

Министерство образования и науки Российской Федерации
Ярославский государственный университет им. П. Г. Демидова

В. П. СЕМЕРНОЙ

УЧЕНИЕ О ГИДРОСФЕРЕ

Учебное пособие

Рекомендовано

*Научно-методическим советом университета
для студентов, обучающихся по специальности Экология
и направлению Экология и природопользование*

Ярославль 2010

УДК 574
ББК Е082я73
С 30

*Рекомендовано
Редакционно-издательским советом университета
в качестве научного издания. План 2009/10 года*

Рецензенты:

И. Б. Долженко, канд. биол. наук, доцент кафедры
гидротехники и дорожного строительства ЯГТУ;
кафедра гидротехники и дорожного строительства ЯГТУ

С 30 **Семерной, В. П. Учение о гидросфере:** учебное пособие; Ярослав. гос. ун-т им. П. Г. Демидова. – Ярославль: ЯрГУ, 2010. – 256 с.

ISBN 978-5-8397-0772-6

Учебное пособие написано по материалам читаемого лекционного курса «Учение о гидросфере» студентам – экологам первого курса факультета биологии и экологии Ярославского государственного университета им. П. Г. Демидова на протяжении 10 лет. Содержание глав соответствует образовательному Стандарту для экологов и часто выходит за его рамки для более полного и глубокого освещения знаний по излагаемым темам с привлечением конкретных данных по отдельным разделам.

Предназначено для студентов, обучающихся по специальности 020800.62 Экология и природопользование, 020801.65 Экология (дисциплина «Учение о гидросфере», блок ОПД), очной и очно-заочной форм обучения, также может представлять интерес для студентов-биологов и географов.

УДК 574
ББК Е082я73

ISBN 978-5-8397-0772-6

© Ярославский государственный
университет им. П. Г. Демидова, 2010

Введение

Гидросфера – главная сфера – водная среда жизни в биосфере. «Живая» гидросфера – возможно уникальное явление во Вселенной. Жизнь на Земле возникла и совершает свое эволюционное развитие в гидросфере. Гидросфера дала атмосфере Земли свободный кислород, благодаря фотосинтезу первых водорослей-цианобактерий. Образовавшийся озоновый экран планеты способствовал выходу организмов на сушу. Освоив сушу, часть организмов вторично вернулась в воду на основе новых морфологических и физиологических адаптаций, сохранив благоприобретенный признак – дыхание свободным кислородом. В каких бы средах обитания на суше ни находились организмы, все они, кроме одноклеточных, носят в себе капельку моря – кровь или гемолимфу, близкие по химическому составу морской воде. Человек – один из этих организмов.

Наверное, у каждого человека есть свой родной водоем – океан, море, озеро, пруд, река, ручей, родник и даже колодец. Любой водоем содержит воду как продукт питания, а большие водоемы-моря имеют огромные кормовые ресурсы и полезные ископаемые, дают людям прохладу и удовольствия отдыха. Гидросфера, обладая огромной физико-химической мощностью, способностью к самоочищению, спасает человечество от произведенных им же вредных веществ. Гидросфера далеко еще не познана, и у каждого человека, интересующегося ее тайнами и возможностями, есть необъятный выбор научного и практического интереса к воде, водоемам и гидросфере в целом.

«Учение о гидросфере» – одна из дисциплин эколого-географического цикла специальности «Экология» и направления «Экология и природопользование». Она тесно связана с другими дисциплинами: «География», «Учение о биосфере», «Учение об атмосфере», «Климатология» и др. При этом возможны повторы в изложении отдельных тем в этих дисциплинах, с тем чтобы акцентировать внимание студентов на отдельных вопросах. Стандартная программа дисциплины написана географами, поэтому мало чем отличается от первоначально изучаемой дисциплины «Гидрология». В связи с этим я как биолог-гидробиолог

вношу в нее свои изменения, более соответствующие, на мой взгляд, понятию гидросферы. Гидросфера как одна из географических оболочек Земли и составляющая биосферы населена и видоизменена деятельностью живых организмов. При этом вода открытых водоемов (озер) может рассматриваться как биокосное тело (Вернадский, 1926), поэтому в изложении всех тем я в той или иной мере буду говорить о жизни в воде, значении воды для организмов и влиянии жизнедеятельности организмов на качество воды и экологическое состояние водоемов.

Лекции по дисциплине «Учение о гидросфере» читаются уже лет 10 на базе разрозненных научных и учебных источников, ресурсов Интернета и накопленного богатого жизненного и исследовательского опыта работы автора на водоемах различного типа. К сожалению, учебников по этой дисциплине нет, учебных пособий широкого пользования, рекомендованных УМО Министерства образования и науки, тоже нет, поэтому подготовка данного учебного пособия – вынужденная мера для обеспечения студентов-экологов учебным материалом. Поскольку студентам экологического направления не читается «Общая гидробиология», в данном учебном пособии приводятся материалы, соответствующие этому предмету с целью отражения большей связи географических и гидрологических явлений с жизнью водоемов.

В подготовке главы о Мировом океане существенную помощь мне оказал калининградский ученый биолог-океанолог Чингиз Нигматуллин, за что я выражаю ему свою искреннюю благодарность.

Глава 1. Общие сведения о гидросфере

Понятие «гидросфера» (греч. *hydor* – вода и *sphaira* – шар) постоянно трансформировалось. В настоящее время в наиболее простом определении гидросферой принято называть водную оболочку Земли, включающую всю несвязанную воду независимо от ее состояния: жидкую, твердую, газообразную. Но нам интересно научное, более глубокое определение гидросферы. Существуют два подхода в определении гидросферы. По одному гидросфера – это *прерывистая* водная оболочка Земли. Прерывистость состоит в том, что Океан един (Мировой океан), но воды рек и озер, так же как и подземные воды, являясь составными частями гидросферы, дискретны. Отсюда и появляется необходимость определения гидросферы как прерывистой оболочки. Однако дискретность вод речной сети, озер и подземных вод и целостность океана условна, поскольку относится к стационарному состоянию гидросферы, чего в природе не существует. Гидросфера отличается высокой динамичностью, движущей силой которой служит круговорот воды, создающий прямые и косвенные связи вод МО и вод суши. Поэтому следует в понятие о гидросфере ввести определение ее динамичности, подвижности (Гидрология суши, 1976). По другому, более позднему, определению гидросфера – *непрерывная* водная оболочка Земли (История гидросферы, 1998). В этом определении уже заложен глобальный водообмен через разные элементы круговорота воды, объединяющий все воды планеты. В учебном смысле первое определение более содержательно.

Гидросфера имеет границы по вертикали, но не имеет границ по «горизонтали». Нижняя граница гидросферы принимается на уровне поверхности мантии (поверхности Мохоровичича – 35–45 км), но в районах разломов земной коры подземные воды обнаруживаются на глубинах до 100 км (Павлов, 1977; Клиге и др., 1998). Верхняя граница проходит в верхних слоях атмосферы – 300 км, захватывая в водообменном процессе всю тропосферу.

Состав гидросферы определяется объемами вод, разнокачественных по физико-химическим свойствам и процессам их формирования. В него входят: Мировой океан, воды суши (реки,

озера, болота, ледники, а также подземные воды), атмосферная влага и вода в телах организмов. Общий объем гидросферы по последним данным (табл. 1) составляет около 1390 млн кубических километров. Предполагается, что это количество воды в течение геологического времени практически остается неизменным, несмотря на продолжающееся поступление воды из мантии и из космоса (ледяные ядра комет; метеорное вещество, пыль...) и потери ее за счет разложения воды фотосинтезом и диссипации легких газов в космосе. Однако соотношение отдельных ее видов, перечисленных в табл. 1, нельзя считать постоянным. Оно менялось в разные периоды жизни Земли.

Таблица 1

Мировые запасы воды (Тарасов В. И., 2004)

Вид вод	Площадь распространения, млн км ³	Объем, млн км ³	Слой воды, м	Доля в мировых запасах, %	
				От общих запасов воды	От запасов пресной воды
Мировой океан	361,26	1340,74	3711	96,49	-
Подземные воды (гравитационные и капиллярные)	134,73	23,40	174	1,68	-
Преимущественно пресные подземные воды	134,73	10,53	78	0,76	29,39
Почвенная влага	82,00	0,02	0,24	0,001	0,06
Ледники и постоянно залегающий снежный покров	16,23	24,87	1523	1,79	69,41
В том числе:					
в Антарктиде	13,98	22,41	1603	1,61	62,55
в Гренландии	1,80	2,34	1300	0,17	6,53
на Арктических островах (Канадский Арктический архипелаг, Новая Земля, Северная Земля, Земля Франца-Иосифа, Шпицберген, малые острова)	0,23	0,08	348	0,006	0,22

в горных районах за пределами Арктики и Антарктики	0,22	0,04	182	0,003	0,11
Подземные льды зоны многолетнемерзлых пород	21,00	0,30	14	0,022	0,84
Запасы воды в озерах	2,06	0,18	87	0,013	-
В том числе:					
в пресных	1,24	0,09	73	0,0065	0,25
в соленых	0,82	0,09	110	0,0065	-
Воды болот	2,68	0,01	3,73	0,0007	0,03
Воды в руслах рек	148,84	0,002	0,013	0,0001	0,006
Биологическая вода (вода, содержащаяся в живых организмах и растениях)	510,10	0,001	0,002	0,0001	0,003
Вода в атмосфере	510,10	0,01	0,02	0,0007	0,03
Общие запасы воды	510,10	1389,53	2724	100	-
Пресные воды	148,84	35,83	241	2,58	100

Примечание. Расчет запасов подземных вод выполнен по отдельным континентам без учета запасов подземных вод в Антарктиде, ориентировочно оцениваемых в 2 млн км³, в том числе преимущественно пресных – около 1 млн км³.

Предполагается, что в целом количество воды в гидросфере в течение геологического времени практически остается неизменным за счет равномерного поступления воды из мантии (дегазация – 1 км³), из космоса (ледяные ядра комет, метеорное вещество) и оттока в космос при диссоциации молекул воды и диссипации легких газов в верхних слоях атмосферы. Но соотношение объемов отдельных ее составляющих менялось в разные периоды истории Земли. Известные расхождения разных специалистов в оценке общего объема воды гидросферы связаны с уточнениями географических параметров Мирового океана. По последним данным, объем воды Мирового океана немного превосходит 1370 млн км³ при его площади 361,3 млн км² и средней глубине 3790 м.

Пресных вод в гидросфере всего около 3,0% от общих запасов воды (табл. 2). Больше всего пресных вод содержится в ледниках и снежном покрове Антарктиды, Гренландии, Аркти-

ки и горных стран (69,3% от запасов пресных вод на Земле) с округлением в 24 млн. км³. Этот объем льда занимает площадь в 16,2 млн км². На долю всех остальных льдов приходится около 250 тыс. км³, в том числе примерно 200 тыс. км³ (300 тыс. км³ – Клиге и др., 1998) грунтового льда (преимущественно зоны многолетней мерзлоты). Около 35 тыс. км³ морского льда и айсбергов входят в объем воды океана, а 1,6 тыс. км³ атмосферного льда – в объем паров атмосферы. Наглядное представление об огромной массе ледников дают следующие цифры. Если бы весь лед растаял, то уровень океана повысился бы на 64 м, а его площадь возросла бы на 1,5 млн км², а площадь суши соответственно уменьшилась бы на 1%.

Таблица 2

Пресные воды гидросферы

<i>Части гидросферы</i>	<i>Объем прес- ной воды, км³</i>	<i>% от данной части гидрос- феры</i>	<i>% от общего объема пре- сной воды</i>
Ледники	24 000 000	100	85
Подземные воды	4 000 000	6,7	14
Озера и водохранилища	155 000	55	0,6
Почвенная влага	83 000	98	0,3
Пары атмосферы	14 000	100	0,05
Речные воды	1 200	100	0,004
Итого:	28 253 200	-	100

В недрах литосферы и в мантии Земли аккумулированы громадные запасы воды. По А. П. Виноградову (1959), во всей мантии Земли содержится 0,5% воды, или 13–15 млрд км³, т. е. приблизительно в 10–12 раз больше, чем в Мировом океане. Эти воды, химически и физически связанные с минералами и горными породами, служат источником питания вод земной коры и поверхностных вод.

В. И. Вернадский (1926) оценивал объем химически несвязанных вод верхней части земной коры в 60 млн км³. Данные Ф. А. Макаренко (1948) подтверждают эти оценки В. И. Вернадского.

Подземные воды наиболее разнообразны по химическому составу: от чистейших пресных вод до глубинных крепких рассолов, содержащих более 250 г солей в 1 л воды. Пресные подземные воды распространяются в основном на глубины до 1,5–2 км, а ниже встречаются соленые воды. К пресным водам относятся и мерзлотные подземные воды до глубин 500 и более метров в северных регионах России и Сев. Америки. Доля пресных подземных вод от общего запаса пресных вод на Земле составляет 29,4%.

Объем озерных вод составляет около 200 тыс. км³, причем с почти равным соотношением пресных и соленых вод. Распределение их на материках очень неравномерно. Только на озера Байкал и Великие американские приходится половина всех пресных вод (соответственно – 23 и 24 тыс. км³). Почти вся соленая озерная вода сосредоточена в Каспии – 79 тыс. км³). Объем искусственных озер – водохранилищ (в России – 13 тыс.) составляет 4100 км³ (Авакян, Овчинникова, 1971). В болотах, чаще всего заболоченных озерах, содержится 12 тыс. км³ (Мировой водный баланс ..., 1974).

Разовый, единовременный, объем речных вод по приближенным расчетам составляет 1200 км³ (Львович, 1945) – 2120 км³ (Мировой водный баланс ..., 1974). В течение года этот объем возобновляется 24 раза, следовательно, годовой сток составляет около 50 тыс. км³.

Часть воды содержится в живых организмах. Ее количество более тысячи км³ (Мировой водный баланс ..., 1974). Небольшой объем биологических вод играет важную роль в биологических процессах и круговороте воды – транспирация растениями – 8,4 тыс. км³ в год (Клиге и др., 1998).

Наиболее динамична почвенная влага: во влажные сезоны влаги в почве содержится много, в сухие сезоны она быстро расходуется на испарение. Способность почвы удерживать влагу характеризует ее влагоемкость – содержание органического вещества-гумуса. При переувлажнении почвы излишки влаги под действием гравитационных сил фильтруются в нижележащие горизонты. Избыток почвенной влаги при затрудненной фильтра-

ции через глинистые грунты или нарушенном стоке по верхнему водоупорному горизонту приводит к заболачиванию земель.

Приближенный объем почвенной влаги близок к 85 тыс. км³ (Lvovitch, 1971). Почвенная влага расходуется на биологические процессы, испарение с поверхности и транспирацию растений. На питание подземных вод идет около 14% ее запасов.

Объем атмосферной влаги был вычислен на основании данных о влажности воздуха в пределах тропосферы (10–18 км), выше которой влага практически отсутствует. Объем пара и льда в пересчете на воду составил 14 тыс. км³. Весь объем атмосферной влаги находится в водообмене с океаном и сушей. За счет осадков и конденсации формируются пресные воды на Земле, часть уходит в космос и на образование озона.

В общем гидросфера в физическом смысле едина. Ее единство заключается в общности происхождения всех природных вод из космического вещества и мантии Земли, в единстве их эволюции, взаимосвязи всех видов вод и способности перехода одного вида вод в другой, в единстве их функций в природе (обмен веществами и энергией).

Гидросфера – структурная часть биосферы Земли. Как и другие биосферные оболочки, имеет тесную связь с географическими параметрами соответствующих сфер – лито- и аэросоставляющими, а также с мантией Земли как ее генетическим источником. Во всё время существования Земли из мантии выделяется 1 км³ воды в год. Атмосферные воды (парообразная влага) связывают гидросферу с атмосферой. Биосфера возникла из или на основе гидросферы, поэтому все оболочки (сферы) генетически взаимосвязаны. Вода – основа жизни. При ее участии в процессе фотосинтеза происходит образование первичного органического вещества – основы существования животного мира и почвообразования. При этом выделяется кислород, которым дышат люди и животные и который является основой для распространенных в природе и важных для обмена веществ окислительных процессов.

Гидросфера, атмосфера и литосфера формировались одновременно, но на основе воды. С тех пор как в гидросфере появи-

лись живые организмы, эволюция оболочек планеты происходила под влиянием жизни. Геохимические и геофизические процессы стали протекать совместно с биогео- и биофизическими процессами с постепенным доминированием последних.

Жизнь возникла в воде, вероятно, одновременно с появлением жидкой воды еще мелководного и теплого праокеана. Первые организмы-протобионты при обильном развитии дали первые осадочные породы – горючие сланцы (добываются в Эстонии). С последующей эволюцией жизни и появлением панцирных организмов формировались толщи донных отложений – известняков, мергелей, гипсов и др., из которых в значительной мере слагались верхние слои земной коры, горы и залежи железных, марганцевых и других руд. Позже их называли следами бывших биосфер (Лапо, 1987) и изучение их дало повод Э. Зюссу (1875) ввести в науку термин «биосфера».

Сейчас трудно сделать предположения о составе первичной атмосферы и растворенных веществах в первичной гидросфере на первом этапе их образования. Вероятно, они были близки к ныне существующим кратерным водам (вулканические озера) и гейзерам, в которых живут синезеленые водоросли (цианобактерии) – первые фотосинтезирующие организмы, связавшие атмосферу и гидросферу круговоротом углерода и кислорода. Сильная ионизация атмосферы приводила к интенсивному разложению атомов кислорода на изотопы, в том числе озона O_3 , из которого формировался озоновый экран, защищавший поверхность Земли от губительного воздействия жесткого ультрафиолетового излучения (0,18–0,29 мкм). Появление и увеличение озонового слоя способствовало выходу жизни из воды в прибрежные участки и на сушу. Развитие жизни на суше привело к образованию почв. Заселение пресных вод стало широким полем эволюции пресноводных организмов и преобразованию ландшафтов.

