна, занятого грунтом %
Песок	0,1—0,05	31,1	6,0	15,4
Заиленный песок	0,05—0,01	60,6	12,1	6,8
Песчанистый ил	0,05—0,01	45,8	19,7	28,5
Ил	<0,01	35,7	26,2	23,6
Тофянистый ил	0,05—0,01	37,8	30,4	15,1

и малая скорость течения способствует аккумуляции поступающих веществ в водохранилищах. До 28 % поступающих веществ в Киевском и всего 0,5 % в Каховском водохранилищах уходит через гидроузлы. Количество автохтонного вещества превышает таковое аллохтонного (табл. 4.32). Поступление в донные отложения автохтонного вещества в среднем в 4 раза превышает поступление аллохтонного вещества. В общем количестве автохтонного вещества велика доля органической составляющей. Так, для Кременчугского водохранилища суммарное количество углерода, азота и фосфора, поступающего с фитопланктоном и высшими растениями, составляет около 35 тыс. т в год.

Среднегодовое накопление донных осадков в волжских водохранилищах составляет от 0,6 (Саратовское) до 4,8 кг /м<sup>2</sup> (Горьковское водохранилище). Максимальная толщина донных осадков составляет от 65 см в Саратовском водохранилище до 300 см в Рыбинском (Законнов, 2005).

Донные грунты водохранилищ разнообразны. По классификации Н.В. Буторина и др. (1975) выделяются группы первичных, трансформированных первичных и вторичных грунтов. Для водохранилищ характерна закономерная динамика сокращения площади первичных грунтов, более интенсивная в первые несколько лет после образования водохранилища (табл. 4.33).

Распределение грунтов различного типа связано с гидродинамическими воздействиями, глубиной. Для днепровских водохранилищ установлены следующие закономерности распределения грунтов по глубине: граница залегания песков приходится на глубину 4—6 м, заиленных песков — 6—8 м, илов песчаных — 8—10 м, глубже залегают глинистые илы (Денисова и др., 1989).

Большую роль в формировании структуры донных отложений играют донные организмы. Роющие донные беспозвоночные, такие как малощетинковые черви, моллюски, личинки насекомых, приводят в движение значительные мас-

**Таблица 4.32. Среднегодовое поступление вещества в равнинные водохранилища (по Денисова и др. 1989)**

Водохранилище	Аллохтонное вещество		Автохтонное вещество	
	Тыс. т	%	Тыс. т	%
Рыбинское	786	18	3 540	82
Киевское	931	40	1 425	60
Кременчугское	950	11	8 123	89
Запорожское	690	26	1 989	74
Каховское	500	2	21 922	98
Цимлянское	3575	28	9 860	72

сы грунтов, перемещая их из более глубоких слоев на поверхность. Огромное значение в трансформации грунтов имеют микроорганизмы. В тонких микрозонах, толщиной в миллиметры или доли миллиметра, происходят процессы разложения органического вещества, осаждения солей из воды (Перфильев, 1972; Кузнецов, 1970).

В реках на формирование состава грунтов основное влияние оказывает гидродинамический фактор. В водотоках и быстротоках мелкие фракции сносятся течением, в больших реках состав грунтов приближается к таковому в водоемах. Так, в Амуре распространены заиленные песчаные и глинистые грунты, либо плотные пески (Богатов, 1994). В Днепре и Волге до их зарегулирования встречались каменистые грунты, глинистые береговые выходы, заиленные пески. До зарегулирования Волги ее дно в верхнем течении было каменистым и крупнопесчаным. Дно реки на всем протяжении до Каспийского моря изобиловало галечниками — местами нереста и нагула осетровых рыб.

Состав и физические свойства донных грунтов в значительной степени зависят от процессов, происходящих в толще воды. В ней всегда находится некоторое количество взвешенных веществ различного происхождения, частицы которого под действием гравитации оседают на дно. Происходит процесс седиментации.

Происхождение и природа взвешенных в воде частиц очень разнообразны: минеральные и органические частицы, принесенные с суши (так называемого эолового, ветрового происхождения) или вымываемые из донных грунтов, с поверхности водосборной территории, трупы, фекалии животных, организмы, не обладающие собственной подвижностью. За счет седиментации формируются донные отложения. Реседиментация, т.е. возвращение донных осадков в толщу воды, происходит за счет гидродинамических явлений.

Количество взвешенных веществ или мутность в разных водоемах сильно различается и изменяется в разные

**Таблица 4.33. Площадь (%) различных типов грунтов в днепровских водохранилищах (по Денисова и др., 1989)**

Водохранилище (годы создания)	Годы исследования	Пески	Илы	Первичные грунты
Киевское (1964—1966)	1972	44,4	51,0	4,6
	1977	46,4	50,2	3,4
Каневское (1972—1973)	1976	40,0	38,0	22,0
	1978	46,0	43,2	10,8
Кременчугское (1959—1961)	1973	27,1	72,9	<1
	1978	27,9	72,1	<1

периоды года. Так, в днепровских водохранилищах весной и летом оно достигает 5—25 г/м<sup>3</sup>, осенью снижается до 3—10, зимой — до 1—2 г/м<sup>3</sup> (Денисова и др., 1989). Для рек бывшего СССР диапазон количества взвешенных частиц в воде составлял от 20 до более 2500 г/м<sup>3</sup>. Вместе с водой реки переносят значительное количество твердых частиц (твердый сток рек).