К сожалению, сейчас происходит контрреволюционный процесс на Земле, выражающийся в том, что захороненное в недрах Земли биокосное вещество (нефть, газ, каменный уголь, торф), содержащее углерод, когда-то изъятый из углекислотной атмосферы сжигается с возвратом CO_2 в атмосферу, что приводит к

парниковому эффекту и обеднению жизни на суше и в поверхностном слое воды за счет увеличения потока жесткого ультрафиолетового излучения из-за разрушения озонового экрана в результате выбросов в атмосферу фреонов, окислов серы и азота.

Происхождение и формирование гидросферы

По проблеме происхождения воды и формирования гидросферы в современной науке идут дискуссии между астрофизиками, гидрохимиками, геохимиками и биологами. Существует две главные теории (гипотезы): 1) космического происхождения **воды** и 2) теллурического происхождения. Фактически эти гипотезы не противостоят друг другу, но имеют в виду раннюю фазу формирования планеты и ее позднюю и современную стадии эволюции планеты.

Согласно первой гипотезе, планеты Солнечной системы образовались из остывшего газопылевого облака с большим содержанием космического льда и первоначально были холодными. По мнению А. П. Виноградова (1959), в момент формирования Земли из протопланетного облака все элементы ее будущей атмосферы и гидросферы находились в связанном виде в составе твердых веществ: вода – в гидроокислах (лед), азот – в нитридах и нитратах, кислород – в окислах металлов, углевод – в графитах, карбидах и карбонатах.

Уплотнение и концентрация космического вещества в результате центробежных сил приводило к разогреву вещества и расплавлению космического льда. Дальнейшее уплотнение космического материала и увеличение температуры приводило к выплавлению легкоплавких веществ и распределению их на поверхности первичного океана – праокеана – в виде базальтов. Из этого расплава и спекания веществ в дальнейшем сформировалась земная кора при постепенном остывании верхних слоев и продолжающемся разогреве ядра планеты, где концентрировались тугоплавкие вещества. Промежуточный, менее горячий, слой образовал мантию Земли, в которой вода находится в связанном состоянии. С самого начала образования мантии и до сих пор происходит дегазация её вещества. На поверхность земной

коры через жерла вулканов, «белые» и «черные» курильщики¹ на дне океанов, гейзеры и трещинные разломы происходит выделение водяных паров в пределах 1 км³ воды в год во всю историю Земли. Установлено, что наибольшее выделение воды из мантии происходило при образовании земной коры из магматических базальтовых материалов. Так, при излиянии базальтов на поверхность Земли выделяется 7% парообразной или жидкой воды (Клиге и др., 1998). Летучие вещества: вулканические газы, соединения углерода, серы, аммиак, галоидные кислоты, водород, аргон и некоторые другие газы – поднялись на поверхность и образовали атмосферу. В первичный океан переходили, растворяясь в воде, также и другие составные части вулканических газов – большая доля углекислого газа, кислоты, соединения серы и часть аммиака. Кислоты, особенно в воде, реагировали с силикатами горных пород, извлекая из них щелочные, щелочноземельные и другие элементы.

В результате вода переставала быть кислой, а растворимые соли извлеченных из силикатов элементов переходили в океан, поэтому вода в нем сразу же становилась соленой. С поверхности океана испарялась вода, которая, возвращаясь в виде дождей (пресная) на земную поверхность, сформировала воды суши. Воды океана, суши и атмосферы составили единую земную оболочку – гидросферу. Это и определило одну из специфических особенностей Земли, отличающую её от других планет Солнечной системы, – постоянное наличие на ней гидросферы.

Образование водных оболочек происходило и на других планетах, но из-за разных масс планет и их орбит наблюдается разное её конечное состояние. Так, на Марсе произошло вымораживание гидросферы и вода там может быть в состоянии льда. То же произошло со спутниками Сатурна. В комете Галлея ядро

¹ Первичная (ювенильная) вода дегазирующей магмы содержит соединения металлов. Когда такая сверхгорячая вода попадает в холодную придонную океаническую воду, она быстро остывает, а содержащиеся в ней вещества осаждаются. Эти вещества формируют вокруг струи сооружение, похожее на трубу. С подводных аппаратов такая струя нередко выглядит как столб черного, а иногда белого дыма. Поэтому такие источники получили название «черные» или «белые» курильщики.

ледяное. Иначе пошли процессы на Венере. Там произошло выпаривание водной оболочки, и жидкой воды, вероятно, нет.

По данным о скорости радиоактивного распада атомов различных элементов сейчас достаточно точно определено время существования нашей планеты, которое составляет приблизительно 4,65 млрд лет. Возраст самых древних пород, которые найдены на сегодня, достигает 3,8 млрд лет. Эти породы сохранили отпечатки стенок клеток самых древних одноклеточных организмов (выявлено при обработке горючих сланцев плавиковой кислотой). Это говорит о том, что эти породы первоначально отлагались в водоемах, в которых к моменту формирования породы уже довольно длительное время должна была существовать жизнь, причем такая жизнь, которая успела активно включиться в биогеохимические процессы. А это означает, что первичная гидросфера с жидкой водой должна была появиться еще раньше, не позднее 4 млрд лет назад.

В заключение данной главы следует подчеркнуть, что изучение явлений и процессов формирования водной оболочки Земли и ее превращение в гидросферу как сферу жизни позволяет представить развитие нашей планеты только в связи с водой. Все геохимические, а затем и биогеохимические процессы могли происходить на водной основе. Развитие атмосферы и литосферы происходило и происходит сейчас в связи с первоначальным и современным состоянием гидросферы. Пока существует дегазация мантии, мы можем говорить о продолжении развития и гидросферы. Биосфера начиналась с гидросферы и дальнейшее состояние гидросферы будет определять и характер развития биосферы или ее деградацию. В настоящее время наблюдается увеличение водяных паров в атмосфере, что способствует развитию парникового эффекта даже в большей степени, чем увеличение содержания CO_2 . Глобальное потепление и возможный ледниковый период зависит от состояния гидросферы, определяемого хозяйственной деятельностью человека. Человек может влиять на состав и объемы вод гидросферы, поэтому знание физики, химии и биологии вод, может стать основой предупреждения нежелательных явлений в последующем развитии гидросферы.

Глава 2. Химические и физические свойства воды

В этой главе мне хотелось бы уделить основное внимание не уникальным и даже аномальным химическим и физическим свойствам воды как природного минерала, а тому, как известные свойства воды связаны с жизнью водоемов разного химического и трофического статуса.

Состав воды

Вода – природный минерал, представляющий собой простое химическое соединение кислорода и водорода – H_2O . На самом деле вода имеет более сложный состав. В составе обычной воды H_2O имеется небольшое количество тяжелой воды D_2O и совсем незначительное количество сверхтяжелой воды T_2O . В молекулу тяжелой воды вместо обыкновенного водорода H – протия – входит его тяжелый изотоп D – **дейтерий**, в состав молекулы сверхтяжелой воды входит еще более тяжелый изотоп водорода T – **тритий**². В природной воде на 1 000 молекул H_2O приходится две молекулы D_2O и на одну молекулу T_2O – 10^{19} молекул H_2O . Молекулярная масса воды равна 18. Молекул H_2O^{16} в природной воде содержится 99,73%, молекул H_2O^{18} – 0,2% и молекул H_2O^{17} – 0,04%.

Тяжелая вода D_2O бесцветна, не имеет ни запаха, ни вкуса и живыми организмами не усваивается. Температура ее замерзания $3,81^\circ C$ ³, температура кипения $101,42^\circ C$ и температура наибольшей плотности $11,6^\circ C$. По гигроскопичности тяжелая вода близка к серной кислоте. Ее плотность на 10% больше плотности природной воды, а вязкость превышает вязкость природной воды

² Тритий на Земле образуется в результате трех основных процессов: а) взаимодействия космического излучения с ядрами элементов, входящих в состав атмосферы, б) испытания термоядерных бомб, в) утечки трития с предприятий ядерной индустрии. Установлено, что большая часть атмосферного НТ является искусственной, пространственное распределение его существенно однородно и сезонных вариаций НТ не наблюдается (Романов, Кикичев, 1979).

³ Такую температуру имеет внутриводный лед при замерзании сибирских рек, поэтому местные жители не используют речной лед при приготовлении пищи.

на 20%. Растворимость солей в тяжелой воде примерно на 10% меньше, чем в обычной воде. Поскольку D_2O испаряется медленнее легкой воды, в тропических морях и озерах ее больше, чем в водоемах полярных широт.

Установлена следующая закономерность распределения изотопов водорода в поверхностных и атмосферных водах:

- пресные поверхностные воды рек, озер и других водоемов, пополняющихся главным образом за счет атмосферных осадков, содержат дейтерия и кислорода-18 меньше, чем океанические воды;

- изотопный состав пресных поверхностных вод определяется физико-географическими условиями их нахождения.

Строение молекулы воды

Изучение внутреннего строения воды – дело фундаментальной химии. Строение молекул воды и следующие из него физические и химические свойства достаточно хорошо изучены, тем не менее выявляются новые свойства воды, особенно в биологии и медицине (криобиология).

Вода состоит из 11,11% водорода и 88,89% кислорода (по весу). При образовании воды с одним атомом кислорода соединяются два атома водорода. В молекуле воды атомы водорода и кислорода расположены по углам равнобедренного треугольника: при вершине находится атом кислорода, а в углах при основании – по атому водорода; угол при вершине треугольника около 105° , а расстояние между ядрами водорода и кислорода около $0,97 \cdot 10^{-8}$ см и между ядрами водорода $1,53 \cdot 10^{-8}$ см (рис. 1).

Молекула воды обладает полярностью. Сторона молекулы с атомом кислорода имеет некоторый избыток отрицательного заряда⁴, а противоположная сторона, в которой размещены атомы водорода, – избыток положительного заряда электричества. Наличием полярности и некоторых других сил обусловлена способность молекул воды объединяться в агрегаты по несколько молекул.

⁴ Атом кислорода имеет 8 электронов: две пары из них связаны с водородом, а 4 остаются свободными для связей с атомами других веществ.

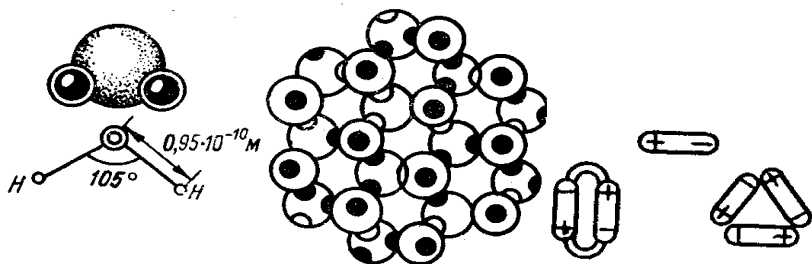


Рис. 1. Положение ядер водорода относительно атома кислорода в молекуле воды

Простая, не объединившаяся с другой молекула воды H_2O называется *гидроль*, образование из двух объединившихся молекул воды, т. е. $(\text{H}_2\text{O})_2$ – *дигидроль*, а соединение из трех простых молекул $(\text{H}_2\text{O})_3$ – *тригидроль*. Образование дигидроля и тригидроля происходит вследствие притяжения молекул воды друг к другу в результате отмеченного выше эффекта полярности, свойственного молекулам воды.

При 0°C вода состоит из мономеров H_2O только частично, большая же ее часть при этой температуре состоит из тримеров $(\text{H}_2\text{O})_3$, в то время как при температуре 4°C основную массу воды составляют димеры $(\text{H}_2\text{O})_2$. Во льду доминируют тройные молекулы, обладающие наибольшим объемом. При повышении температуры скорость движения молекул возрастает, и силы притяжения между молекулами оказываются недостаточными для удержания их друг около друга. В жидком состоянии вода представляет смесь дигидролей, тригидролей и моногидролей. С увеличением температуры тройные и двойные молекулы распадаются, при 100°C вода состоит главным образом из моногидролей.

Таким образом, для молекулы воды характерно дипольное строение (диполи). Их изображают в виде овалов, полюса которых имеют противоположные по знаку электрические заряды. При достаточном сближении молекулы воды начинают действовать друг на друга своими силовыми полями. При этом положительно заряженный полюс одной молекулы притягивает отрица-

тельно заряженный другой. В результате могут получиться агрегаты из двух, трех и более молекул (рис. 1).

Нас интересуют те особенности строения молекулы воды, которые придают ей интенсивную растворяющую способность, основанную на дипольном моменте молекулы воды.

Вода – универсальный (инертный) растворитель. Процесс растворения заключается во взаимодействии растворимого вещества с частицами воды. Молекула воды, представляющая собой электрический диполь (избыточный отрицательный заряд на атоме кислорода и слабopоложительные на атомах водорода), притягивает к себе за счет образования водородных мостиков еще четыре молекулы воды или другого вещества, поэтому в природе не бывает химически чистой воды. Эта способность воды обеспечивает перенос веществ в географической оболочке, лежит в основе обмена веществами между организмами и средой, в основе питания растений.

При соприкосновении с водой какой-нибудь соли, например галита (NaCl), анион (Cl) будет притягиваться противоположно заряженными атомами водорода молекул воды (образуются водородные мостики), а катион (Na) будет притягиваться отрицательным полюсом молекулы воды (рис. 2). На разрыв кристаллической решетки растворимого вещества затрачивается *энергия гидратации*.

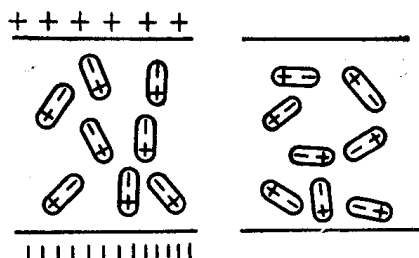


Рис. 2. Схема взаимодействия растворимого вещества и воды

В воде могут растворяться твердые, жидкие и газообразные вещества. По растворимости в воде все вещества делятся на три

группы: 1) хорошо растворимые – полярные и диссоциирующие вещества (*гидрофильные*: соли, щелочи, кислоты), 2) плохо растворимые (стекло, серебро) и 3) трудно или вовсе не растворимые в воде гидрофобные, неполярные, не диссоциирующие вещества: жиры, каучук и др.). Необходимо подчеркнуть, что абсолютно нерастворимых веществ нет, поэтому практически вся таблица Менделеева содержится в морской воде. Растворяющая способность обеспечивает прилипание, высокую способность к смачиванию и капиллярность воды (водного раствора).

Вода – это инертный растворитель, который обычно не вступает в реакцию с растворенным веществом. Это свойство исключительно важно для жизни, так как в живых системах вода служит *инертным носителем* разнообразных жизненно важных веществ. Природные водные растворы бывают слабыми, насыщенными и даже перенасыщенными. Чем дольше вода взаимодействует с минеральными веществами, тем они насыщеннее. Так, глубокие подземные воды могут быть как насыщенными (рассолы), так и перенасыщенными. Растворенные в воде вещества меняют ее физические свойства: плотность, электропроводность, поверхностное натяжение, усиливают их. Температура замерзания морской воды отрицательная.

Общий химический состав природных вод

Главные ионы в водах и их происхождение

К числу главных ионов, содержащихся в природных водах, относятся ионы Cl , SO_4 , HCO_3 , Na , Mg , Ca и K , которые образуют основную часть их минерального состава. Главные ионы определяют химический тип вод, иначе их называют *макрокомпонентами*. *Микрокомпоненты* содержатся в водах в гораздо меньших количествах и не определяют химического типа воды. Ряд компонентов, растворенных в водах, занимает промежуточное положение между макро- и микрокомпонентами. К их числу относятся H , NH_4 , NO_3 , H_2SiO_3 . Перечисленные компоненты в некоторых типах вод могут приобретать первостепенное значение. Массовая концентрация главных ионов в весьма пресных водах выра-

жается первыми единицами миллиграммов в литре, в рассолах же достигает нескольких сотен граммов на 1 кг (промилле, ‰).

Отнесение ионов К к числу главных является спорным. В подземных и поверхностных водах эти ионы, как правило, занимают второстепенное положение. Только в атмосферных осадках ионы К могут играть главную роль.

Хлоридные ионы (Cl) – главный компонент многих природных вод. Растворимость хлоридных солей натрия, магния и кальция очень высокая. Вследствие этого хлоридные ионы беспрепятственно мигрируют с водами. Они определяют общую минерализацию воды от следов до первых сотен граммов на 1 л рассола. В слабо- и умеренно минерализованных водах ионы хлора обычно находятся на третьем месте. С увеличением минерализации растет их абсолютное и относительное содержание. В водах повышенной минерализации ионы хлора так же, как и сульфатные ионы, по количественному содержанию занимают первое или второе место. Доминирующее значение они приобретают, в высокоминерализованных водах и рассолах. Морская вода, рассолы глубинных подземных горизонтов и рапа большинства озер относятся к *хлоридному классу*.

Главным источником содержания ионов хлора в природных водах является галит (NaCl) земной коры, где хлора содержится 0,017 % ее массы (А. П. Виноградов, 1959). Хлор поступает в воду также при выветривании магматических пород и с вулканическими извержениями. Источником ионов хлора в поверхностных водах могут быть атмосферные осадки и промышленные отходы.

Сульфатные ионы (SO_4^{2-}). В природных водах концентрация сульфатов изменяется в широких пределах. Содержание сульфатов в природных водах лимитируется присутствием в воде ионов кальция Ca^{2+} , так как образуемое ими соединение CaSO_4 – малорастворимое. Наименьшая концентрация (0,2–2,0 г/л) их наблюдается в дождевой воде, снеге и опресненных подземных водах. Наибольшая концентрация (десятки и сотни г/л) сульфатов отмечается в рассолах, содержащих сульфат магния.

Сульфатные ионы также обладают хорошей подвижностью, уступая в этом отношении хлоридным. Содержание SO_4 в природ-

ных водах лимитируется присутствием в воде ионов Ca , которые вместе с SO_4 образуют сравнительно мало растворимый CaSO_4 .

В отсутствие кислорода (в анаэробной среде) сульфатные ионы становятся неустойчивыми и восстанавливаются до сероводорода. Основная роль в этом процессе принадлежит сульфатредуцирующим бактериям, развивающим свою деятельность при наличии органического вещества. Почвы задерживают серу, и она используется растениями в форме SO_4 на рост биомассы.

Основным источником появления в воде сульфатов являются различные осадочные породы, в состав которых входит гипс и ангидрид (для карстовых-суффозионных озер). Частично сульфаты поступают в поверхностные и грунтовые воды из почв (солончаков), при разложении промышленных и бытовых отходов.

Гидрокарбонатные (HCO_3^-) и **карбонатные** ионы (CO_3^{2-}) – важная составная часть химического состава природных вод. Гидрокарбонатные ионы появляются в природных водах вследствие растворения присутствующей в них уголекислотой известняков осадочных пород, доломитов, мергелей и других.

Соотношение ионов (форм карбонатного равновесия) определяет в большинстве случаев в природных водах значение pH: по присутствию той или иной формы угольной кислоты можно судить о значении pH данной воды.

Гидрокарбонатные ионы встречаются во всех природных водах, кроме кислых (4-й тип вод по Алекину). Пресные воды преимущественно относятся к гидрокарбонатному классу. Обычно в реках и озерах содержание гидрокарбонатов не превышает 250 мг/л. В подземных водах при наличии больших количеств диоксида углерода оно значительно повышается. Часть HCO_3 имеет биохимическое происхождение, а часть – как результат магматических процессов с выходом дегазационных вод.

Ионы CO_3 находятся в природных водах сравнительно редко. Больше всего, до десятков грамм на литр, CO_3 и HCO_3 содержится в содовых и щелочных водах, в которых карбонатные и гидрокарбонатные ионы связаны с ионами натрия, причем кальция и магния в подобных водах мало.

Ионы **натрия** (Na^+). Натрий является одним из главных компонентов химического состава природных вод, определяющих их тип.

Основным источником поступления натрия в поверхностные воды суши являются изверженные и осадочные породы и самородные растворимые хлористые, сернокислые и углекислые соли натрия. Частично источниками ионов натрия вместе с калием являются биологические процессы в почвах, промышленные и хозяйственные сточные воды и коллекторные воды, сбрасываемые с орошаемых полей.

В поверхностных водах концентрация его в природных водах колеблется от десятых долей до сотен мг/дм^3 , в подземных водах – от миллиграммов до граммов и десятков граммов в 1 дм^3 .

Калий по химическим свойствам и величине содержания в земной коре – аналог натрия. Калий так же, как и Na, образует легкорастворимые соединения с главными анионами (KCl , K_2SO_4 , K_2CO_3). Источником его поступления в поверхностные воды являются породы (полевой шпат, слюда) и растворимые соли. Ионы калия содержатся в природных водах в очень незначительных концентрациях – около 4–10% содержания натрия, с наибольшим процентом в мало минерализованных водах. У калия слабая миграционная способность по сравнению с натрием, что обусловлено его большей биологической потребностью для живых организмов, в первую очередь растений.

Кальций (Ca) среди щелочных и щелочно-земельных металлов обладает наивысшей массой. Главными источниками поступления кальция в поверхностные воды являются процессы химического выветривания и растворения минералов, прежде всего известняков, доломитов, гипса, кальцийсодержащих силикатов и других осадочных и метаморфических пород с содержанием 10–40%. Большие количества кальция поступают с промышленными и шахтными сточными водами и в смывах с сельскохозяйственных угодий.

Ионы кальция (Ca_2^+) доминируют в катионном составе слабоминерализованных вод. С ростом минерализации относительное содержание Ca быстро уменьшается (морская вода). Гро-

мадные количества Са в виде $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и CaCO_3 образуются при испарении воды в аридных зонах.

Магний (Mg^{2+}) по своим химическим свойствам близок к кальцию, но миграция этих элементов протекает по-разному. Биологическая активность у магния выражена слабее, чем у кальция. В поверхностные воды магний поступает в основном за счет процессов химического выветривания и растворения доломитов, мергелей и других минералов, а также с промышленными сточными водами.

В речных водах содержание магния обычно колеблется от нескольких единиц до десятков миллиграммов в 1 дм^3 .

Содержание магния в поверхностных водах подвержено заметным колебаниям: как правило, максимальные концентрации наблюдаются в меженный период, минимальные – в период половодья.

Ионы водорода. Классификация вод по величине pH

Водород – самый распространенный химический элемент во Вселенной. Тем не менее содержание ионов водорода (H^+) в природных водах очень низкое. Только в сильно кислых водах концентрация его может достигать больших значений. Концентрация водородных ионов является важнейшей характеристикой природных вод, так как ионы Н играют исключительную роль в гидрохимических процессах. Практически пользуются не самой концентрацией водородных ионов, а водородным показателем pH. Водородный показатель равен отрицательному десятичному логарифму концентрации водородных ионов в воде, т. е. $\text{pH} = -\text{Lg}[\text{H}^+]$. Значение pH характеризует активную кислотность воды: при $\text{pH}=7$ и температуре 25°C вода нейтральна; при $\text{pH}<7$ – вода кислая; при $\text{pH}>7$ – вода щелочная.

Величина pH в природных водах зависит от содержания в них различных форм угольной кислоты, от присутствия органических кислот, газов, микроорганизмов, от гидролиза солей и т. д.

Значения pH для природных вод колеблются от 0,45–1,0 до 8–11,5. Большинство природных вод имеет pH от 6 до 8,5. Наименее низкие значения pH (0,45–3,0) связаны с присутствием свободной серной, реже соляной кислоты. Понижения pH от 6,5

до 3,0 могут быть обусловлены, кроме присутствия серной кислоты, влиянием органических кислот и углекислого газа. Для нейтральных и слабощелочных вод (рН 6,5–8,5) характерно наличие в водах $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$. Повышение рН до 8,5–10,5 в большинстве случаев связано с присутствием соды (Na_2CO_3 или NaHCO_3). Наиболее высокие значения рН (до 11,5) характерны для термальных вод.

рН воды – один из важнейших рабочих показателей качества воды, во многом определяющих характер химических и биологических процессов, происходящих в воде. В зависимости от величины рН может изменяться скорость протекания химических реакций, степень коррозионной агрессивности воды, токсичность загрязняющих веществ и т. д.

По значению рН природные воды в зависимости от назначения делят на несколько групп: 1) сильнокислые воды (рН < 3); 2) кислые воды (рН = 3–5); 3) слабокислые воды (рН = 5–6,5); 4) нейтральные воды (рН = 6,5–7,5); 5) слабощелочные воды (рН = 7,5–8,5); 6) щелочные воды (рН = 8,5–9,5); 7) сильнощелочные воды (рН > 9,5).

Классификации вод по их химическому состоянию

Большое разнообразие химического состава природных вод вынуждает тем или иным образом систематизировать их. Рассмотрим только некоторые из предложенных классификаций.

1. Классификация воды по **уровню минерализации**. Минерализация – сумма всех растворимых в воде веществ: ионов, биологически активных элементов (исключая газы), выражается в граммах на 1 л воды (промилле, ‰).

Для *открытых* водоемов (*поверхностных вод*): пресные – до 1,0 г/кг, солоноватые – 1–25, воды с морской соленостью – 25–50, воды соленые (с соленостью выше морской) – выше 50 г/кг (рапа – высокоминерализованные воды открытых водоемов (озер, лиманов)).

Примечание: соленость ощущается при наличии ионов свыше 1 г/кг, при минерализации (24,695) температуры замерзания и максимальной плотности воды равны между собой, в морях не

наблюдается минерализации свыше 50 г/кг, более высокие ее величины характерны только для соляных озер и сильно минерализованных подземных вод.

2. По **преобладающим ионам** минеральные воды делятся на хлоридные (Cl^-), гидрокарбонатные (HCO_3^-), сульфатные (SO_4^-), натриевые (Na^+), кальциевые (Ca^{2+}), магниевые (Mg^{2+}) в различных сочетаниях анионов и катионов: хлоридно-натриевые, гидрокарбонатно-натриевые, хлоридно-кальциевые, гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые и т. д.

3. По **наличию газов** минеральные воды делятся на углекислые (CO_2)- не менее 0,5 г/л углекислого газа, азотные (N_2) – не менее 18 г/л азота, сероводородные (сульфидные) (H_2S) – не менее 10 г/л свободного сероводорода.

4. По **содержанию микроэлементов** различают: железистые воды (Fe) – не менее 20 мг/л железа, мышьяковистые (As) – не менее 0,7 мг/л мышьяка, кремнистые (Si) – не менее 50 мг/л кремнистой кислоты, бромистые (Br) – не менее 25 мг/л брома, йодистые (I) – не менее 5 мг/л йода (часто йодобромные).

5. По **температуре** различают воды холодные – до 20°C, теплые (субтермальные) – от 20 до 36°C, горячие (термальные) – от 37 до 42°C, очень горячие (высокотермальные, гипертермальные) – свыше 42°C.

6. Классификация по **преобладающим анионам и катионам** с делением по соотношениям между ионами (классификация О. А. Алёкина, 1970):

Первый тип характеризуется соотношением $\text{HCO}_3 > \text{Ca} + \text{Mg}$. Воды этого типа образуются при значительном участии изверженных пород, содержащих большие количества Na и K – в результате чего в воде появляются ионы Na и HCO_3 . Воды первого типа чаще всего мало минерализованы (реки, озера). Бессточные озера накапливают HCO_3 и CO_3 в очень больших количествах.

Второй тип характеризуется соотношением $\text{HCO}_3 < \text{Ca} + \text{Mg} < \text{HCO}_3 + \text{SO}_4$. Генетически воды этого типа связаны с различными осадочными породами и продуктами выветривания коренных пород, являясь преимущественно смешанными водами.

К этому типу относится большинство рек, озер и подземных вод малой и умеренной минерализации.

Третий тип характеризуется соотношением $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4 < \text{Ca} + \text{Mg}$, или, что то же самое, $\text{Cl} > \text{Na}$. Генетически эти воды являются смешанными и подвергнувшимися значительным изменениям из-за катионного обмена, обычно Na из раствора на Ca или Mg из почв и пород. К этому типу принадлежат воды океана, морей, лиманов, реликтовых водоемов и многих сильно минерализованных подземных вод.

Четвертый тип характеризуется соотношением $\text{HCO}_3 = 0$, т. е. воды этого типа кислые. Поэтому в класс карбонатных вод этот тип не входит, а его воды находятся только в сульфатном и хлоридном классах, в группах Ca и Mg, где нет первого типа.

Для обозначения в данной классификации существуют символы. Класс обозначается символом, выводимым из названия соответствующего аниона (C, S, Cl), а группа – своим химическим символом, который пишется в виде степени к символу класса. Принадлежность к типу обозначается римской цифрой внизу символа класса. Таким образом, в целом символы пишутся следующим образом: $\text{C}_{\text{II}}^{\text{Ca}}$ (гидрокарбонатный класс, группа кальция, тип второй).

Растворенные газы

Все природные воды представляют газовые растворы. Наиболее широко распространены в поверхностных водах кислород O_2 и двуокись углерода CO_2 , а в подземных – сероводород H_2S и метан CH_4 . Иногда CO_2 в значительных количествах может насыщать также воды глубоких горизонтов. Кроме того, во всех природных водах постоянно присутствует азот N_2 .

Кислород (O_2), являясь мощным окислителем, играет особую роль в формировании химического состава природных вод. В гидросфере связанный O_2 составляет 88,8% по массе. Образуется в результате фотосинтеза растений – низших одноклеточных и колониальных водорослей и высших растений – макрофитов. Расходуется на окисление органических веществ, а также в процессе дыхания организмов. Концентрация растворенного кислорода в

природных водах колеблется в ограниченных пределах (от 0 до 14 мг/л). Кислород необходим для существования большинства организмов, населяющих водоемы. Как сильный окислитель кислород играет важную санитарно-гигиеническую роль, способствуя быстрой минерализации органических остатков.

Двуокись углерода находится в воде главным образом в виде растворенных молекул газа CO_2 . Главным источником CO_2 в природных водах являются процессы окисления органических веществ, происходящие с выделением CO_2 . К ним относятся дыхание водных организмов, биохимический распад и окисление органических остатков. Двуокись углерода может иметь и неорганическое происхождение. В огромных количествах она выделяется при вулканических извержениях.

Содержание двуокиси углерода в природных водах значительно колеблется – от нескольких десятых долей миллиграмма в 1 л до 3–4 тыс. Наименьшая концентрация CO_2 наблюдается в поверхностных водах, особенно минерализованных (моря, соленые озера), наибольшая – в подземных и загрязненных сточных водах. В реках и озерах концентрация CO_2 редко превышает 20–30 мг/л.

Между CO_2 атмосферы и CO_2 воды существует состояние подвижного равновесия. Если парциальное давление CO_2 , растворенной в воде ($p_{\text{CO}_2 \text{ воды}}$), выше, чем парциальное давление CO_2 в атмосфере ($p_{\text{CO}_2 \text{ атм}}$), то двуокись углерода выделяется в атмосферу, при обратном соотношении ($p_{\text{CO}_2 \text{ воды}} < p_{\text{CO}_2 \text{ атм}}$) происходит поглощение CO_2 водой из атмосферы. Обычно воды суши, в которых протекают различные процессы разложения органического вещества, имеют большее содержание CO_2 и поэтому выделяют ее в атмосферу.

Так же, как и кислород, двуокись углерода имеет важное жизненное значение. Так, для растительных организмов она является источником углерода, без которого в природных водах не было бы жизни. Кроме того, двуокись углерода играет особую роль в гидрохимических процессах. Она увеличивает растворяющую способность воды и сама по себе является источником образования ионов HCO_3 и CO_3 .

Азот (N_2), будучи по своей природе инертным газом, все же участвует в гидрохимических процессах, косвенно выступая первопричиной появления в воде ионов NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- . Растворенный в поверхностных водах азот имеет преимущественно воздушное происхождение. Наряду с этим в природе широко распространен азот биогенного происхождения, возникающий в результате денитрификации.

Газ метан (CH_4) относится к числу наиболее распространенных газов в подземных водах. В газовой фазе подземных вод почти всегда количественно преобладает азот, двуокись углерода или метан. Основным источником образования метана служат дисперсные органические вещества в породах. В небольших количествах метан наблюдается в придонных слоях озер, где он выделяется из ила при разложении органических остатков.

Газ сероводород (H_2S) в природных водах является одним из побочных продуктов распада (окисления-восстановления серобактериями) белкового вещества, содержащего в своем составе серу (сульфиды и сульфаты), и поэтому скопление его часто наблюдается в придонных слоях водоемов вследствие гниения различных органических остатков. В нижних частях глубоких озер и морей (Черное, Каспийское), где отсутствует водообмен, часто образуется сероводородная зона.

В поверхностных водах H_2S окисляется кислородом, растворенным в воде. Встречающийся иногда в поверхностных водах сероводород служит показателем сильного загрязнения и анаэробных условий.

В реках сероводород наблюдается лишь в придонных слоях, главным образом в зимний период (р. Обь), когда затруднена аэрация водной толщи.

Наибольшие концентрации H_2S существуют в глубинных подземных водах-рассолах, разгружающихся через гейзеры, вулканы и сероводородные источники.

Физические свойства воды

Вода, являясь природным телом, минералом, раствором разных веществ, способная находиться в трех агрегатных состо-

яниях, обладает всеми известными физическими свойствами, более всего уникальными и аномальными среди других веществ и минералов Земли. Возможно, эти уникальные свойства и сделали воду частью и средой жизни организмов. Не зря поиски жизни на других планетах связывают с наличием жидкой воды.

Наличие воды в космосе и во всех оболочках планеты делает ее основой эволюции Земли и других планет. Вода связывает разнообразными взаимодействиями все вещества и химические элементы в единую систему «геосфера + биосфера» (Моисеев Н. Н., 1998).

Таким образом, вода, являясь самым подвижным и динамичным веществом, участвует почти во всех физических, климатических и биологических процессах, совершающихся на Земле.

В интересах нашего предмета мы будем рассматривать такие физические (физико-химические) характеристики воды, которые проявляются в современной земной гидросфере в «норме» и «патологии», т. е. в естественных и более или менее нарушенных условиях при воздействии на водные объекты деятельности людей.

Исходно природная вода обладает физико-химическими свойствами, сформированными взаимодействиями с геосферой и космосом. Под влиянием человеческой хозяйственно-бытовой деятельности вода приобретает понятие и категории качества как меры чистоты воды. Наиболее химически чистой является дождевая вода, но и она содержит различные примеси, которые захватывает из воздуха. Попадая на землю, дождевая вода отчасти стекает по поверхности (поверхностный сток), отчасти просачивается в почво-грунты, образуя подземные воды. Стекая по поверхности земли и в толще почво-грунтов, вода растворяет различные вещества и превращается в раствор. Качественный и количественный характер изменений химического состава растворенных веществ и физических свойств воды весьма различен и зависит от всего комплекса физико-географических условий, в которых совершается процесс круговорота воды на Земле.

В качестве главных физических характеристик воды, наиболее тесно связанных с жизнью организмов, мы будем считать плотность, теплоемкость и теплопроводность, поглощение и отражение света, поверхностное натяжение и в меньшей степени электропроводность водных растворов.

Плотность и удельный объем. Под *плотностью воды* ρ понимается отношение ее массы m к объему V , занимаемому ею при данной температуре, т. е.

$$\rho = m/V, \text{ в г/см}^3.$$

За единицу плотности принята плотность дистиллированной воды при 4°C (**3,98°C**). При этой температуре ρ как химического вещества принята равной 1 г/см³, или 1000 кг/м³.