*«Средняя мутность р. Хуанхэ (Китай) составляет почти 45 кг/м<sup>3</sup>, модуль твердого стока достигает 3000 т/га, а ежегодный слой эрозии для всего бассейна реки выше Санмыня (площадь 715 тыс. км<sup>2</sup>) превышает 1 мм. Через этот створ река ежегодно транспортирует свыше 2 млрд. т наносов, т.е. почти 10 % мирового твердого стока. Хуанхэ, таким образом, своеобразная Амазонка, но не в отношении стока воды, а в отношении наносов, транспортируемых рекой»* (Львович, 1974, с. 237—238).

Напротив, в Неве средняя мутность оставляет всего 5 г/м<sup>3</sup>, поскольку река лишена крупных притоков и питается из Ладожского озера, где мутность невелика. Речные потоки переносят колоссальное количество взвешенных веществ. Общий твердый сток всех рек земного шара составляет 21,7 млрд. т в год. (табл. 4.34).

Этот твердый сток оседает в море и таким образом континентальные воды участвуют в формировании донных грунтов морских бассейнов.

Взвешенные частицы вымываются из ложа потока, перемещаются в воде, поддерживаются во взвешенном состоянии за счет энергии потока или энергии волн. Согласно существующим зависимостям (Гончаров, 1962, Денисова и др., 1989) могут быть рассчитаны скорости течения массового срыва донных частиц. Например, для глинистых частиц диаметром менее 0,005 мм скорость течения не должна быть менее 8,8 мм/с, а для частиц 0,05—0,15 мм, эти значения достигают 54,0 мм/с. Подъем и удержание частиц во взвешенном состоянии в воде происходит, если вертикальные составляющие пульсаций турбулентного потока выше, чем силы тяжести, определяющие седиментацию. Именно поэтому водохранилища, где течения незначительны, игра-

Таблица 4.34. Мировой твердый сток (по Львович, 1974)

Части света	Речной сток, км <sup>3</sup> /год	Твердый сток, млн. т	Мутность воды, г/м <sup>3</sup>	Слой эрозии, мм/год
Европа	3 110	350	110	0,014
Азия	13 190	16 800	1280	0,015
Африка	4 225	600	140	0,009
Северная Америка	5 960	2 030	340	0,038
Южная Америка	10 380	975	95	0,022
Австралия	1 965	1 600	470	0,12
Всего по суше	38 700	21 700	560	0,069

ют роль аккумуляторов взвешенных веществ, переносимых реками. С оседанием взвешенных веществ увеличивается прозрачность, улучшается световой режим.

## ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

Химический состав природных поверхностных вод начинает формироваться еще в атмосфере. Осадки уже содержат растворенные газы, небольшие количества минеральных веществ, поэтому с осадками вода попадает в поверхностные водоемы уже не как дистиллят, а раствор многих веществ. Есть несколько важнейших источников формирования химического состава атмосферных осадков. Прежде всего, это эоловая эрозия, т.е. перенос ветром с поверхности земли в атмосферу большого количества минеральных и органических веществ. Одним из наиболее значительных источников минеральных веществ в атмосферных осадках является вынос солей с поверхности океанов и морей. Минеральные вещества выносятся в атмосферу из соляных озер, высыхающих в летний период. Немаловажным источником также являются соли, поднимаемые ветром с поверхности морского льда. Хотя состав атмосферной воды во многом зависит от выноса морских солей, соотношение ионов в атмосферной воде несколько иное (табл. 4.35). Общая минерализация осадков в глубине континентов возрастает. Немаловажное значение в формировании химического состава атмосферных вод имеет вулканическая деятельность.

В атмосферной воде может значительно колебаться концентрация ионов водорода, т.е. рН. Основной причиной выпадения кислых осадков является накопление в атмосфере диоксида серы, продукта сгорания органического топлива. Разнообразие состава природных вод как раствора зависит от свойств и состава веществ, с которыми вода соприкасается в своем круговороте, и условий такого взаимодействия. Факторы, определяющие химический состав воды, можно разделить на две группы (табл. 4.36).

**В естественных условиях вода нигде не встречается в химически чистом виде (H<sub>2</sub>O), так как в ней всегда оказываются растворенным то или иное количество веществ, с которыми она соприкасается в процессе своего круговорота.**

*Алёкин, 1953, с. 44*

**Таблица 4.35. Соотношение некоторых ионов в атмосферных осадках (по Алёкин, 1970)**

Соотношение ионов	В морской воде	0,5 км от моря	6 км от моря	50 км от моря
Cl <sup>-</sup> /SO <sub>4</sub> <sup>2+</sup>	7,14	2,86	1,22	0,91
Cl <sup>-</sup> /Mg <sup>2+</sup>	14,85	9,53	5,91	4,00
Cl <sup>-</sup> /Na <sup>+</sup>	1,81	2,13	2,32	2,00
Cl <sup>-</sup> /Ca <sup>2+</sup>	47,62	6,48	3,82	2,35

Стойкость к воздействию воды магматических изверженных пород (граниты, адзезиты, базальты), из которых на 95 % состоит земная кора, объясняется образованием на поверхности минералов прочной алюмосиликатной пленки. Из измельченных пород различные ионы довольно быстро выщелачиваются, следовательно, процессы измельчения породы, при которых увеличивается площадь поверхности, способствует переходу минеральных веществ в воду. В результате химического выветривания, т.е. разрушения магматических пород, природные воды обогащаются катионами и анионами ( $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HSiO}_3^-$  и др.).