Величина, обратная плотности, т. е. отношение единицы объема к единице массы, называется *удельным объемом*:

$$v = V/m, \text{ в см}^3/\text{г}.$$

Плотность воды зависит от ее температуры, минерализации, давления, количества взвешенных частиц и растворенных газов. С повышением температуры плотность всех жидкостей, как правило, уменьшается. Вода в этом отношении ведет себя аномально: при температурах выше 4°C плотность ее с повышением температуры уменьшается, а в интервале температур 0–4° С увеличивается. Даже небольшая разница в плотности воды глубинных и поверхностных слоев вызывает конвективные (плотностные) течения, изменяет флотацию (оседания, седиментацию) взвеси, планктонных организмов и их трупов (дождь трупов), сказывается на перемешивании пресных (менее плотных) и соленых (более плотных) вод. Последнее особенно заметно в эстуариях, в зоне смешения вод (экотон).

В достаточно глубоких озерах при весеннем прогреве верхнего слоя воды и осеннем охлаждении до 4°C он погружается на дно, происходит конвективное перемешивание воды (*димиктические озера*). После этого на некоторое время устанавливается гомотермия – выравнивание температуры от поверхности до дна.

При переходе воды из жидкого состояния в твердое (лед) плотность резко, скачкообразно изменяется приблизительно на 9%; плотность дистиллированной воды при 0°C равна 0,99987, а плотность льда, образовавшегося из той же воды при 0°C, равна 0,9167, при –20° – 0,92 (Гидрология суши, 1976).

Морская вода с соленостью 35‰ имеет наибольшую плотность при температуре 3,5°C, замерзает при –1,9 °C.

Теплоемкость и теплопроводность. Количество тепла, необходимое для нагревания 1 г воды на 1°C, (4,19 Дж), называется *удельной теплоемкостью*. В гидрологии теплоемкость обычно выражается в кал/(г • °C).

Вода характеризуется наибольшей теплоемкостью по сравнению с другими жидкими и твердыми веществами, за исключением водорода и аммиака. Так, количество тепла, необходимого для нагревания 1 г воды на 1°, достаточно, чтобы нагреть на 1° 9,25 г железа, 10,3 г меди. Чтобы испарить воду, надо затратить огромное количество тепла. Известно, что основная часть солнечной энергии, поглощаемая гидросферой, затрачивается на испарение – ведущая движущая сила глобального круговорота воды.

Вода обладает аномально высокой теплоемкостью, в 3 000 раз большей, чем воздух, т. е. при охлаждении 1 м³ воды на 1° C на столько же нагревается 3000 м³ воздуха, что превращает крупные водоемы – океаны, моря, озера и водохранилища – в гигантские термостаты и конверторы. На побережьях формируются микроклиматы: осенью тепло держится дольше, чем на удалении, а весной – холоднее.

Каждую минуту на испарение с поверхности океана уходит $2 \cdot 10^{18}$ Дж солнечной энергии. Испаренная влага конденсируется в верхней части тропосферы и превращается в водный ресурс атмосферы – 14 тыс. км³. Атмосферная влага выступает как теплоноситель для суши (перенос испаренной влаги из области Гольфстрима на Европу и Скандинавию) и источником энергии тропических ураганов, возникающих в зоне перегрева и повышенного испарения в океанах. Разница в теплоемкости океана и суши создает системы бризовых и муссонных ветров. Отсут-

ствие атмосферной влаги над пустынями приводит к ночному выхолаживанию песков, менее теплеемких, чем влага.

Тепловые характеристики воды имеют огромное значение для климата Земли, в системе которого вода выступает хранителем и переносчиком тепла, а также тепловым тормозом и стабилизатором. Вода через океаническую составляющую гидросферы уменьшает различия в температуре между низкими (экваториальными) и высокими (полярными) широтами, так как мощные течения несут к полюсам огромные массы нагретой в тропиках воды, а от полюсов – холодные воды к тропикам. Теплые и холодные океанические течения настолько сильно воздействуют на омываемые ими участки континентов, что существенно меняют широтную географическую зональность. Например, течение Гольфстрим делает Мурманск незамерзающим портом, тогда как Архангельск, расположенный на 500 км южнее, надолго закрывается в период ледостава. Сибирские реки, текущие с юга на север, отепляют прилегающие к ним территории, по их долинам тайга вклинивается далеко в тундру. Наконец, вода на суше уменьшает разницу между дневными и ночными температурами, когда при образовании росы, изморози или тумана в приземном слое воздуха выделяется скрытая теплота.

Пары воды в атмосфере играют и другую, не менее важную роль: они перехватывают и поглощают тепловое (инфракрасное) излучение Земли, создавая парниковый эффект. Роль водяного пара в парниковом эффекте, как уже говорилось, значительно существеннее, чем роль углекислого газа. Атмосферную влагу можно сравнить с теплым одеялом, окутывающим нашу Землю.

Теплопроводность воды. Теплопроводностью называется способность материала проводить тепло. Теплопередача происходит в результате перепада температур между поверхностями, ограничивающими материал. Наиболее полно о теплопроводности воды изложено в следующем материале: «Теплопроводность морской воды: процесс переноса теплоты от слоя (объема) воды с более высокой температурой к слою (объему) с

более низкой температурой. Передача теплоты осуществляется молекулами (молекулярная теплопроводность) или частицами (объемами) вод при их вихревом движении (турбулентная теплопроводность). Количественной характеристикой является *коэффициент теплопроводности*, равный количеству теплоты, переносимой в единицу времени через единичную площадку при градиенте температуры по нормали к ней, равном единице ($0,58 \text{ Вт}/(\text{м}^\circ\text{C})$, а воздуха $0,023 \text{ Вт}/(\text{м}^\circ\text{C})$, т. е. превышает его в 25 раз). Коэффициент молекулярной теплопроводности, как и пресной, – очень малая величина. Коэффициент турбулентной (вихревой) теплопроводности – переменная величина. Передача тепла в море осуществляется также *адвекцией* (перенос воздуха с водяными парами в горизонтальном направлении)». Коэффициент теплопроводности воды $\lambda = \text{Вт}/(\text{м}^\circ\text{C}) = 0,58$ при 100°C . С увеличением температуры он возрастает до максимального значения $0,7 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{K})$ при $t=120^\circ\text{C}$ и дальше уменьшается.

Общее количество передаваемой теплоты измеряется в джоулях (Дж) и обозначается через Q (энтальпия). Теплопроводность воды хорошо отражается в температурном балансе озер (см. Гл. «Озера»), где показаны потоки приходного и расходного тепла Q .

Электропроводность воды. Электропроводность – это численное выражение (микросименс-мкС/см, мСм, μS) способности водного раствора проводить электрический ток благодаря растворенным минеральным солям (ионы Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-). С увеличением температуры растворимость солей повышается и увеличивается электропроводность. Раствору каждой соли соответствует своя электропроводность – удельная. Природные воды представляют в основном смешанные растворы сильных электролитов. Присутствие других ионов, например, железа, марганца, алюминия и др. оказывает влияние на электропроводность лишь при искусственном увеличении их концентрации в качестве загрязнителей.

В полевых условиях измеряется электропроводность общая, показывающая суммарное содержание минеральных веществ (минерализацию) воды. Электропроводность измеряется

в мкСм/см (1 мкСм/см соответствует примерно 0.5 мг/л растворенных солей) (Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши. Л.: Гидрометеиздат, 1977).

Вследствие малой сжимаемости в воде хорошо распространяются звуковые и ультразвуковые волны.

С повышением температуры уменьшаются поверхностное натяжение, плотность и вязкость воды и возрастают электропроводность и скорость звука в воде.

Поглощение и рассеяние водой (снегом, льдом) солнечной энергии. Солнечная энергия, поступающая к поверхности воды (снега, льда), частично проникает в воду и поглощается ею, частично отражается. Поглощенная лучистая энергия превращается в тепловую.

Вода как более или менее прозрачный объект не только отражает, но и поглощает свет (солнечную радиацию). Вода редко бывает зеркально гладкой, поэтому отражение света водой более сложный физический процесс, чем отражение от зеркальных поверхностей. Нарушается и поглощение света при волнениях и ряби на поверхности воды. Вода водоемов редко бывает очень чистой. В ней живут организмы разных размеров и окраски, что так или иначе способствует поглощению световых лучей разного спектра и длины волны. В воде могут быть во взвешенном состоянии разные минеральные частицы: глинистые, кремниевые, слюдистые. Они могут усиливать рассеяние света в воде. Тем не менее воде как природному минералу той или иной чистоты и цвета присущи законы физики относительно поглощения и отражения солнечной радиации с использованием расчетных коэффициентов.

Количество отражаемой от поверхности воды прямой солнечной радиации зависит от угла падения лучей или высоты стояния солнца; отражение рассеянной радиации (от облаков) от высоты солнца не зависит и происходит по другим законам. Отношение отраженной солнечной энергии к поступающей носит название *коэффициента отражения*, или *альбедо*. При больших высотах солнца, порядка 30–80°, от гладкой поверхности воды отражается только 6–2% энергии; при уменьшении высоты солнца количество отраженной энергии быстро возрас-

тает и при угле 15° составляет 21,5%, при 10° – 35%, а при 1° – от поверхности воды отражается 90% падающей на нее прямой солнечной радиации (в полярных широтах). При ветреной погоде возникающие волны ряби рассеивают свет и могут увеличивать освещенность воды в пределах глубины прозрачности в тихую погоду.

Поглощение солнечной энергии изменяется в зависимости от длины световой волны и наличия в воде взвешенных и растворенных веществ. Наибольшего значения он достигает в инфракрасной части спектра (длина волны более 0,76 мкм); наименьшие его значения приходятся на видимую световую часть спектра (длина волны от 0,40 до 0,76 мкм). В ультрафиолетовой части спектра (длина волны менее 0,40 мкм) коэффициент поглощения снова возрастает. Таким образом, вода хуже пропускает инфракрасные лучи и лучше световые (видимые) лучи, которые, проникая вглубь, обуславливают освещенность воды. В видимой части спектра (длина волны от 0,40 до 0,76 мкм) более интенсивно поглощается длинноволновое излучение.

Длинноволновые части спектра, красный и оранжевый цвета (ИК-лучи), поглощаются почти полностью уже на глубине 5–8 метров. Нагревание воды происходит в слое воды 1,0 см ИК-лучами с длиной волны 1,5 мкм, поэтому погруженные растения (рдесты) от солнца не нагреваются, а получают тепло от окружающей воды. На глубинах до метра исчезают желтые цвета спектра. Гораздо дольше проникают синий и зеленый, поэтому сверху мы видим голубой, бирюзовый или зеленый цвет воды. На глубины в сотни метров в морях проникает синий и фиолетовый цвета лучей видимого света.

Распространение звука в воде. Теорией и практикой использования распространения звука в воде занимается наука гидроакустика. *Гидроакустика* – раздел акустики, изучающий распространение звуковых волн в реальной водной среде (в океанах, морях, озёрах и т. д.) для целей подводной локации, связи и т. п. Существенная особенность подводных звуков – их малое затухание, вследствие чего под водой звуки могут

распространяться на значительно большие расстояния, чем, например, в воздухе.

Из-за высокой плотности среды (морская вода в 800 раз плотнее воздуха) в воде звук распространяется гораздо быстрее и дальше, чем в атмосфере. Скорость звука в воде повышается с ростом ее температуры, солености и давления (последнее растёт с глубиной). Звук распространяется в воде в пять раз быстрее, чем в воздухе. Средняя скорость равняется 1400–1500 м/сек (скорость распространения звука в воздухе 340 м/сек). На распространении звука в воде сказывается наличие органических и механических включений в толще воды и различных преград. Пределы дальности распространения подводных звуков лимитируются ещё и т. н. собственными шумами моря, имеющими двоякое происхождение. Часть шумов возникает от ударов волн на поверхности воды, от морского прибоя, от шума перекачиваемой гальки и т. п. Другая часть связана с морской фауной; сюда относятся звуки, производимые рыбами и др. морскими животными (*биогидроакустика*). Например, значительные обросты обшивки корабля вносят помехи в акустические приборы этого корабля и делают его более «слышимым» для других кораблей (подводных лодок) из-за возникающей на поверхности оброста турбулентности. Для водных организмов-животных гидроакустика является средством коммуникации, особенно для морских млекопитающих и рыб. Ориентируясь по направлению и силе звуковой волны животные могут уходить от опасности и находить жертв. Одновременно используются и химические анализаторы.

Поверхностное натяжение. Одним из важнейших физических свойств воды, играющих большую роль в жизни животных и растений, определяющих санитарно-гигиенические и гидрологические характеристики воды, является её поверхностное натяжение. Вода уступает только ртути в способности капли принимать форму шара, благодаря высокому поверхностному натяжению и поверхностному давлению. Благодаря высокой растворяющей способности и способности сцепляться с молекулами почти всех веществ, вода смачивает поверхность

большинства из них, кроме жиров. Именно поэтому она может подниматься вверх по капиллярам горных пород и растений, обеспечивая почвообразование и питание растений. Чем тоньше (уже) капилляр, тем выше вода может подниматься по нему (высота поднятия жидкости в капилляре пропорциональна ее поверхностному натяжению и обратно пропорциональна радиусу канала капилляра и плотности жидкости). Поверхность воды ограничивается пленкой поверхностного натяжения на разделе сред. Толщина пленки и силы сцепления молекул воды в ней могут меняться от температуры (уменьшаются) и от присутствия поверхностно-активных веществ (ПАВ), которые разрушают молекулярные комплексы воды.

Поверхностные водоемы имеют специфическую адаптивную зону в пределах пленки поверхностного натяжения – *нейсталь*, населенную более или менее постоянно организмами, приспособленными жить на поверхности воды (*эпинейстон*), и с нижней стороны пленки поверхностного натяжения (*гипонейстон*). Есть организмы с промежуточными приспособлениями – *плейстон*, представители которых частью тела находятся в воздушной среде над водой, а другой частью – в воде; наружная часть служит для перемещения с помощью ветра (медуза-парусник-велелла, сцифомедуза-физалия-португальский корабль, пресноводная ряска), а подводная часть – основное тело с питающими органами: корнями (ряска), гидрантами (физалия). Эпинейстонные организмы, опираются на пленку поверхностного натяжения своим телом или конечностями и передвигаются по ней, благодаря несмачиваемости их тела или конечностей (подуры, клопы-водомерки, жуки-вертячки). Гипонейстонные организмы прикрепляются к пленке поверхностного натяжения с помощью опушенных дыхалец (клопы-гладыши, личинки комаров-кулицид, мух, слепней), плоской ноги (моллюски-прудовики), ресничной брюшной поверхности (планарии), благодаря наличию газовых пузырьков между спинными плавниками (мальки хамсы и кефали) и капелек жира в икринках хамсы, кефали, камбалы. Прикрепляясь снизу конечностями или другими частями тела, гидробионты могут передвигаться

по ней – это гипонейстонные организмы, например улитки-прудовики, личинки комаров, рачки. Есть растительные и животные организмы, которые занимают как бы промежуточное положение – это плейстонные организмы, которые перемещаются с помощью ветра, например ряски и медузы-парусники и португальские кораблики.

Удивительные свойства воды позволили возникнуть и развиться жизни на Земле. Благодаря им вода может играть незаменимую роль во всех процессах, совершающихся в биосфере.

Несмотря на уникальность свойств, а может быть, и благодаря им, а также в связи с устойчивостью и распространенностью на Земле, вода была выбрана в качестве вещества, некоторые физические характеристики которого стали единицами измерений *температуры, тепла и массы*. Температуру замерзания воды в условиях нормального атмосферного давления приняли за нуль, а температуру кипения – за 100° в широко принятой шкале Цельсия. Количество тепла, необходимого для нагревания 1 г воды от 15 до 16°C , назвали *калорией* и использовали эту единицу для измерения количества тепла. Масса 1 см^3 дистиллированной воды при температуре ее наибольшей плотности названа *граммом* и используется для определения массы.

Глава 3. Круговорот воды

Круговорот воды на Земле, называемый также гидрологическим циклом, включает поступление воды в атмосферу при испарении и возвращение ее назад в результате конденсации и выпадения осадков.

Все элементы гидросферы, непосредственно связанные и несвязанные между собой водными массами, объединяются глобальным процессом круговорота (влагооборота) воды на Земле. В этот процесс вовлекаются элементы литосферы и воздушные массы атмосферы. В целом все среды жизни и среды обитания организмов, составляющие биосферу нашей планеты, связаны воедино круговоротом воды и транспортом питательных веществ для организмов. Круговорот воды в последние столетия обеспечивает все сферы жизни переносом и глобальным перераспределением загрязнений от хозяйственной деятельности людей.

Этот глобальный процесс круговорота воды обеспечивается главными движущими силами – тепловой энергией и силой тяжести (гравитацией). Под влиянием тепла происходят испарение, изменение состояний и свойств воды и конденсация водяных паров в атмосфере, а под влиянием силы тяжести – выпадение осадков, течение рек, движение ледников, почвенных и подземных вод. Действие этих сил неравнозначно в отдельных звеньях круговорота воды. Рассматривая их, мы будем оценивать значение каждой из них.

Круговорот воды обеспечивает водообмен в отдельных составляющих гидросферы. Этот водообмен может быть естественным и нарушенным, например, при арегуливировании рек и при широком применении орошаемого (поливного) земледелия.

В гидрологии рассматриваются 8 звеньев влагооборота: атмосферное, океаническое, подземное (литогенное), почвенное, речное, озёрное, биологическое и хозяйственное.

Атмосферное звено – главнейшее звено круговорота, благодаря которому и происходит объединение всех не связанных между собой непосредственно элементов гидросферы. Оно характеризуется переносом влаги в процессе циркуляции воздуха и выпадением атмосферных осадков. Отличается устойчивостью

по годам в целом, но изменчивостью по сезонам в отдельных регионах.

Влага, испаренная с поверхности океана, суши, поверхностных водоемов, растений и животных, а также часть дегазационной воды мантии (1 км^3 в год) находится в разных агрегатных состояниях в атмосфере: парообразном, жидком (капли), твердом (снег, лед, крупа), конденсированном на минеральных и органических частицах (в аэрозолях). При объединении частиц и достижении определенной массы, под действием силы тяжести, образуются и выпадают осадки – дождь, снег, град, крупа.