В отличие от магматических пород, осадочные, в первую очередь глинистые, характеризуются очень высокой дисперсностью, большой площадью поверхности и поэтому обладают высокой адсорбционной способностью. Частицы алюмосиликатов несут отрицательный заряд, поэтому глины в своем поглощающем комплексе содержат катионы.

Таблица 4.36. Факторы, определяющие химические свойства природных вод (по Алёкин, 1970 с дополнениями)

Факторы	Последствия
<i>Прямые</i>	
Атмосферные процессы	Минерализация атмосферных осадков
Горные породы и минералы (геологические факторы)	Изверженные магматические породы
	Соли, рассеянные в осадочных породах Залежи солей
Почвы	Изменение ионного состава вод, профильтрованных сквозь почву Повышение химической агрессивности почвенных растворов
Живые организмы	Первичная продукция органических веществ
	Бактериальная деструкция и биогеохимическая деятельность
	Газообмен живых организмов Потребление организмами минеральных и органических веществ
Деятельность человека	Поступление в гидросферу новых антропогенных химических соединений Изменение условий формирования гидрохимического режима природных вод
<i>Косвенные</i>	
Климат	Термические условия
	Режим осадков и испарения
Рельеф местности	Высота над уровнем моря
	Связь с подземными водами
Растительность	Транспирация растений
	Затенение и влияние на испарение

В осадочных породах соли могут накапливаться в довольно больших количествах. В основном это карбонаты, сульфаты и хлориды кальция, магния, натрия и калия. Общая масса некоторых солей на суше огромна: около  $90 \cdot 10^{15}$  т  $\text{CaCO}_3$ , около  $6,4 \cdot 10^{15}$  т  $\text{CaSO}_4$ . Во всей массе осадков, в литосфере около  $1500 \cdot 10^{15}$  т солей преимущественно морского происхождения (Алёкин, 1970).

Почвы отличаются от горных пород высоким содержанием (5—10 % и больше) органического вещества, как детрита, так и живых организмов. Почвенный раствор служит средой обмена между отдельными составляющими почвы, сквозь почву фильтруются осадки и обогащаются различными веществами. При значительном промывании почв, напр. в тундре, они теряют минеральные соли, но значительно обогащаются органическим веществом. В областях с сухим климатом почвы увлажняются только в весенний период. Капиллярная вода поднимается к поверхности, где испаряется и осаждаются соли.

Живые организмы также влияют на химический состав поверхностных вод суши, прежде всего в процессах выработки и разрушения органического вещества. При фотосинтезе в воду поступает кислород и расходуется диоксид углерода. В процессе дыхания и окисления органическое вещество разлагается до минеральных соединений, в воде понижается содержание кислорода и возрастает концентрация углекислого газа, выделяются аммиак, метан, углеводороды и другие соединения. В процессе жизнедеятельности гидробионты извлекают из среды различные химические элементы, прежде всего азот, фосфор, углерод, кальций, серу, калий, кремний, микроэлементы. Во многих организмах избирательно накапливаются определенные элементы, напр., в диатомовых водорослях — кремний, моллюсках — кальций, радиоляриях — стронций. Биогеохимические циклы углерода, азота, фосфора, железа, серы происходят при активном участии гидробионтов, а в некоторых случаях их роль является определяющей (Вернадский, 1923; Хендерсон-Селлерс, 1987; Wetzel, 1983, Заварзин, 2003).

Деятельность человека оказывает все большее влияние на состав, динамику химических соединений, круговорот в гидросфере в целом и особенно в континентальных водах. Для оценки и сравнения с некоторым условно допустимым уровнем присутствия в природных водах различных химических веществ, в основном привносимых в водную среду человеком, вводятся так называемые предельно допустимые концентрации (ПДК). В Украине ПДК, например, для цинка и марганца составляет  $1 \text{ мг/дм}^3$ , ртути —  $0,0005$ , свинца —  $0,03 \text{ мг/дм}^3$ . В среднем течении Днепра и его притоках содержание фенолов в  $1 \text{ мкг/дм}^3$

превышает ПДК в 2—19 раз (Шевчук, Васенко, 1999). В конце прошлого века в водохранилища Днепра сбрасывали более 600 млн. м<sup>3</sup> сточных вод в год, с которыми в водоемы поступало около 360 тыс. т сульфатов, более 330 тыс. т хлоридов, 5,4 тыс. т аммонийного азота, 30 тыс. т нитратов, 380 т нефтепродуктов, 12 т меди, 30 т цинка и других веществ (Романенко, 2004).

Помимо непосредственного воздействия на химический состав континентальных вод, деятельность человека приводит к изменению условий его формирования. При изменении термического режима водоема вследствие сброса подогретых вод энергетических станций, меняется газовый режим, поскольку при повышении температуры растворимость газов, в частности кислорода, снижается. Так, в водоемоохладителе Чернобыльской АЭС в мае 1983 г. были отмечены значительные различия содержания кислорода: в зоне максимального подогрева (температура 30,5—36,8 °С) 0,3—6,8 мг/дм<sup>3</sup>, в зоне минимального подогрева (25,2—25,5 °С) значительно выше — 6,8—8,8 мг/дм<sup>3</sup> (Протасов и др., 1991). Человек создает новые водные объекты, вовлекая в контакт с водной массой новые участки территорий, что, в свою очередь, влияет на состав водных растворов.