В атмосферном круговороте есть большой океанический круговорот (90% испаренной влаги возвращается в океан – 1140 мм осадков), малый поверхностный (10% от испаренной с океана влаги) и большой поверхностный (90% от испаренной с суши влаги). Атмосферные осадки, выпавшие на суше (765 мм), опять испаряются (58%), остальные 40% образуют поверхностный сток, формирующий реки, ручьи, озера и болота, а 2% просачиваются в почву и образуют грунтовые воды, часть которых уходит в подземный сток (История гидросферы, 1998).

Суша получает от атмосферного звена больше воды, чем с нее испаряется на 40 – 43 тыс. км^3 в год, приходящие с переносом влаги атмосферы с океана. Без такой прибыли влаги жизнь на суше была бы значительно беднее.

Океаническое звено. Примерно 86% влаги поступает в атмосферу за счет испарения с поверхности океана и менее 14% – за счет испарения с суши; 90% океанической влаги в виде осадков возвращается в океан, а 10% участвует в малом поверхностном круговороте.

Испарение воды с поверхности океана неравномерно по его акватории. Это можно хорошо видеть по разности между испарением и осадками. В экваториальной зоне испаренной воды меньше годовой суммы осадков. В умеренных широтах испаряется воды также меньше, чем выпадает осадков, но основная причина здесь другая – недостаток тепла. В тропической и субтропической зонах с поверхности океана испаряется влаги больше, чем выпадает. Происходит это потому, что в зоне пассатов

облачность бывает реже, тепла здесь много, а осадков выпадает относительно меньше.

Огромную роль в океаническом круговороте играют морские течения. Они переносят воды на три порядка больше, чем все реки мира, а обусловленный ими водообмен в 50 раз интенсивнее водообмена, вызванного атмосферными осадками, выпадающими на поверхность океана, и испарением. Благодаря им водообмен для Мирового океана составляет примерно 60 лет; наименее интенсивен водообмен Тихого океана (более 100 лет), для Атлантического океана требуется около 50 лет, для смешения вод Индийского – 40 лет, столько же лет в среднем требуется и для полного перемешивания вод Северного Ледовитого океана (Корт, 1962). Океанический круговорот в значительной степени определяет гидроклиматический режим суши.

Литогенное звено. В активном литогенном звене круговорота воды (связь с поверхностными водами) участвует 4 млн км³ пресных и слабосоленых вод. Они образуются из части осадков, выпадающих на сушу. Накопление глубинных сильносоленых вод и рассолов происходит в течение многих миллионов лет. На глубинах (чаще всего более 1–2 км) образовались огромные скопления воды (56 млн км³). Но их участие в круговороте воды выражено весьма слабо.

Воды активного водообмена питают поверхностные водоемы, но при условии достаточной влаги в верхних слоях земли, образуемой осадками. Там, где осадков мало, питание водоемов недостаточное и они могут пересыхать в засушливый период (Средняя и Центральная Азия, Африка). Интенсивность водообмена в литосфере определяется геологическим строением, географией, ландшафтом и климатом регионов. Наличие толстого почвенного покрова, проницаемых пород (туфов Армении), растительности и влажного климата увеличивает объемы вод, участвующих в круговороте и ускоряет последний.

Почвенное звено. Почвенное звено – основа литогенного звена круговорота. Почвенная влага непосредственно связана с биологическими процессами, т. к. почва сама по себе – биогеоценоз со всеми его биотическими и абиотическими составляющими.

ми. Почвенная влага в количестве и качестве зависит от осадков, структуры почв, развития растительности (расход на транспирацию), климата региона и уровня поверхности. При недостаточности почвенной влаги при ведении сельского хозяйства применяется поливное (орошаемое) земледелие. В полярных и субполярных регионах почвенная влага в основном представлена вечной мерзлотой. В умеренных широтах наиболее оптимальный режим водооборота почвенной влаги.

Речное звено. Это наиболее изученное звено круговорота воды. Водный поток – это уже сам по себе водообмен. Чем быстрее течение, тем интенсивней водообмен и лучше природные свойства воды. Например, р. Волга до создания каскада водохранилищ протекала от истока до устья за 1,5 месяца, была чище и в ней в массе водились осетровые рыбы. Сейчас вода Волги протекает свой путь за 1,5–2,0 года, что делает ее более грязной и непригодной для осетровых.

Реки возвращают в Мировой океан через морские устья часть воды, испарившейся с океана и выпавшей на суше.

Все источники питания рек делятся на две группы: поверхностные и подземные. Поверхностный сток, или вода, стекающая в русла рек по поверхности почвы, образуется за счет осадков, таяния горных снегов и ледников. При интенсивном образовании талых вод на реках возникают паводки. В отсутствие осадков и талых вод реки находятся в своих коренных руслах и могут пересыхать. При обильных дождях могут быть высокие половодья, что характерно для рек Приморья в муссонные дожди осенью и рек Западной Европы в зимний период.

Паводки могут наносить огромный вред жителям сельских мест: затопление угодий, смывы плодородного слоя, разрушение домов и строений, гибель скота. В горных местностях могут образовываться разрушительные *сели*.

Люди всегда следили за уровнем воды в реках и старались предупредить пагубные последствия паводков. В Египте и Китае люди вовремя покидали районы разливов рек (Нила, Хуанхэ) и возвращались туда после спада воды, принесшей на поля плодородный ил. Уже в XX в. до н. э. в Древнем Египте проводи-

лись наблюдения над уровнями воды Нила. В Асуане сохранился древнейший *нилометр*. Нилометр более позднего времени существует на о-ве Рода в черте г. Каира.

Озерное звено. Озерное и речное звенья круговорота воды неразрывно связаны обменами их водных масс. Озер, не связанных с реками, очень мало: они либо проточны, либо в них впадают реки.

Главной действующей силой озерного круговорота является испарение ($500\text{--}600\text{ км}^3$). Уровень озер зависит от испарения и притока поверхностных вод. Только в немногих озерах преобладает подземное питание. Например, с Каспийского моря испаряется ежегодно слой почти метровой мощности, а в прибрежных районах, большей частью засушливых, вся вода, выпавшая в виде осадков, $200\text{--}300\text{ мм}$, т. е. в $3\text{--}5$ раз меньше, чем испаряется с поверхности воды. В районах, лучше увлажненных (на севере или в экваториальной зоне, где в почвенном покрове почти всегда имеется влага), разница в количестве воды, испаряющейся с суши и с поверхности озер, уменьшается.

Главная роль проточных озер в круговороте воды – регулирование речного стока, его выравнивание во времени. Реки, вытекающие из озер (Ангара из Байкала, Бия из Телецкого, Нева из Ладожского), зависят от уровня озер; озера, питающиеся реками, – от паводкового или меженного уровня рек.

Однако водорегулирующее значение еще в большей степени имеют искусственные озера – водохранилища. По новейшим данным, на земном шаре создано около $1\,350$ водохранилищ, имеющих объем более 100 млн м^3 .

Биологическое звено. Это звено круговорота воды очень сложно и многообразно. В нем участвуют водные и наземные организмы. Остановимся на наиболее важных его чертах, непосредственно связанных с жизнью организмов.

Наземные организмы на $47\text{--}70\%$ состоят из воды. Вода нужна для обмена веществ, питания, купания и часто для размножения. Людям для питья и приготовления пищи нужно $2,5\text{--}3,0\text{ л}$ в день или около 1 м^3 воды в год, а на всех людей – $3,3\text{ км}^3$. Больше воды потребляется домашними животными – примерно, $25\text{--}30\text{ км}^3$ /

год; дикими животными не меньше. Таким образом, получается более 50 км³ в год. В глобальном круговороте это немного, но дело усложняется тем, что животные выделяют уже не воду, а растворы, больше или меньше насыщенные продуктами жизнедеятельности.

Важнейший биологический процесс – фотосинтез – происходит при участии воды.

К биологическим процессам, наиболее ощутимым в круговороте воды, относится транспирация – процесс поглощения, преобразования и испарения части воды при дыхании и теплообмене со средой. Это регулируемый самим растением процесс, зависящий от влажности среды обитания. Растения могут экономить воду (ксерофиты) и интенсивно ее испарять (гигрофиты). Транспирационную способность растений часто оценивают по коэффициенту транспирации, характеризующему объем воды, который должен израсходоваться для образования единицы веса сухого вещества растения. Например, для образования 1 т наземной растительной массы пшеницы, т. е. зерна и соломы, расходуется 300 – 500 м³ воды («продуктивное испарение»). Испарение с почвы – «непродуктивное испарение».

Расход воды на транспирацию зависит от большого числа факторов: от характера самого растения (степени его ксерофитности), от условий погоды, от наличия влаги в почве. В сухую жаркую погоду растение нуждается в расходовании большого количества воды на транспирацию для теплообмена. Растения, как и животные, «потеют» и охлаждаются с испарением воды.

В среднем расход воды на транспирацию составляет не менее половины суммарного испарения с суши, т. е. около 30–35 тыс. км³ в год. Эта величина равнозначна почти 7% от испарения с поверхности земного шара, включая и океан.

Хозяйственное звено. Отличается от всех других своим неестественным происхождением. Оно состоит в использовании воды как природного ресурса для технических и технологических процессов. Различают водопользование и водопотребление. В первом случае основная часть воды возвращается в природу более или менее измененной и участвует в круговороте, в другом

случае основная часть воды расходуется на создание новых продуктов, содержащих более или менее связанную воду и изымается из круговорота. Для первого случая хорошим примером может служить забор воды из водоемов на охлаждение агрегатов ТЭС и АЭС и ее возврат в водоем более или менее подогретой. В случае орошаемого земледелия вода, забираемая из водоисточника на орошение, в значительной мере испаряется с почвы, уходит в атмосферу и теряется для водоема, из которого она бралась. Такие водоемы обычно мелеют. Примером могут служить реки Аму-дарья и Сыр-дарья, Дон, воды которых разбираются на орошение, и они мелеют, теряют свою водность.

Водный баланс Земли

(раздел составлен по кн. «История гидросферы»:
Р. К. Клиге, И. Д. Данилов, В. Н. Конищев, 1998)

Водный баланс Земли по существу является количественным выражением глобального круговорота воды: всех форм прихода и расхода воды в атмосфере и на поверхности земного шара (рис. 3).

Обычно при расчетах водного баланса принимается, что количество испарившейся влаги с поверхности океана равно осадкам на его поверхность плюс приток вод с территории суши, баланс которой как бы равен количеству осадков, выпавших на ее территории, минус испарение и сток в Мировой океан (Мировой водный баланс. ..., 1974). В этом случае уравнение водного баланса для океана и территории суши может быть представлено через слой испарения с поверхности океана и морей (Z_o), слой осадков на поверхность океана и морей (X_o), слой стока с территории суши (Y) и соответствующие площади суши и океана (F_c , F_o):

$$\begin{aligned} F_o Z_o &= F_o X_o + F_c Y \\ F_c Z_c &= F_c X_c - F_c Y. \end{aligned}$$

Из этих уравнений видно, что количество испарившейся влаги с поверхности Земли должно быть равно количеству осадков на ее поверхности.

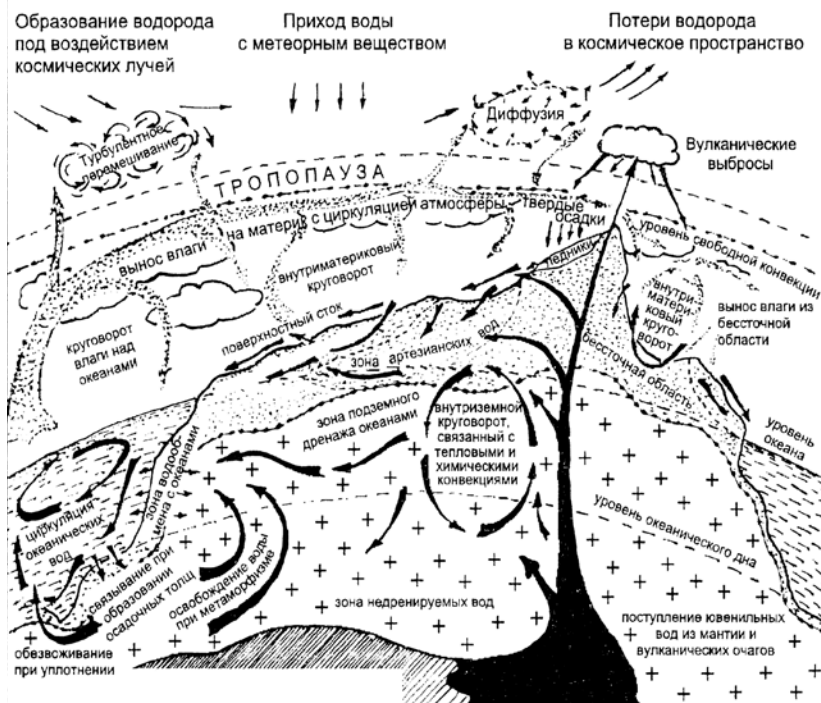


Рис. 3. Глобальный водообмен
(Абрамов, 1966; Клиге и др., 1998)

В действительности же равновесие составляющих водного баланса может быть лишь относительным. На самом деле все составляющие водного баланса непрерывно изменяются и баланс складывается то в пользу океана, то в пользу суши.

Ежегодно в круговороте на поверхности Земли участвует более 1 млн км³ воды, что составляет около 0,1% от объема вод активного водообмена. С поверхности морей и океана ежегодно испаряется 510 тыс. км³ воды (38%), а с поверхности суши – около 70 тыс. км³ (12%). Обратно на поверхность океана выпадает 90% испарившейся с нее влаги и 10% возвращается в океан в виде притока речных, подземных и ледниковых вод. На суше в виде атмосферных осадков выпадает около 120 тыс. км³ воды, из которых 58% идет на испарение, а 42% стекает обратно в моря и океаны (табл. 3).

Таблица 3

Средний годовой водный баланс Земли
(Р. К. Клиге и др., 1998)

Элементы баланса	Объем воды, км ³ /год	Слой воды, мм	% от расхода
Земной шар в целом			
Испарение	-577060	-1132	100
Атмосферные осадки	+577060	+ 1132	100
Мировой океан			
Испарение	-507150	-3402	100
Атмосферные осадки	+457230	+1264	90,2
Речной сток	+44180	+122	8,7
Ледниковый сток	+3X50	+ 11	0,8
Подземный сток	+2500	+7	0,5
Невязка баланса	+610	+2	0,1
Территория суши			
Атмосферные осадки	+119830	+804	100,0
Испарение	-69910	-469	58,3
Речной сток	-44180	-296	36,7
Ледниковый сток	-3850	-26	3,2
Подземный сток	-2500	-17	2,1
Невязка баланса	610	-4	0,5

На территории суши, помимо основных элементов водного баланса, таких как суммарные осадки, испарение и сток, необходимо учитывать и подземную часть стока, количество влаги, сформировавшейся за счет конденсации водяных паров атмосферы, поступление глубоких артезианских вод, вод, образовавшихся в процессе биологических превращении, и т. д. В расходную часть следует отнести также пополнение глубоких подземных горизонтов, затраты воды в процессе жизнедеятельности животных и растительных организмов и другие. Необходимо учитывать аккумуляцию вод в почво-грунтах, в руслах рек, в озерах и водохранилищах, в болотах и различных понижениях, ледниках и мерзлоте, влияние различной хозяйственной деятельности (Бабкин, Вуглинский, 1982).

В истории Земли неоднократно отмечались крупные изменения водно-балансовых характеристик. Это обычно было связано с колебаниями прихода солнечной радиации и соответствующих изменений в климатических условиях.

В период похолоданий увлажненность материков увеличивается, нарастают ледники, уровень Мирового океана понижается. В периоды потепления, наоборот, испарение с континентов увеличивается (отрицательный элемент баланса), тают ледники, уровень Мирового океана повышается.

В настоящее время на Земле наблюдается межледниковье. Произошло сокращение ледников, но их масса еще велика (24 млн км³). Возможное потепление климата на 2–5°C приведет к существенному нарушению водного баланса в результате таяния ледников. При полном их исчезновении уровень воды в океане может подняться на десятки метров, приводя к катастрофическим последствиям в прибрежных районах.

Глава 4. Мировой океан

Мировой океан – глобальная водная стихия, колыбель жизни, созидатель и разрушитель, необъятная и почти нетронутая кладовая природных ресурсов, аккумулятор и конвертор тепла для суши, «кухня климата» и бесконечные водные пути расселения и общения людей.

Мировой океан (М. о.) и его подразделения

Площадь поверхности Земли равна 510 млн км². Из этой площади водами М.о. вместе с его морями покрыто 361,3 млн км² (71% поверхности земного шара), в то время как площадь суши составляет 149 млн км² (29%). Вода и суша распределены на земном шаре крайне неравномерно. Так, в Южном полушарии океаническая поверхность занимает 206 млн км² (81% площади полушария), Северном – 155 млн км² (61%). Учитывая преобладающую водную поверхность планеты, ее следовало бы назвать океаном. Это заметили первые космонавты с орбит космических кораблей. При общем запасе воды в гидросфере около 1,5 млрд км³ наибольшее ее количество находится в М. о. (96,5%). Но величина объема воды в М. о. до сих пор уточняется, т. к. средняя глубина – 3,7 км – величина переменная.

Мировой океан подразделяют на 4 отдельных океана Северный Ледовитый, Атлантический, Тихий, Индийский или 5 океанов (в зарубежной океанографии), добавляя Южный, окружающий Антарктиду в границах холодного Антарктического циркумполярного течения. В таблице 4 приводятся географические параметры М. о. принятыми отечественными географами.