Косвенные факторы определяют не характер процессов, а условия их протекания. Климатические условия определяют баланс влаги и тепла, от которых зависит величина водного стока, т.е. режим разбавления или наоборот, концентрирования водных растворов. Общая водность в той или иной местности изменяется и в сезонном аспекте, в связи с чем изменяются и концентрации различных ионов и соединений, что можно видеть на примере рек Западной Сибири (табл. 4.37).

Рельеф местности также косвенным образом влияет на химический состав природных вод. При низменном и од-

**Таблица 4.37. Химический состав (мг/дм<sup>3</sup>) некоторых рек Западной Сибири (по Природные условия..., 1963)**

Река	Время исследования	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>
Обь	Март	42,4	8,3	1,4
	Май	21,2	2,6	0,8
Катунь	Май	16,4	3,4	0,6
	Август	16,9	3,8	1,0
Кулунда	Октябрь	53,4	91,8	327,5
	Апрель	26,9	17,1	41,2
Исеть	Декабрь	56,3	18,6	32,4
	Апрель	24,0	7,2	13,4

нообразном рельефе создаются условия для заболачивания, рельеф с большим перепадом высот создает условия для быстрого стока. Как правило, различается гидрохимический режим водоемов, по-разному расположенных на разной высоте над уровнем моря. Исследования озер Исландии (Malmquist, 2000) показали, что электропроводность, связанная с общей минерализацией, с увеличением высоты расположения озера над уровнем моря снижается, однако в диапазоне 400—600 м увеличивается с 43 до 103 мС/см, в самых высокогорных озерах (700—850 м над у.м.) электропроводность падала до 10—12 мС/см.

Характер наземной растительности влияет на режим и интенсивность испарения за счет эвапотранспирации, продукты трансформации остатков растений определяют условия химической подвижности многих элементов. Водная растительность непосредственно влияет на формирование гидрохимического режима. Изменяя характер внутреннего водообмена, напр. обмена воды между мелководной и глубоководной частями водоемов, она способствует установлению локальных особенностей состава и концентрации различных химических соединений. Гидрохимические параметры даже в течение дня варьируются в довольно широких пределах (табл. 4.38).

Для общей характеристики состава природных вод важны и такие параметры как количество растворенных газов. Происхождение их связано с составом атмосферы, биохимическими процессами, с процессами дегазации мантии Земли, антропогенными факторами. Динамика таких газов, как кислород, азот, диоксид углерода, метан, сероводород чрезвычайно важна для жизнедеятельности гидробионтов, которые, в свою очередь, значительно влияют на их содержание в воде.

**Таблица 4.38. Интервалы величин некоторых гидрохимических показателей в растительных ассоциациях (по Карпова, 1996)**

Ландшафтные комплексы	Доминирующие растения	O <sub>2</sub> , % насыщения	pH	БПК <sub>3</sub> , мгO <sub>2</sub> /дм <sup>3</sup>
Открытые мелководья авандельты	Potamogeton, Myriophyllum	120—300	8,2—8,6	4,25—5,40
Заливы со свободным водообменом	Nymphoides, Nymphaea, Nuphar	90—145	7,5—8,4	2,50—3,70
Заливы с ограниченным водообменом	Nymphaea, Nuphar	80—110	7,6—7,8	2,70—4,25
Изолированные водоемы	Ceratophyllum, Najada, Stratiotes, Hydrocharis, Salvinia	30—80	7,0—7,6	3,20—5,10
Авандельтовые острова	Phragmites australis	20—60	6,8—7,6	1,90—3,00

Растворимость газов в воде различна и зависит от их химической природы, температуры, давления и степени минерализации воды (табл. 4.39).

Растворимость газов (С) в воде, согласно закона Генри, при постоянной температуре прямо пропорциональна давлению (Р):

$$C = kP.$$

Коэффициент пропорциональности k для разных газов различен (табл. 4.40), кроме того, зависит от температуры.

Таким образом, растворимость кислорода при 0 °С почти в два раза выше, чем при 30 °С. Согласно закона Генри-Дальтона, растворимость каждого газа в их смеси определяется парциальным давлением каждого в отдельности, т.е. независимо от других. Например, давление воздуха в атмосфере складывается из парциальных давлений азота, кислорода, углекислого газа, инертных газов. Благодаря высокой устойчивости парциального давления кислорода в атмосфере, его концентрация в поверхностных слоях воды колеблется в довольно малых пределах — от 0 до 14 мг/дм<sup>3</sup>. При интенсивном фотосинтезе и поступлении большого количества кислорода в воду, его локальная концентрация может значительно возрастать, а нерастворенный газ выделяется из воды в виде пузырьков. Содержание и парциальное давление азота в атмосфере выше, чем кислорода, поэтому

**Таблица 4.39. Растворимость газов в воде (см<sup>3</sup>/дм<sup>3</sup>) при температуре 0 °С и парциальном давлении газа 760 мм ртутного столба (Алёкин, 1970)**

Газ	Растворимость	Газ	Растворимость
O <sub>2</sub>	49,22	H <sub>2</sub>	21,48
N <sub>2</sub>	23,59	CO <sub>2</sub>	17,13
Ar	57,8	CH <sub>4</sub>	55,63
He	9,7	H <sub>2</sub> S	46,3