Каждый океан имеет свои ответвления – моря и заливы. По морфологическим и гидрологическим признакам моря подразделяются на *окраинные (открытые)*: Баренцево, Карское, Берингово; *средиземные ((внутриматериковые (Черное, Азовское, Балтийское) и межматериковые (Средиземное)) и межостровные (Южно-Китайское, Филиппинское).*

Заливы – часть моря или океана, вдающаяся в сушу, но не отделенная от океана или моря островами или поднятиями дна и

вследствие этого имеющая свободный водообмен с другими частями моря или океана (фиорды, бухты, лагуны, лиманы, губы и др.). Некоторые моря отнесены к заливам (Персидский, Мексиканский, Бенгальский, Гудзонов), а заливы – к морям, хотя по своему режиму должны быть названы заливами (море Бофорта, море Линкольна и др.). Моря соединяются с океаном проливами (Гибралтарский, Дарданеллы, Дрейка).

Таблица 4

Основные морфометрические характеристики океанов

<i>Океан</i>	<i>Общая площадь, млн км²</i>	<i>Площадь зеркала, млн км²</i>	<i>Площадь островов, млн км²</i>	<i>Объем воды, млн км³</i>	<i>Средняя глубина, м</i>	<i>Наибольшая глубина, м</i>
Тихий	182,6	178,7	3,9	707,1	3957	11034
Атлантический	92,7	91,7	1,0	330,1	3602	9219
Индийский	77,0	76,2	0,8	284,6	3736	7450
Северный Ледовитый	18,5	14,7	3,8	16,7	1131	5220
Мировой океан	370,8	361,3	9,5	1338,5	3704	11034

Уровень океанов и морей и причины его колебания

Уровень моря – положение свободной поверхности Мирового океана, измеряемое по отвесной линии относительно некоторого условного начала отсчёта. Это условный уровень. На самом деле *уровенная поверхность* М. о. постоянно изменяется во времени и пространстве под влиянием многих факторов: температуры, атмосферного давления, ветра, приливообразующих сил, водного баланса, течений и т. д.

Колебания уровней океана изучаются на специальных *уровнемерных постах*. Первые такие посты были открыты в XVII в. (1682 г. – Амстердам, 1704 г. – Кронштадт); в настоящее время на океанических побережьях наблюдение за уровнем воды ведут бо-

более 1500 постов. *Средние многолетние уровни* вычисляют в каждой точке отдельно. Эти уровни являются исходными для определения абсолютных высот на суше и глубин морей. В каждой стране за стандарт принята одна такая точка. В России отсчеты глубин и высот ведутся от уровня Финского залива в Кронштадте (нулевой уровень Кронштадского футштока). В Западной Европе все отсчеты производятся от уровня Северного моря.

Физико-химические свойства вод океана

Химические свойства вод океана. В воде Мирового океана растворено около 50 000 000 миллиардов тонн солей. Они содержат многие известные элементы (32) таблицы Менделеева. Часть элементов обнаруживаются как микроэлементы, встречающиеся в растворах и в организмах, аккумулирующих их из воды. Таковы, например, кобальт, никель и олово, найденные в крови голотурий, омаров, устриц и других животных. Среднее количество растворенных в водах Мирового океана твердых веществ составляет около 3,5% по весу. Больше всего в морской воде содержится хлора – 1,9%, натрия – 1,06%, магния – 0,13%, серы – 0,088%, кальция – 0,040%, калия – 0,038%, брома – 0,0065%, углерода – 0,003%. Содержание остальных элементов, в том числе биогенных и микроэлементов, драгоценных металлов, ничтожно мало – менее 0,3%.

Главнейшие распространенные в воде элементы обычно находятся в ней не в чистом виде, а в виде соединений (солей). Основными из них являются: 1) хлориды (NaCl , MgCl), доля которых равна 88,7% всех растворимых в воде веществ. Они придают воде горько-солёный вкус; 2) сульфаты (MgSO_4 , CaSO_4 , K_2SO_4), которых в морской воде содержится 10,8%; 3) карбонаты (CaCO_3), доля которых составляет 0,3% всех растворенных солей.

Общее содержание твердых веществ в граммах, растворенных в морской воде (*солёность*), принято выражать в тысячных долях весовых единиц – *промилле* и обозначать знаком ‰. Средняя солёность мирового океана 35‰. Для калибровки приборов в Бискайском заливе добывается так называемая нормальная вода с солёностью близкой к 35‰.

Состав веществ (их соотношение) и соленость морской воды близки для вод разных регионов на поверхности и в глубине. Соленость морской воды можно измерить по доминирующему элементу – хлору с использованием так называемого хлорного коэффициента:

$$S = 1.81 \times Cl \text{ (содерж.) (\%)}.$$

Число 1,81 носит название *хлорного коэффициента*.

Некоторые *внутриматериковые* (опресненные) моря могут иметь несколько отличный солевой состав, и поэтому для них эта формула непригодна и соотношения между солями устанавливаются для каждого моря отдельно.

Соленость воды в поверхностном слое может колебаться в пределах 32–37‰ и зависит от климатических условий (разности испарения и количества выпадающих осадков). Наименьшая соленость на поверхности открытой части Мирового океана наблюдается в высоких широтах (в Арктике около 32‰). Это объясняется значительным превышением осадков над испарением, большим речным стоком (в Северном полушарии), таянием плавучих льдов. Наибольшая соленость наблюдается в Красном море – в основном 35–37‰, но местами до 42‰. Здесь нет крупных притоков и высока интенсивность испарения. Изменение солености в сезонном аспекте наиболее выражено в морях умеренных широт, и особенно во внутренних морях, в весенний период.

Соленость глубинных вод, начиная с 200–1000 м, остается практически неизменной, в пределах 34,7–34,9‰, что способствует сохранению богатой реликтовой глубоководной фауны на протяжении миллионов лет.

Газы в воде океана. Концентрация растворенных газов в морских водах вполне согласуется с их содержанием в атмосфере. Газообмен между атмосферой и М. о. протекает со времени образования даже первичной гидросферы и усложняется с появлением и развитием жизни в М. о. Загрязнения океана приводит к нарушениям газообмена, особенно при наличии нефтяной пленки на поверхности воды. Увеличение первичной продукции в океанических водах за счет поступления с загрязнениями биогенных веществ, прежде всего азота и фосфора, приводит к накоплению

в донных осадках органических веществ. В процессах окисления и особенно восстановления органических осадков в придонных слоях наблюдается увеличение концентраций углекислого газа, метана и сероводорода.

Особое значение имеет **кислород**. Содержание его изменяется в зависимости от развития фитопланктона как продуцента кислорода и зоопланктона и нектона, как потребителей; ветрового перемешивания и изменения температуры и солености воды. Поэтому содержание его от экватора к полюсам возрастает. С глубиной и ближе ко дну содержание кислорода обычно уменьшается, но выравниванию концентраций способствуют глубинные течения.

Азот как наиболее массовый по объему газ атмосферы проникает в воду в достаточных количествах и используется в физиологических процессах растений и животных. Есть водоросли, усваивающие азот атмосферы непосредственно, – это синезеленые. Другим, менее значимым, источником азота в океане является его поступление в воду в процессе деструкции отмершего органического вещества. Только некоторые придонные бактерии превращают его в нитраты и аммиак. Содержание последних в воде показывает ту или иную степень экологического неблагополучия локальных акваторий в связи с загрязнениями.

Углекислый газ, в отличие от кислорода и азота, находится в воде океана в основном в связанном виде, в виде углекислых соединений – карбонатов и бикарбонатов. В приповерхностный слой воды (эпипелагиаль) CO_2 поступает из атмосферы в соответствии с интенсивностью процессов фотосинтеза. Внутренними источниками поступления CO_2 являются дыхание организмов, растворение известковых пород дна и берегов, донных органогенных отложений (скелетов, раковин и т. д.), при подводных вулканических извержениях, с подъемом глубинных вод (*апвеллинг*). Как и кислород, углекислый газ растворяется быстрее в холодной воде, поэтому поступление его в воду интенсивнее происходит в высоких широтах, а выделение – в экваториальных. Растворимость углекислого газа в воде в десятки и сотни раз превышает растворимость кислорода, поэтому океан его содержит в 60 раз больше,

чем атмосфера. Расходуется углекислота на фотосинтез растений и на образование организмами скелетов и раковин.

В воде морей количество и распределение газов может быть существенно иным, чем в океанах. На дне некоторых морей при разложении органических веществ и в результате жизнедеятельности микроорганизмов образуется сероводород. Это очень ядовитое вещество. Главное условие его образования – слабое вертикальное перемешивание и, как следствие его, отсутствие кислорода на глубинах. Присутствие сероводорода отмечено в некоторых глубоких фьордах Норвегии, в Каспийском, Черном, Красном и Аравийском морях. Не исключена возможность сероводородного заражения океанов.

Физические свойства вод океана. Физические свойства морской воды прежде всего зависят от солёности. Поэтому все параметры морской воды различны в разных географических частях океанов и морей, поверхностных и глубинных водах.

Плотность. Плотность морской воды (при температуре 20°C и солёности около 3,5% = 35‰) примерно 1,03, т. е. несколько выше, чем плотность пресной воды (1,0). Плотность поверхностных слоев воды возрастает по мере охлаждения, испарения и образованием льда. В открытом океане плотность, как правило, определяется температурой и поэтому от экватора к полюсам растет. С глубиной плотность воды в океане увеличивается и в отсутствие водообмена может оставаться постоянной тысячи лет.

С плотностью воды связана вязкость и поверхностное натяжение воды. Поскольку морская вода имеет низкую вязкость и высокое поверхностное натяжение, она оказывает относительно слабое сопротивление движению корабля или пловца и быстро стекает с различных поверхностей.

Оптические свойства морской воды. Морская вода прозрачнее материковых вод из-за относительно меньшего содержания взвешенных веществ, обычно поступающих в моря и озера через притоки. Максимальная океаническая прозрачность воды по стандартному диску Секки 100 м. Зарегистрировано проникновение солнечных лучей в океан до глубины 700 м. Значитель-

но уменьшается прозрачность воды в период массового развития планктона, а также во время таяния льдов.

Лучистая энергия Солнца, проникая в толщу воды, рассеивается и поглощается. Совокупным действием отражения и рассеивания света в воде обуславливается ее цвет. Поток световой энергии, исходящий из глубин моря, вызывает голубой или синий цвет, который и является собственным цветом чистой воды. Особенности цвета воды каждого моря зависят от содержания в воде взвешенных частиц органического и минерального происхождения, растворенных газов и прочих примесей. Вот почему в наиболее «чистых» тропических водах цвет моря темно-голубой и даже синий, в шельфовых морях – зеленоватый, а в мутных прибрежных морях имеет желтые оттенки.

Говоря об оптических свойствах морской воды, следует упомянуть и о таких явлениях, как свечение и «цветение» моря. Свечение поверхности моря в ночное время объясняется светом, излучаемым морскими организмами (биолюминесценция планктонных организмов). «Цветение» моря внешне выражается в появлении окраски воды за счет массового развития водорослей.

Распространение звука в океане. Звуковые волны могут распространяться под водой на тысячи километров со скоростью в среднем 1500 (1400–1550) м в секунду. Скорость звука в океане неодинакова по слоям и регионам и зависит от плотности, т. е. от температуры, солёности и давления. Максимальные скорости приурочены к глубинам 1200–1300 м. На этом уровне в воде существует своеобразный «звуковой канал», в котором звук распространяется, как в «трубе», на очень большие расстояния без потери энергии. Морские млекопитающие используют свою звукопроницаемую среду обитания для коммуникации с помощью издаваемых звуков высокой частоты.

Электропроводность морской воды примерно в 4000 раз выше, чем электропроводность пресной воды. Вообще электропроводность характеризует общее содержание растворенных солей в воде (в том числе и тех, которые обуславливают жесткость воды). Электрическая проводимость природной воды зависит в основном от концентрации растворенных минеральных солей и

температуры. Природные воды представляют в основном растворы смесей сильных электролитов. Минеральную часть воды составляют ионы Na^+ , K^+ , Ca_2^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- . Этими ионами и обуславливается электропроводность природных вод. Присутствие других ионов, например, Fe_3^+ , Fe_2^+ , Mn_2^+ , Al_3^+ , NO_3^- , HPO_4^- , H_2PO_4^- не сильно влияет на электропроводность, если эти ионы не содержатся в воде в значительных количествах. С увеличением температуры электропроводность возрастает. Наличие в воде сестона (*биосестон+триптон*) и взвешенных минеральных веществ увеличивают электропроводность.

Тепловой режим океанов и морей. Поверхность М. о. (слой толщиной 1 см) поглощает до 94 (99,6)% поступающего на нее коротковолнового (ИК-лучи) солнечного тепла (в поясе между 30 с. ш. – 30 ю. ш.), тогда как для суши этот показатель равен всего 55–65%. Благодаря этому и большой теплоемкости воды, М. о. представляет собой мощный накопитель тепла, регулирующий температурный режим тропосферы, и является «кухней погоды» для материков и особенно островных и прибрежных территорий суши.

В температурном балансе М. о. (в *кал.*) приходную часть тепла составляют: 1) солнечная радиация (прямая и рассеянная); 2) тепло от поглощении длинноволнового излучения атмосферы (встречная радиация); 3) тепло впадающих рек; 4) тепло осадков (\pm); 5) тепло конденсированной влаги; 6) тепло Земли, в том числе прибрежий и мантии. Основные потери тепла происходят при испарении (наибольшая затрата тепла на испарение отмечается в районах высокого атмосферного давления – между 20° с. ш. и 20° ю. ш.), нагревании воздуха, притока холодной воды рек, таянии льдов и других процессов.

Средняя температура на поверхности всего Мирового океана равна 17,4°C, т. е. превышает на 3°C среднюю температуру воздуха на земном шаре. Самый теплый океан – Тихий, у которого средняя температура воды на поверхности равна 19,1°C. В Индийском она равна 17,6°C, в Атлантическом – 16,9°C, а в Северном Ледовитом – 0,75°C. Самая низкая температура (–1,7°C) наблюдалась в феврале в Северном Ледовитом океане, самая высо-

кая (+ 32°C) в августе на поверхности Тихого океана. В Красном море вода может прогреваться до 35°C. В среднем в году поверхность океана в Южном полушарии холоднее, чем в Северном за счет охлаждающего воздействия вод Антарктики.

Температура воды с увеличением глубины понижается. Но этот процесс в разных широтах происходит неодинаково в связи с водообменом глубинных вод. Суточные и годовые колебания температуры оказывают существенное влияние на химические и биологические процессы в океане. Развитие жизни в М.о. подчиняется следующей закономерности: видовое богатство (разнообразие) возрастает от высоких широт к низким, но продуктивность сообществ толщи воды выше в высоких широтах. Так, кормовая база рыб и китов выше в северных частях Атлантического и Тихого океанов и в антарктических водах. Это показывают уловы рыбы и кормовые миграции усатых китов. Кроме того, индивидуальные размеры и массы родственных организмов выше в высоких широтах (правило Бергмана – Копа: экономия тепла за счет увеличения размеров и объема).

В океанических морях, как и в озерах, на разных глубинах наблюдаются зоны температурного (*термоклина*) и плотностного (*пикноклина*) скачка. Этот слой интересен тем, что в нем «зависают» трупы животных и отмершие клетки фитопланктона. Здесь интенсивно протекают процессы аэробной деструкции органического вещества. Вынос таких обогащенных органическим веществом и биогенами (азот, фосфор) вод в районах *апвеллинга* резко увеличивает продуктивность, прежде всего первичную, и может наблюдаться «цветение воды» водорослями.

Льдообразование в океане и замерзание океана. Ледовый режим М.о. океана может рассматриваться лишь для акваторий высоких широт и для некоторых внутренних морей высоких и умеренных широт, поскольку средняя температура М.о. равна +3,7°C, а в приполярных районах –0,7°C (температура замерзания морской воды –1,6–1,9°C).

Замерзание морской воды как в малых объемах, так и моря в целом протекает иначе, чем пресной воды и, например, озера. Все дело в солености воды. При солености 24,7‰ температура

замерзания и наибольшей плотности одинакова ($-1,332^{\circ}\text{C}$). При солености больше 24,7‰ температура наибольшей плотности **ниже** температуры замерзания. Поверхность воды замерзает при отрицательной, но более высокой температуре, чем с нижней стороны ледовой корки.

Процесс льдообразования изучен достаточно хорошо и даже находит применение в медицинской практике. Образующиеся кристаллы льда лишь частично сохраняют соли, но большая часть их стекает вниз, поэтому соленость воды под тонким ледяным слоем (*салом*) становится выше, следовательно, нарастание льда снизу будет проходить при понижающейся температуре. Соленость льда уменьшается сверху вниз. Существует понятие молодого (*молодик*) и старого льда. Чем старше лед, тем он преснее.

Замерзание моря в целом может происходить по всей акватории. На открытых пространствах кристаллизация приводила к образованию *сала*. Если на поверхность воды выпадает снег, то образуется *снежура*. При спокойном состоянии поверхности воды при смерзании сала возникает тонкая корка льда (5–10 см) – прозрачная, хрупкая в опресненной воде (*склянка*) и матовая, эластичная в соленой (*нилас*). Во время волнения из ледяного сала, снежуры, склянки и ниласа образуется *блинчатый* лед – пластины льда преимущественно круглой формы от 30 см до 3 м в диаметре. При дальнейшем нарастании склянки и ниласа и при смерзании блинчатого льда образуется молодой лед (*молодик*), толщиной 10–30 см.

Вдоль берега появляется полоса неподвижного льда, состоящего из ниласа или из молодика – *забереги*. Постепенно нарастая, забереги превращаются в более широкую полосу – *береговой припай*. В некоторых районах припай разрастается на сотни километров от берега (например, в море Лаптевых его ширина достигает 500 км).

В отличие от неподвижного льда (забереги, береговой припай), морской лед может быть *плавающим*. Плавающие льды, не связанные с берегом, называются *дрейфующими*. Среди них по размерам различают *битый* лед (от нескольких метров до 100 м в поперечнике) и *ледяные поля*, подразделяющиеся на *гигантские* (свыше 10 км), *обширные* (от 2 до 10 км) и *большие поля* (0,5–2 км).