**Таблица 4.40. Растворимость газов (см<sup>3</sup>/дм<sup>3</sup>, коэффициент k) при парциальном давлении 1 атм**

Температура	Кислород	Диоксид углерода	Сероводород
0	69,48	3347	7027
6	59,20	2681	5795
10	53,70	2319	5112
14	46,08	2033	4556
20	43,39	1689	3929
25	39,32	1450	3432
30	35,88	1250	—

при меньшей растворимости содержание азота в воде также может быть выше. Парциальное давление сероводорода и водорода в атмосфере близко к нулю, поэтому накопления этих газов у поверхности воды не происходит. Если источник сероводорода находится в воде, газ быстро выделяется в атмосферу (происходит эвазия газа). С увеличением минерализации воды растворимость газов снижается, растворимость значительно изменяется при небольших концентрациях солей.

Одним из важнейших растворенных газов является **кислород**. Динамика его содержания определяется физико-химическими и биологическими процессами. Его содержание увеличивается при поступлении из атмосферы через раздел поверхности воды, а также в процессе фотосинтеза. В водную среду кислород поступает только в верхние слои воды, поскольку процессы фотосинтеза определяются проникновением в воду солнечного света. На биохимическое и химическое окисление кислород расходуется во всей толще воды до дна, на границе вода-дно и в донных отложениях. Глубинные слои обогащаются кислородом в основном за счет плотностных вертикальных токов и течений, волнового перемешивания. Поскольку на содержание кислорода в воде влияют температура и давление, в летний период, при значительном его поступлении в воду в результате фотосинтеза, содержание может быть ниже, чем в холодное время года из-за различной растворимости. Поэтому используется относительная величина содержания кислорода в воде — отношение действительного содержания к расчетному, в соответствии с законом Генри (с учетом растворимости при данной температуре и давлении). Диапазон колебания содержания кислорода в воде в реальных условиях достаточно велик (табл. 4.41).

При создании днепровских водохранилищ диапазон насыщения кислородом существенно возрос, что определяется процессами фотосинтеза и косвенно отражает более

**Таблица 4.41. Предельные значения компонентов газового режима и pH в Днепре и водохранилищах (по Денисова и др., 1989)**

Район исследований	O <sub>2</sub>		CO <sub>2</sub> , мг/дм <sup>3</sup>	pH
	Содержание, мг/дм <sup>3</sup>	Насыщение, %		
Верхний Днепр до зарегулирования	0,5—13,0	3—115	0—40,0	7,0—8,4
Киевское водохранилище	0,3—18,4	2—158	0—60,7	6,7—8,9
Средний Днепр до зарегулирования	1,4—14,9	2—120	0—30,0	7,0—8,5
Запорожское водохранилище	0,4—23,1	4—271	0—23,8	7,1—8,7
Нижний Днепр до зарегулирования	4,4—14,2	48—102	0—18,0	7,5—8,4
Каховское водохранилище	0,4—21,7	3—259	0—18,5	6,7—9,9

высокую продуктивность. В первые годы существования водохранилищ, за счет интенсивного развития планктона и фотосинтеза, количество растворенного кислорода в поверхностных слоях воды достигало 23,5 мг/дм<sup>3</sup> или 290 % насыщения, в то время как в придонных слоях практически весь кислород расходовался на минерализацию органического вещества и его концентрация снижалась до нуля.

В тропических водоемах, несмотря на довольно высокую температуру воды, содержание кислорода также достаточно высокое. Во временных сезонных водоемах содержание кислорода не падает ниже 2,5 мг/дм<sup>3</sup> и достигает 10,3 мг/дм<sup>3</sup>, а в ирригационных водохранилищах колеблется от 6,0 до 8,8 мг/дм<sup>3</sup> (Costa, 1994). Для семи наибольших водохранилищ Индонезии отмечены колебания содержания кислорода 2—11 мг/дм<sup>3</sup> при колебаниях температуры 23—34 °С (Nontji, 1994).

Поскольку содержание кислорода зависит от процессов фотосинтеза и аэрации из атмосферы, можно предположить, что в зимний период подо льдом его концентрация резко снижается. Действительно, в конце ледостава на реках и водохранилищах образуется резкий дефицит кислорода. В р. Припять и верховьях Киевского водохранилища в феврале концентрация кислорода может снижаться до 0,44 мг/дм<sup>3</sup> или 3 % насыщения (Денисова и др., 1989).

В пространственном, в первую очередь глубинном, распределении содержания кислорода в воде существует несколько закономерностей. Перемешивание вод, турбулентное в текучих водах или сезонное термическое и ветровое в озерах, способствует более или менее равномерному его распределению. Например, в оз. Глубоком в октябре—ноябре, так же как зачастую в конце апреля при весеннем перемешивании, концентрация кислорода по всей глубине составляла 8—10 мг/дм<sup>3</sup> (Щербаков, 1967). В зимний период при ледовом покрове характерно снижение содержания кислорода от поверхности к донным слоям, в теплое время года его распределение в толще воды может быть достаточно сложным. В эпилимнионе содержание кислорода с глубиной мало изменяется, возможны зоны переизбытка. В металимнионе содержание кислорода резко снижается, а затем несколько увеличивается в верхних слоях гипolimниона. Минимум кислорода в металимнионе, который объясняется более интенсивными процессами его биологического потребления, отмечается не во всех озерах, однако для достаточно глубоких водоемов характерны значительные различия в содержании кислорода в эпи- и гипolimнионе. В придонных слоях воды содержание кислорода снижается еще сильнее, часто до нулевых значений.