В Северном Ледовитом океане многолетние (*паковые*) льды занимают до 80% площади океана. У берегов Антарктиды широкого распространения они не имеют. Для обычных ледокольных судов паковые льды непроходимы.

Кроме собственных морских льдов в океанах и морях встречаются речные и материковые (*глетчерные*) льды. Речные пресные льды выносятся реками во время ледохода, часто имеют желтоватую окраску, летом тают или вкрапливаются в льды морского происхождения. Материковые льды тоже пресные, голубоватые, обычно большой мощности. Они представляют собой обломки материкового или шельфового льда, сползающие в океан, и называются *айсбергами*.

Таяние морского льда в основном зависит от интенсивности солнечной радиации и альбедо его поверхности, как правило, покрытой снегом, и начинается с загрязненных участков (обычно от берегов). После весеннего перехода температуры воздуха через 0° на поверхности льда образуются озерки – *снежницы*.

Динамика вод океанов

Водные массы открытого океана и морей, особенно окраинных, находятся в постоянном движении, в основном под действием ветра и течений. Наиболее подвижны поверхностные воды. Горизонтальные движения глубинных вод часто противоположны поверхностным. Вертикальные движения океанических глубинных вод вызываются разностью температуры слоев воды (конвективное-плотностное перемешивание). Движения вод способствуют водообороту, усреднению химических характеристик водных масс, перераспределению питательных органических веществ и в целом сохранению основных свойств морской воды.

Ветровые волны. Наиболее распространенным и легко наблюдаемым движением поверхностных вод являются ветровые волны – от мелкой ряби до волн в 10–12 м (в морях) и более (в открытом океане). Волны представляют собой периодические колебания частиц воды около положения их равновесия (вверх и вниз от среднего уровня) (Тарасов, 2004).

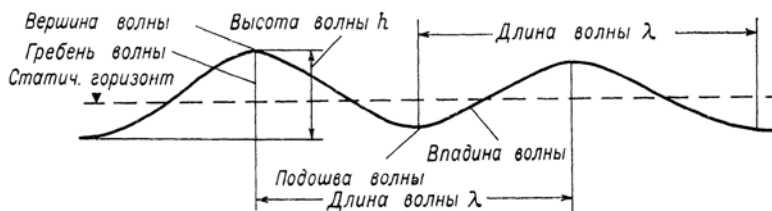


Рис. 4. Профиль ветровой волны (Гидрология суши, 1976)

Волны характеризуются следующими элементами (рис. 4):

гребень – наиболее высокая часть волны, выступающая над уровнем свободной поверхности;

ложбина – часть волны, находящаяся ниже уровня спокойной водной поверхности;

подошва – наиболее углубленная часть ложбины;

склон волны – часть волны между гребнем и подошвой;

длина (λ) – горизонтальное расстояние между гребнями или подошвами двух соседних волн;

высота (h) – превышение волны над ее подошвой;

крутизна – угол между ее склоном и горизонтальной плоскостью.

Быстрота продвижения волн характеризуется их скоростью и периодом:

скорость (V) – расстояние, пробегаемое в единицу времени гребнем волны (или любой другой точкой ее профиля);

период (τ) – промежуток времени, в течение которого каждая точка волны перемещается на расстояние, равное ее длине.

Линия, проходящая вдоль гребня волны и перпендикулярная к направлению перемещения волн, называется **фронтом** волны.

На форму волны и скорость ее распространения влияет глубина моря. В связи с этим различают короткие волны, у которых длина волны значительно меньше глубины в месте их распространения, и длинные, у которых, напротив, длина волны значительно больше глубины моря. Профиль волны отражается вглубь, постепенно сглаживаясь и на глубине, равной длине вол-

ны, волнение прекращается. При ветровой волне горизонтального перемещения водных масс не происходит. Движение частиц воды проходит по смещающимся круговым орбитам, диаметр которых уменьшается с приближением к берегу и глубинным торможением волны.

Сторона волны, обращенная к ветру (*наветренная*), обычно положе *подветренной*. Усиливающийся ветер вызывает увеличение высоты и длины волны. Под порывами ветра на вершине волны образуются «*барашки*». С приближением к берегу, когда длина волны становится больше глубины, происходит торможение подошвенного профиля волны, подветренная сторона становится круче и происходит срыв гребня. Этот момент используется в серфинге. Опрокидывание и разрушение волн на некотором удалении от берега над отмелью или рифами называется буруном. При буруне разбивающиеся волны создают пенистый вал, хорошо заметный с берега и с судов. Бурун служит предупреждением для мореплавателей о наличии в этом районе рифов и других подводных опасностей.

С уменьшением скорости ветра волнение начинает затухать. Сначала исчезают мелкие, а затем крупные волны, и остаются очень длинные пологие волны – мертвая зыбь. Волны зыби растягиваются на сотни метров (до 850 м) и при незначительной высоте (3–4 м) в открытом океане почти незаметны. Но распространяясь с большой скоростью, они обрушиваются на берега за тысячи километров от места своего возникновения. Так как в океане всегда где-нибудь возникают ветровые волны, океанский прибой почти не прекращается.

Волнения могут быть вызваны также резким изменением атмосферного давления (анемобарические волны), землетрясениями, извержениями вулканов (сейсмические волны – цунами), приливообразующими силами (приливные волны). Движущиеся суда создают особые, корабельные, волны.

Волны, образованные на поверхности и в самом верхнем слое воды, называются поверхностными, в отличие от внутренних волн, возникающих на некоторой глубине и незаметных на поверхности моря. Внутренние волны возникают под действием

приливообразующих сил Луны и Солнца, ветра и атмосферного давления, т. е. под действием причин, вызывающих поверхностные волны. Внутренние волны также могут быть короткими и длинными, стоячими и поступательными.

Внутренние волны привлекают к себе внимание не только океанографов, но и ученых других специальностей. Это объясняется тем, что внутренние волны переносят питательные вещества, оказывают влияние на распространение звука в воде, воздействуют на гидротехнические сооружения в открытом океане, на судовождение кораблей с глубокой осадкой и подводных аппаратов. Особенно аквалангистам следует учитывать наличие локальных внутренних волн.

Сейсмические волны (цунами). Цунами (япон. «гигантская волна в гавани») – морские гравитационные волны большой длины (150–600 км), возникающие в результате землетрясений, вулканических и орографических процессов на морском дне.

В результате резкого подъема или разлома локальных участков ложа океана происходят вспучивания или провалы поверхности воды океана. При резком поднятии дна на поверхности океана сразу же образуется выпуклость, которая под действием силы тяжести быстро опускается ниже уровня, далее наступают колебательные движения, и это приводит к возникновению цунами. При возникновении провала (разлома, сброса) на дне океана вода устремляется к центру образовавшейся впадины, заполняет ее, затем под действием инерционных сил переполняет, формируя невысокий, но громадный по объему холм воды на поверхности океана. Под действием тяжести эта выпуклость начинает совершать колебательные движения относительно уровня океана, соответствующего состоянию покоя, – образуется цунами.

В эпицентре возникновения цунами она может быть не замечена, но в прибрежной зоне на удалении до ста и более километров наблюдается отлив воды, тем больший, чем ближе эпицентр землетрясения. Через некоторое время вода возвращается, но уже в виде крутой волны цунами высотой до десятков метров, все сметающая на своем пути. Таких волн может быть много, причем каждая последующая волна будет меньшей высоты.

Кроме громадных разрушений на суше выше уреза воды, гибели людей и богатой прибрежной фауны, цунами могут приводить к переформированию донных отложений и их населения до глубин гидродинамического воздействия волны и даже производить разрушения коралловых рифов, а вместе с ними и богатых рифовых биоценозов.

Приливы. Еще один тип перемещений воды связан с приливами, в результате которых прибрежная полоса то периодически затопляется морем, то осушается. Ширина такой полосы в некоторых районах может исчисляться десятками километров. Кроме того, приливы определяют циркуляцию вод в заливах и эстуариях, оказывают влияние на придонные слои воды.

Приливы вызываются притяжением Солнца и Луны. Приливообразующие силы обоих небесных тел имеют одинаковый порядок величин и в 10^7 раз меньше, чем сила земного притяжения. Луна, строго говоря, не вращается вокруг Земли. На самом деле обе планеты вращаются вокруг общего центра масс (рис. 5).

В результате «центробежной» силы на дальней от Луны стороне уровень воды повышается. На ближней к Луне стороне наблюдается аналогичная картина, но уже вследствие притяжения Луны. Таким образом, возникают два приливных «горба» воды, перемещающиеся по поверхности Земли вследствие ее вращения уже вокруг собственной оси. Таким образом, прилив наблюдался бы дважды в сутки, если бы не ряд дополнительных обстоятельств.

Солнце тоже вызывает приливные волны, но значительно меньшей амплитуды. Из-за пространственной удаленности его влияние на приливы примерно в 2 раза меньше, чем влияние Луны. Если Солнце, Луна и Земля оказываются на одной прямой, что случается в каждое ново- и полнолуние, приливные волны накладываются друг на друга, прилив достигает наибольшей амплитуды и называется *сизигийным*. Если Солнце и Луна оказываются относительно Земли под углом 90° , что случается в конце первой и третьей лунных четвертей, приливные волны взаимно гасятся до определенной степени, прилив минимален и называется *квадратурным* (Верещака, 2003).

промежуток времени, в течение которого уровень понижается, – *продолжительностью падения уровня*. Наблюдая за величиной прилива и временем наступления полных и малых вод, легко заметить, что они не остаются неизменными ото дня ко дню, а для случая смешанных приливов – и в течение суток. Промежуток времени между двумя последовательными полными или малыми водами называется *периодом прилива* (за это время наблюдаются один прилив и один отлив). В зависимости от периода различают полусуточные приливы, имеющие средний период, равный половине лунных суток (12 ч 25 мин); суточные со средним периодом, равным лунным суткам (24 ч 50 мин); смешанные, у которых в течение половины лунного месяца период меняется с полусуточного на суточный. Приливы одинаковой амплитуды и равной продолжительности роста и падения уровня называют правильными, но в действительности такие приливы почти не встречаются (Тарасов, 2004).

Максимальная высота приливов наблюдается в заливе Фонди (Канада) – 16–18 м, до 14 м бывают в Пенжинской губе, в Бристольском заливе – до 12 м, в горле Белого моря – до 10 м, а в Балтийском море, расположенном примерно на той же широте, они практически отсутствуют.

Приливные волны распространяются вверх по некоторым рекам, вызывая колебания уровня на большом расстоянии от устья. Это расстояние зависит от уклона дна реки и скорости ее течения. Так, на реке Амазонке приливы ощущаются на расстоянии 1400 км от устья, на реке Святого Лаврентия – 700 км, на Северной Двине – до 150 км.

Приливы крайне важны в жизни обитателей моря. Все морские организмы, обитающие в прибрежной зоне окраинных морей или в литорали и сублиторали в той или иной мере адаптированы к явлениям приливов и отливов. У них вырабатываются биологические ритмы, отражающие не только время наступления этих явлений, но и специфические ритмы, отражающие максимальную (сизигийную) высоту прилива. Во время сизигийных приливов некоторые животные (рыбка *Laurestes*) откладывают яйца в песок в тех местах, где не будет воды в ближайшие пол-

месяца. Отложенная икра развивается выше уровня воды в последующие приливы. В следующий сизигийный прилив личинки рыб уходят с водой в море. Приливно-отливные биологические ритмы мало или вообще не выражены во внутренних морях, где приливы небольшие или вообще не заметны (Черное и Азовское моря). Периодически осушаемая приливно-отливная зона населена специфическими чрезвычайно богатыми и своеобразными сообществами.

Морские течения (М. т.) – **океанические течения**. Водные массы, как и частицы воды, совершают поступательные и колебательные движения в горизонтальном и вертикальном направлении под влиянием разных факторов: ветра, атмосферного давления, в температурном и соленостном градиентах, под влиянием тектонических и вулканических воздействий, притяжения Луны и Солнца. В морях (океанах) вода находится в более или менее активном движении от поверхности до дна. Движением могут быть охвачены малые локальные участки поверхности воды, например колебательные движения частиц воды при зыби под порывами ветра, и поступательным движением охватываются огромные массы воды при постоянном ветре, например пассатные течения. Вертикальные переносы огромных масс воды происходят при апвеллингах и даунвеллингах, перемешивания вод в конвективных-плотностных градиентах. Большие по охвату пространства, объемам и постоянству направления движения вод можно называть морскими течениями.

М. т. различаются по происхождению, расположению, физическим свойствам и устойчивости. Мы рассмотрим наиболее распространенные и более постоянные морские течения.

Ветровые, или дрейфовые, течения, возникают под действием устойчивых ветров, являются основным и практически постоянным видом движения поверхностного слоя вод океанов и морей. Примером могут служить Северное и Южное Пассатные течения, течение Западных Ветров и др.

Градиентные течения возникают в морях и океанах в результате образования в них разности давления, солености, температуры и плотности воды между смежными частями (районами)

или слоями воды. Примером градиентных течений являются *конвекционные*, или *плотностные*, *течения*: перемешивания слоев воды и горизонтальные токи воды в эстуариях.

Стоковые течения в океанах и морях возникают в районах притока вод других течений или ветрового нагона вод, когда происходит превышение уровня моря над соседними участками. Так, приток вод в Мексиканский залив с Карибским и Антильским течением вызывает разгрузку поверхностных вод Мексиканского залива с образованием Флоридского течения, дающего начало течению Гольфстрим. Нагон вод с Северными пассатными ветрами (Северное Пассатное течение) в Восточно-Китайское море вызывает стоковое течение Куроисио. Направление стока определяется действием сил Кориолиса: в Северном полушарии стоковые течения имеют направление с запада на восток, в Южном – с востока на запад.

По физико-химическим характеристикам различают течения тёплые, холодные, солёные и опреснённые. Подразделение М. т. по физическим (тепловым) признакам в известной мере условно. Если температура воды течения выше температуры окружающих вод, то его называют *тёплым*, если ниже – *холодным*.

Тёплые течения: **Атлантический океан** (Северное Пассатное течение теплое (СПтт), Гольфстрим течение теплое (Гтт), Антильское течение теплое (Атт), Северное атлантическое течение теплое (Сатт), Карибское течение теплое (Картт), Межпассатное противотечение теплое (Мпрт), Южнопассатное течение теплое (ЮПтт), Течение Ломоносова теплое (ТЛт), Гвинейское течение теплое (Гвтт), Бразильское течение теплое (Бртт); **Тихий океан** (Северное тихоокеанское течение теплое (СТтт), Аляскинское течение теплое (Атт), Течение Куроисио теплое (ТКт), Межпассатное противотечение теплое (Мпрт), Южнопассатное течение теплое (ЮПтт), Течение Кромвеля теплое (ТКт), Восточное Австралийское течение теплое (ВАтт); **Индийский океан** (Течение муссонов теплое (Тмт), Южнопассатное течение теплое (ЮПтт), Мадагаскарское течение теплое (Мадтт); **Северный Ледовитый океан** (Шпицбергенское течение теплое (Штт), Норвежское тече-

ние теплое (Нтт). Теплые течения движутся из низких широт (от экватора) в высокие.

Холодные течения: **Атлантический океан** (Канарское течение холодное (Кантх), Лабрадорское течение холодное (Лабтх), Бенгальское течение холодное (Бентх), Фолклендское течение холодное (Фолтх), Течение Западных Ветров холодное (ТЗВх); **Тихий океан** (Калифорнийское течение холодное (Калтх), Перуанское течение холодное (Пертх), Течение Западных Ветров холодное (ТЗВх)); **Индийский океан** (Сомалийское течение холодное (Сомтх), Течение Западных Ветров холодное (ТЗВх); Северный ледовитый океан (Восточное Гренландское течение холодное (ВГтх). Холодные течения направляются из высоких широт в низкие.

Приливно-отливные течения создаются горизонтальной составляющей приливообразующих сил. Наибольшую скорость эти течения имеют в узких проливах, заливах и фиордах (до 22 км/ч), в открытом океане она не превышает 1 км/ч. Скорость приливно-отливных течений, высота приливов и объемы вод в заливах (фиордах) используются для создания приливных гидроэлектростанций (Норвегия), садковых хозяйств по выращиванию, например, норвежской сёмги и мидий. Мидиевые хозяйства есть и в нашем Белом море (Сон-остров).

По глубине расположения можно выделить течения *поверхностные, глубинные и придонные*. Глубинные течения чаще всего являются противотечениями. Так, холодные Калифорнийское и Перуанское течения вызываются подъемом холодных глубинных вод. Глубинное течение существует между Средиземным и Черным морями. Распресненные поверхностные воды направляются в сторону Средиземного моря, а из Средиземного более соленые воды глубинными течениями притекают в Черное море.

Структура вод океана. Толща вод М. о. (*пелагиаль*) имеет слоистую структуру, определяемую взаимодействием океаносферы с атмосферой, земной корой и мантией. Эти взаимодействия носят в основном энергетический и химический характер. На основе этих взаимодействий сформировались геохимические и физико-химические свойства вод М. о. от Первичного океана до современ-

ного. Образование и развитие в океане живого вещества оказало решающую роль в формировании газового состава атмосферы и верхних слоев земной коры, тем более дна океана во всей истории Земли. Продукты деятельности живого вещества океана мы видим на суше, даже в виде гор, полезных ископаемых и в современных донных отложениях, что отражает громадную биогеохимическую функцию живого вещества (Вернадский, 1926).

В структуре Мирового океана по физическим, химическим и биологическим характеристикам выделяются:

- *поверхностные воды* – до глубины 150–200 м;
- *подповерхностные воды* – от 150–200 до 400–500 м;
- *промежуточные воды* – от 400–500 до 1000–1500 м;
- *глубинные воды* – от 1000–1500 до 2500–3000 м;
- *придонные воды* – более 3000 м.