Присутствие кислорода в воде важно не только в биологическом, но и геохимическом аспекте. Его концентрация определяет форму содержания, а значит и подвижность многих химических элементов. В водоемах с высокой аэрацией не могут существовать соединения двухвалентной серы и железа — они быстро окисляются.

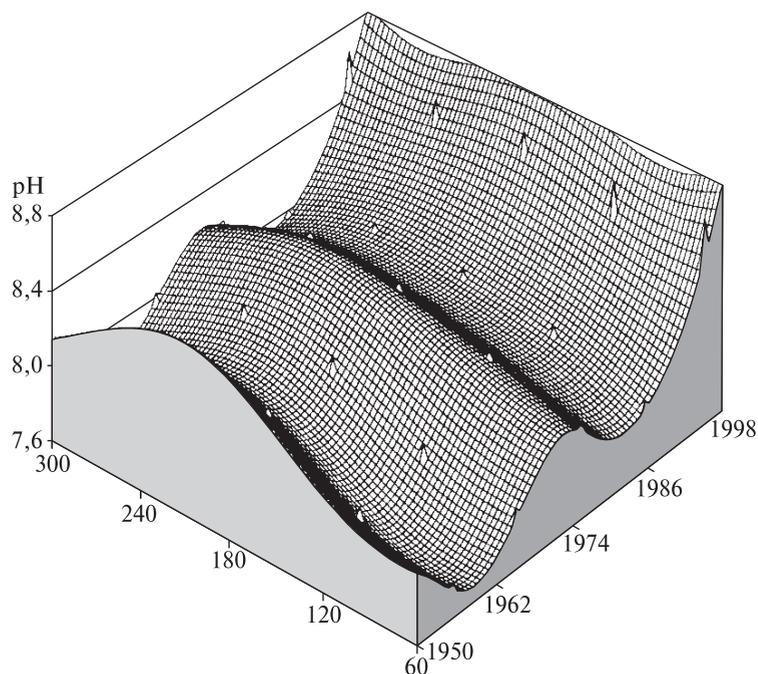
**Диоксид углерода** находится в воде главным образом в виде растворенного газа  $\text{CO}_2$ . Небольшое количество, около 1 %, взаимодействует с водой и образует угольную кислоту. Диоксид углерода в воде в основном появляется в результате окисления органического вещества. Содержание диоксида углерода снижается при фотосинтезе. В водохранилищах Днепра содержание диоксида углерода может достигать нескольких десятков мг в  $\text{дм}^3$ , а в некоторых природных водоемах — 4000 мг/ $\text{дм}^3$  (Алёкин, 1970). В связи с очень малым парциальным давлением  $\text{CO}_2$  в атмосфере, равновесное состояние его содержания в воде довольно малое — 0,7 мг/ $\text{дм}^3$ . При интенсивных процессах дыхания гидробионтов концентрация диоксида углерода в воде увеличивается. Если  $\text{CO}_2$  сразу же не расходуется растениями при фотосинтезе, происходит его выделение из воды. Имеются данные о том, что в эстуариях европейских рек Эльбы, Рейна, Темзы, Жиронды с каждого квадратного метра поверхности в сутки в атмосферу выделяется 0,1—0,5 моль  $\text{CO}_2$  (Frankignoulle et al., 1998).

Другие газы — сероводород, метан обычно широко не распространены, их концентрации невысоки. Сероводород легко окисляется кислородом и является показателем восстановительных условий, малопригодных для обитания большинства гидробионтов. В подземных водах концентрация сероводорода может быть довольно высокой.

При интенсивном фотосинтезе может происходить полное потребление  $\text{CO}_2$ , сопровождающееся высвобождением ионов  $\text{HCO}_3^-$ . Они образуются и при диссоциации угольной кислоты с образованием ионов водорода:



Таким образом, с содержанием и взаимосвязанными реакциями, происходящими с углекислым газом в воде, а именно с его выделением при дыхании организмов, потреблением при фотосинтезе, взаимодействием с водой с образованием угольной кислоты и диссоциацией последней связано содержание ионов водорода в воде, что определяет одну из важнейших характеристик — **pH воды**. Содержание ионов водорода в воде ничтожно, поэтому значения pH представляют собой логарифм концентрации водородных ионов, взятый с обратным знаком. С середины прошлого века измерение pH и определение активной реакции при



**Рис. 4.19.** Многолетние изменения показателя рН в озере Чудском-Peipsi с марта по ноябрь (по Lake Peipsi..., 2001)

гидробиологических исследованиях стали столь же обязательными, как определение температуры, содержания кислорода и других факторов внешней среды (Скадовский, 1955). Обратимость упомянутых выше реакций определяет достаточно высокую стабильность рН в водоемах. Диапазон колебаний рН в Днепре и днепровских водохранилищах составляет всего 2,2 единицы. Невелик он и в больших озерах, напр., в оз. Нарочь средние значения рН за 1991—1999 гг. составляют  $8,33 \pm 0,10$  (Бюллетень..., 2003), в озере Чудском — Peipsi (1985—1996 гг.) 95 % измерений рН были в диапазоне 8,0—8,6 (Lake Peipsi..., 2001), рис. 4.19.

При потенциально возможных значениях рН от 0 до 14, в действительности в природных водах их диапазон гораздо меньше, по шкале О.А. Алёкина (1970) составляет: в болотах 4,5—6,0; в подземных водах 5,5—7,2; в реках и озерах 6,8—8,5; соленых озерах 8,5—9,5 и более; в океане 7,8—8,3. Однако С.И. Кузнецов (1970) приводит данные более широкого диапазона этого показателя в озерах: от рН = 2 в оз. Кипящем (о. Кунашир) до рН = 12 в оз. Накуру (Кения). Исследования вертикального распределения показателя рН в оз. Глубоком показали, что в подледный период практически по всей толще воды он не изменяется (рН = 6,4—7,3), а в летний период резко повышается в зоне фотосинтеза (до 9,4) и снижается в гипolimнионе до 6,2. Влияние высших растений на значение рН воды хорошо видно из того, что в зарослях в течение суток эти значения изменялись от 6,8 до 9,2, а на чистоводье — от 8,3 до 8,7 (Щербаков, 1967).

С величиной рН связан окислительно-восстановительный потенциал среды или редокс-потенциал. При окислительных процессах атомы вещества теряют электроны, а при восстановительных электроны присоединяются. При этом возникает электрический потенциал (Eh), который измеряется в милливольтгах и также выражается как логарифм величины давления молекулярного водорода, взятый с обратным знаком (гН). В водоемах с большим содержанием кислорода вода имеет положительный потенциал Eh около 300-500 мВ, а гН может достигать до 35—40 и таким образом является средой окислительной (табл. 4.42). В придонных слоях воды, где содержание кислорода низкое, редокс-потенциал резко снижается или приобретает обратный знак, гН снижается до 25—12, среда становится восстановительной (Константинов, 1986).

Для донных отложений характерны восстановительные условия, окислительно-восстановительный потенциал здесь значительно снижается. В Онежском оз. значения гН на поверхности иловых отложений около 30, а на глубине 0,3 м — 20, в оз. Пиявочном значения Eh на поверхности ила +0,189, а на глубине 0,6 м — 0,009 (Кузнецов, 1970).

Генезис поверхностных вод предполагает невысокое содержание в них растворенных минеральных веществ, однако и здесь условия довольно разнообразны. По степени минерализации поверхностные воды делятся на пресные, солоноватые и соленые (табл. 4.43).

Таблица 4.42. Окислительно-восстановительный потенциал в воде озер различного типа (по Кузнецов, 1970)

Тип озер	Эпилимнион			Гиполимнион					
				Верхние слои			Придонные слои		
	Eh	гН	рН	Eh	гН	рН	Eh	гН	рН
Дистрофный	480	29,1	6,3	250	19,3	5,6	260	20,0	5,6
Олиготрофный	450	29,5	7,0	450	28,0	6,2	458	28,0	6,2
Эвтрофный	410	26,5	6,2	320	22,6	5,8	120	15,6	5,3

Таблица 4.43. Классификация поверхностных вод по степени минерализации (по Романенко и др., 1998)

Категории	Пресные воды		Солоноватые воды			Соленые воды	
	Гипога- линные	Олиго- галинные	β-мезога- линные	α-мезога- линные	Поли- галинные	Эуга- линные	Ультра галинные
Минерализация, г/дм <sup>3</sup> , ‰	<0,50	0,51— 1,00	0,01— 5,00	5,01— 18,00	18,01— 30,00	30,1— 40,00	>40,00

Сумма ионов, определяющая общую минерализацию поверхностных вод, невелика. Поверхностные воды суши преимущественно пресные (за исключением, например, морского реликта Каспия). Повышение минерализации вызвано как внешним поступлением солей, если водоем непосредственно связан с хорошо растворимыми геологическими породами, так и за счет интенсивного испарения. В реках общая минерализация зависит от их водности и геологических условий водосборного бассейна. Общая минерализация водоемов в большей степени зависит от водности, чем от минерального состава пород, из которых происходит вымывание, поэтому водоемы с высокой минерализацией более свойственны аридным зонам (Williams, 1996). В крупных северных реках (Печора, Нева) сумма ионов составляет всего 40—50 мг/дм<sup>3</sup>.

Несмотря на то, что общая минерализация поверхностных вод в целом невысока, при значительном речном стоке, даже при небольших концентрациях в океан с суши выносятся большое количество минеральных веществ. По расчетам М.И. Львовича (1974) ионный сток всех рек Европы составляет 240 млн. т, Азии — 850, Африки — 310, Америки — 960, Австралии — 120 млн. т в год. Весь сток с поверхности суши составляет около 2,5 млрд. т в год, что составляет около 20,7 т/км<sup>2</sup> водосборной площади. В отдельных регионах количественные характеристики и состав ионного стока зависят от условий климатических зон (табл. 4.44).

Поверхностные воды очень разнообразны по составу растворенных веществ, что понятно, поскольку они соприкасаются с различными геологическими породами. Тем не

**Таблица 4.44. Ионный сток некоторых рек Украины всего в год и на км<sup>2</sup> водосборной площади (по Малі річки..., 1991)**

Климатические зоны, регионы и реки	Количество ионов (тыс. т/год), т/км <sup>2</sup> водосборной площади			
	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Сумма ионов
Полесье, р. Уж	64,0	19,8	18,7	132,8
	<i>11,2</i>	<i>3,5</i>	<i>3,3</i>	<i>23,3</i>
Лесостепь, р. Южный Буг	340,0	45,4	91,8	549,0
	<i>37,8</i>	<i>5,1</i>	<i>10,2</i>	<i>61,0</i>
Степь, р. Молочная	15,4	65,1	16,9	137,0
	<i>20,3</i>	<i>86,2</i>	<i>21,4</i>	<i>180,0</i>
Крым, р. Дерекойка	4,6	0,9	1,4	8,1
	<i>93,1</i>	<i>20,8</i>	<i>27,8</i>	<i>163,0</i>
Карпаты, р. Латорица	101,0	29,2	29,3	191,0
	<i>74,1</i>	<i>21,4</i>	<i>27,5</i>	<i>140,0</i>

Примечание: с водосборной площади — курсив.

менее, можно выделить основные компоненты растворов поверхностных вод.

*«Обычные пресные воды представляют собой разбавленные растворы бикарбоната и карбоната, сульфата и хлорида щелочных и щелочноземельных металлов с различным количеством практически недиссоциированной кремниевой кислоты, содержание которой часто превышает содержание сульфатов и хлоридов» (Хатчинсон, 1969, с. 239).*

Основную часть (90—95 %) минерального состава природных вод составляют ионы хлоридов, сульфатов и карбонатов натрия, калия, магния и кальция. В слабоминерализованных водах преобладают ионы кальция и гидрокарбоната, в высокоминерализованных — хлора и натрия. Классификация поверхностных вод О.А. Алёкина (1970) основана на сочетании ограниченного числа катионов и анионов:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ . Все природные воды подразделяются на три класса — гидрокарбонатные (С), сульфатные (S), хлоридные (Cl). Каждый класс по преобладающему катиону подразделяется на три группы — кальциевую, магниевую и натриевую. Каждая группа, в свою очередь, подразделяется на четыре типа по соотношению ионов в эквивалентах: в первом типе гидрокарбонатов больше, чем кальция и магния в сумме; во втором — гидрокарбонатов меньше, чем кальция и магния в сумме; в третьем — гидрокарбонатов в сумме с сульфат-ионами

**Таблица 4.45. Некоторые показатели содержания ионов (мг/дм<sup>3</sup>) в реках и озерах (по Алёкин, 1970; Львович, 1971)**

Водоем	Сумма ионов	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Cl}^-$
<b>Реки</b>				
Амазонка	30,3	18,1	5,4	2,6
Парана	90,6	33,9	7,0	15,6
Миссисипи	210,6	118,0	31,1	10,3
Рейн	281,2	181,4	50,3	8,0
Дунай	331,0	236,0	58,2	2,6
Днепр	287,0	195,2	55,7	9,2
Волга	458,0	210,4	80,4	19,9
Обь	129,0	85,6	24,3	0,5
Нева	48,8	27,5	8,0	3,8
Печора	40,0	24,4	4,6	3,0
Нил	119,1	84,6	15,8	3,4
<b>Озера</b>				
Байкал	91,4	59,2	15,2	1,8
Онежское	31,7	20,4	5,4	1,5
Женевское	142,6	51,4	42,3	0,4
Гурон	95,5	51,1	24,1	1,8
Мичиган	107,3	58,3	26,2	1,8
Иссык-Куль	5823,0	240,0	114,0	1585,0

меньше, чем кальция и магния в сумме, или хлора больше, чем натрия; в четвертом гидрокарбонаты отсутствуют. Сочетание признаков трех классов, трех групп и 4 типов (существуют не все группы) позволяет выделить 27 видов природных вод. Пользуясь символикой данной классификации, принадлежность вод к тому или иному виду можно описать как  $C^{Ca}_{II}$ , что означает: гидрокарбонатный класс, группа кальция, тип второй. К таким водам, в частности, относятся воды верхнего Днепра.

Большинство рек, напр. на территории бывшего СССР, принадлежат к I гидрокарбонатному классу. Сумма ионов определяет показатель, важный для жизни гидробионтов, — минерализацию воды. Содержание и сума ионов сильно варьирует (табл 4.45).

Имеются определенные закономерности изменения ионного состава речных вод. На территории бывшего СССР, для рек бассейнов северных морей (Баренцева, Белого) сумма ионов в среднем составляет 108,8 мг/дм<sup>3</sup>, Карского — 81,2, восточных морей (Берингова, Охотского, Японского) — 61,6 мг/дм<sup>3</sup>, Черного — 282,9, Каспийского — 267,4 мг/дм<sup>3</sup> (Алёкин, 1953). В более низких широтах и в условиях более континентального климата общая концентрация ионов возрастает.

Из сказанного можно сделать вывод, что гидрохимические характеристики поверхностных вод зависят от многих, в том числе внешних, факторов: поступления воды с атмосферными осадками или в результате таяния ледников; характера стока; геохимических особенностей водосборного бассейна; деятельности человека и жизнедеятельности гидробионтов.

Гидросфера как среда обитания гидробионтов разнообразна по характеристикам и свойствам. Важно отметить, что основные характеристики находятся в диапазоне, обеспечивающем жизненные потребности организмов, а их разнообразие во многом определяет разнообразие проявлений жизни в гидросфере. Это одна из предпосылок явления, которое В.И. Вернадский называл «всюдностью жизни».