Верхний слой пелагиали (*поверхностные воды*) – эпипелагиаль определяется глубиной проникновения солнечных лучей – освещенностью до 100–200 м. Прозрачность океанских вод, определяемая по стандартному диску Секки, считается до 100 м. В пределах этой глубины происходит активный фотосинтез водорослей, ветровое перемешивание водных масс, наблюдается резкий спад и колебания температуры. Есть сведения, что лучи видимой части спектра (синие и фиолетовые) проникают до глубин 400–500 (600–700) м. Но эти глубины правильнее будет относить к *дисфотическому*-сумеречному слою (*стигобиосфере*). Это *подповерхностные воды*. До глубин 1000–1500 м идут *промежуточные воды* – верхний слой батипелагиали. Эти воды образуются из поверхностных, опускающихся в местах интенсивных нисходящих движений, большей частью в верхних широтах, которых достигают теплые течения. Опускаясь, эти воды охлаждаются и уплотняются, а затем двигаются в сторону низких широт, где могут местами подниматься к поверхности. Далее следуют *глубинные воды*, или *батипелагиаль*, – до глубин 2500–3000 (4000) м с главными характеристиками: относительное постоянство температуры, плотности и солености воды, отсутствие света (афотическая зона). Это зона преобладающих глубинных течений. *Придонные воды* (абиссаль) – от 3000 м до дна. Воды

котловин и желобов выделяют в *ультраабиссаль – хададь* (бездна). Придонные воды взаимодействуют с дном, могут получать тепло из верхних слоев мантии. Здесь встречаются «белые» и «черные» курильщики – своеобразные подводные вулканы.

В Мировом океане выделяются следующие зональные типы водных масс: *экваториальные, тропические и субтропические, умеренные, полярные.*

Экваториальные водные массы характеризуются самой высокой в открытом океане температурой, пониженной (до 32–34‰) соленостью, минимальной плотностью, большим содержанием кислорода и фосфатов. Это обусловлено резким увеличением атмосферных осадков, стоком полноводных экваториальных рек и немного пониженным испарением из-за высокой влажности.

Тропические и субтропические водные массы образуются в области тропических атмосферных антициклонов, характеризуются повышенной (до 37‰ и выше) соленостью, связанной с высоким испарением и небольшим количеством осадков в барических максимумах давления; большой прозрачностью, бедностью питательными солями и планктоном. Это океанские пустыни.

Умеренные водные массы располагаются в умеренных широтах и отличаются большой изменчивостью свойств, как по географическим широтам, так и по сезонам года. Для них характерен интенсивный обмен теплом и влагой с атмосферой. В умеренных широтах соленость вод понижена (33–33,5‰), что объясняется увеличением количества осадков, стоком речных вод.

Полярные водные массы Арктики и Антарктики характеризуются самой низкой температурой и соленостью (33 ‰) из-за таяния морских льдов, наибольшей плотностью, повышенным содержанием кислорода. Воды Антарктики интенсивно погружаются в придонную сферу и снабжают ее кислородом. Арктическая вода, обладающая низкой соленостью и потому небольшой плотностью, не выходит за пределы верхней промежуточной сферы.

Так как в океане не может происходить только опускание воды, а должен существовать и компенсационный подъем вод, то наряду с зонами конвергенции отмечаются и зоны дивергенции (расходимости) течений, где осуществляется подъем вод. Сред-

няя скорость непериодических вертикальных движений в океане всего несколько сантиметров в сутки. Поэтому подъем холодных вод из глубины океана к поверхности у восточных берегов океанов со скоростью несколько десятков сантиметров в сутки называют мощным (*апвеллинг*). Поднимающаяся из глубин океана холодная вода содержит много питательных веществ, поэтому такие районы более богаты рыбой.

Холодные глубинные воды, попадая в поверхностный слой, постепенно нагреваются и под влиянием ветровой циркуляции перемещаются в системе дрейфовых течений в высокие широты, перенося тепло. В результате океан переносит из низких широт больше тепла, чем атмосфера.

Мировой океан и атмосфера образуют единую систему. Океан – главный аккумулятор тепла на Земле, гигантский преобразователь лучистой энергии в тепловую. Почти все тепло, получаемое нижними слоями атмосферы, является скрытым теплом конденсации, заложенным в водяном паре. При этом более половины этого тепла поступает из тропических районов. Скрытая энергия, поступающая в атмосферу с водяными парами, частично преобразуется в механическую энергию, обеспечивающую перемещение воздушных масс и возникновение ветра. Ветер передает энергию водной поверхности, вызывая волнения и океанические течения, переносящие тепло из низких широт в более высокие.

Наряду с энергетическим обменом, взаимодействие океана и атмосферы сопровождается и обменом веществами (водяные пары, газы, соли). Процессы взаимодействия двух подвижных оболочек Земли чрезвычайно сложны, и изучение их очень важно. Это прежде всего необходимо для понимания сложной картины формирования погоды и климатов на Земле, для удовлетворения практических требований специалистов по прогнозу погоды, промысловой океанологии, навигации, подводной, акустике и т. д. (Тарасов, 2004).

Океан как среда жизни

Океан – колыбель жизни на Земле. Возникнув на гетеротрофном уровне, она затем перешла на автотрофный уровень с выде-

лением свободного кислорода в атмосферу, освобождая последнюю от углекислого газа. Жизнь в Мировом океане существует повсеместно от поверхности до самых больших глубин и охватывает все экологические, адаптивные зоны и распределена по 4 океаническим средам обитания – поверхностной пленке воды (нейсталь), толще воды (пелагиаль), дну (бенталь) (рис. 6) и поверхности искусственных и естественных субстратов (перифитон, обрастания). В этих средах обитания возникли и эволюционируют организмы – жизненные формы во всем многообразии морфологических и физиологических приспособлений.

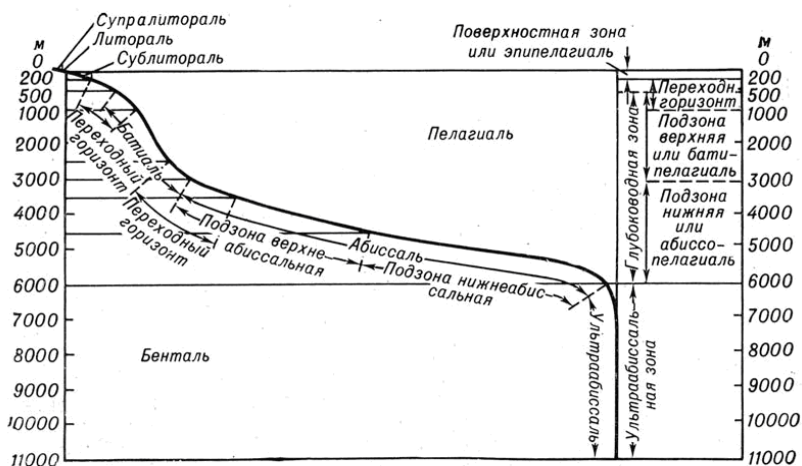


Рис. 6. Схема вертикальной зональности океана

Бенталь. Состав и обилие *морского бентоса* (сообществ донных организмов), как и внутренних водоемов, определяют глубина, освещенность, гидродинамический режим и грунты. Для всех морей и океанов, особенно имеющих приливно-отливную зону, типичны сходные адаптации к временному обнажению дна и характеру донных отложений. Различия в основном касаются состава морских биоценозов дна для морей разных широт.

Супралитораль. Собственно морское дно начинается от верхнего максимального уровня прилива и продолжается до са-

мых больших глубин. Однако к бентали относят и часть морского берега – *супралитораль*, куда может поступать вода с волнами и брызгами при штормах. По этому признаку супралитораль называют еще зоной заплеска. В этой прибрежной части бентали образуются так называемые супралиторальные ванны, в которых может формироваться относительно временная фауна и флора, приспособленные к периодическому опреснению во время осадков и осолонению при штормах. Здесь могут встречаться пресноводные и солоноватоводные организмы, способные к выдерживанию солености в пределах 5–8 ‰. Наиболее характерным видом для беломорской супралитораля можно назвать моллюска *Littorina saxatilis*, который перешел к живорождению. В выводковой камере у него сохраняется жидкость с морской соленостью, примерно 33 ‰.

Литораль. Морская литораль – это зона приливов и отливов. Ширина ее – от нескольких километров в окраинных морях до нескольких сантиметров в средиземных, внутренних морях. Дно литорали может быть песчано-илистым, песчаным, каменистым и скалистым. Это наиболее выраженная гидродинамическая зона. Высота приливов, грунты, гидродинамика и регион определяют состав и распределение донных сообществ в этой зоне. Здесь можно наблюдать самые удивительные разнообразные морфологические и физиологические приспособления организмов к жизни в этой беспокойной и специфической среде обитания. По урезу прибывлой воды на песчаной и даже каменистой литорали растут цветковые растения, в том числе zostера. От уреза до конца каменистой и скалистой литорали высоких широт обильно произрастают бурые водоросли – фукусы и аскофиллум. Их заросли содержат большое разнообразие морских гидрозоев, брюхоногих моллюсков – литторин. По урезу литорали в низких, экваториальных широтах в массе произрастают мангры. Их опавшие листья служат основой мощной детритной цепи питания. На всем протяжении песчаной литорали северных морей в массе обитают пескожилы-полихеты (*Arenicola marine*) и глубоко зарывающиеся в песок на 30–50 см двустворчатые моллюски рода *Mya* (*M. arenaria*, *M. truncata*) (рис. 7). В песке и илистом песке

в массе обитают полихеты, немертины. На каменистой литорали северных морей и высоких широт Тихого и Атлантического океанов могут быть скопления – банки мидий (*Mytilus edulis*), на камнях и скалах обычны массовые поселения усконогих раков-балянусов (*Balanus balanoides*), морские блюдечки, под камнями прячутся разноногие раки (*Amphipoda*). С наступлением прилива к берегу устремляются для питания рыбы – треска, навага, бычки, камбала.

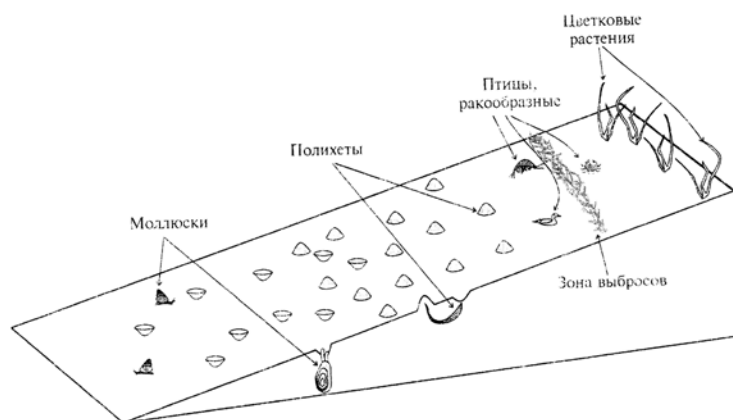


Рис. 7. Схема зональности илисто-песчаной литорали в умеренных широтах (из: Верещака, 2003)

Сублитораль. Занимает площади бентали ниже литорали до глубины проникновения света. Это уже постоянно обводненная зона бентали. Она же самая продуктивная зона морского дна. Верхняя сублитораль почти повсеместно зарастает бурыми водорослями-ламинариями. Заросли ламинарий – это то же, что тропические леса на суше. На крутом скалистом дне в сублиторали ламинарии могут отсутствовать. В экваториальных широтах сублитораль часто представлена коралловыми рифами. В нижней сублиторали массовое развитие могут иметь красные водоросли, например анфельция, которая добывается с целью производства сахаристого вещества – агар-агара, широко используемого в кондитерском производстве и в биологии для приготовления пита-

тельных сред. Разнообразные по составу частиц осадков (отложений) грунты населяют организмы поверхности и толщи дна. Из животных массовое развитие здесь могут иметь моллюски – мидии и морские гребешки (пектены), головоногие моллюски – осьминоги; практически все виды иглокожих – звезды, офиуры, морские ежи и голотурии; из ракообразных – камчатский краб (крабоид) в Тихом океане и акклиматизированный в Баренцовом и Норвежском морях. В этой зоне и далее в батии в массе обитают губки во всем их многообразии – от кремний-органических и известковых до стеклянных. Большинство указанных организмов – объекты промысла. Наличие огромного разнообразия беспозвоночных привлекает сюда стада промысловых рыб – трески, камбалы, палтуса, зубатки и др. На поверхности и в толще грунтов в массе могут быть черви – полихеты, в том числе известный Палоло (*Eunice viridis*), часть тела которого при размножении представляет собойместилище яиц и служит аборигенам тропических частей Океании и Полинезии излюбленным лакомством. Практически вся сублитораль входит в 200- и 300-мильную зону рыболовства континентальных и островных государств. Сублитораль – излюбленная акватория спортсменов-подводников и фотографов-дайвингистов.

Батияль (Материковый склон). Батияль связана с континентальным склоном и занимает около 15% общей площади океана. Расположена между сублиторальной и абиссальной зоной на глубине около 200 м до подножия материкового склона на глубине от 1000 до 3000 м в местах перехода склона в ложе океана. Здесь обычны мутьевые потоки, подверженные эрозии. В холодных и умеренных продуктивных водах верхней части батиили обычны промысловые скопления рыб, это тоже зона интенсивного рыболовства. Фаунистические различия позволяют выделять переходный горизонт на глубинах от 200 до 500–1000 м, который соответствует мезопелагиали в толще воды (Верещака, 2003). Сюда не проникает солнечный свет (могут достигать дна до 200–500 м фиолетовые лучи). В низких и умеренных широтах температура воды может быть от 5 до 15°C, в высоких широтах от –1 до 3°C. Солёность может составлять от 34 до 36 ‰. Скорость течений

невелика. Донные осадки распределены мозаично, также мозаично часто распределена донная фауна. Выделяют три основных типа донных осадков батиаля: органогенные илы (образуются из остатков организмов), аутигенные осадки (образуются при разрушении горных пород) и терригенные илы и глины (образуются из частиц, принесённых с суши). Жизнь в батиальной зоне распределена очень неравномерно, плотность заселённости зависит от количества питательных веществ, поступающих из верхних слоёв океана, от состава грунта, температуры воды.

По сравнению с сублиторалью биоразнообразие и биомасса в батиаля существенно уменьшаются (биомасса – на 1–2 порядка). Число живых организмов и их видов уменьшается с глубиной. Донные обитатели (бентос) представлены различными видами иглокожих (морские ежи – *Pourtalesia jeffreisi* и звёзды – *Bathylaster vexillifer*, *Urasterias lincki*, *Solaster glacialis*, р. *Leptasterias*, морские лилии – *Bathocrinus carpenteri*, офиуры – *Lofaster furcifer*, *Amphipholis torelli*, *Gargonocephalus arcticus*), губок (стеклянные – *Pheronema*, *Euplectella*, *Monorhaphis*)), актиний, червей (полихеты) и ракообразных (амфиподы и изоподы) (Гурьянова, 1970).

Абиссаль (А) (от греческого «*abyssos*» – бездонный), занимает глубины ложа океана от 3000 до 6000 м, составляя 77% общей площади океана. Абиссаль характеризуется относительно спокойным гидродинамическим режимом, постоянной солёностью (34,7–34,9‰), температурой (от 0 до 2°C) и ограниченностью пищевых ресурсов: органическое вещество – детрит достигает дна уже трансформированным и минерализованным. Донные отложения в виде мягких и жидких илов. Своеобразные условия и огромные давления, характерные для абиссали определяют особенности населяющих ее организмов. Население абиссали значительно беднее по составу и количественным показателям, чем в батиаля; доминируют иглокожие – голотурии, составляющие около половины биомассы сообществ (Верещака, 2003). Значительную долю составляют двустворчатые моллюски, меньше – губки, многощетинковые черви, ракообразные, некоторые виды рыб – реликты-эндемики. Животные имеют серую или черную

окраску, пятнистость отсутствует, очень хрупкие из-за низкого содержания кальция в воде. Многие виды ракообразных и рыб слепы или с очень развитыми глазами, обладают способностью к свечению (биолюминесценция). В местах выхода термальных вод (белые и черные «курильщики») разнообразие сообществ возрастает. При температуре 70°C в массе обитают серные и метанокисляющие бактерии, при меньшей температуре в массе развиваются черви-вестиментиферы, близкие полихетам и погонофорам. На некотором удалении от курильщиков при температурах до 40°C возникают настоящие оазисы жизни.

Ультраабиссаль (хадаль) занимает глубины более 6000 м в глубоководных желобах. Поэтому отдельные области этой зоны изолированы друг от друга. Основной абиотический фактор, выделяющий ультраабиссальную зону, – гигантское гидростатическое давление (600–1100 атм), губительное для населения остальных 99% площади океана. В ультраабиссали зарегистрировано около 100 видов фораминифер и около тысячи видов многоклеточных животных. Среди них много эндемичных видов, а многие таксоны совсем отсутствуют. Самые массовые формы донных ультраабиссальных сообществ – голотурии семейства Elipidiidae и полихеты. Доля других животных варьирует, но обе группы всегда определяют облик донной фауны желобов (Верещака, 2003). Низкая кормовая ценность илов – причина малых размеров организмов. Чтобы удержаться на поверхности жидких илов, организмы имеют длинное нитевидное или уплощенное тело или длинные «ходульные» конечности. Некоторые «укореняются» в иле (рис. 8Б).

Зообентос (рис. 8А) больших глубин в наибольшей степени представлен кораллами, полихетами, брюхоногими и двустворчатými моллюсками, высшими ракообразными и иглокожими. Меньшую роль в нем играют губки, гидроидные полипы, различные червеобразные, боконервные и лопатоногие моллюски, погонофоры, оболочники и некоторые другие группы.

Грунты. Дно океанов и морей имеет сложный рельеф, в котором переходы от возвышений к понижениям обычно выражены значительно резче, чем на суше. Как правило, оно покрыто более

или менее толстым слоем осадков, который достигает, например, в Средиземном море 3 км, а в Тихом океане – 8 км.

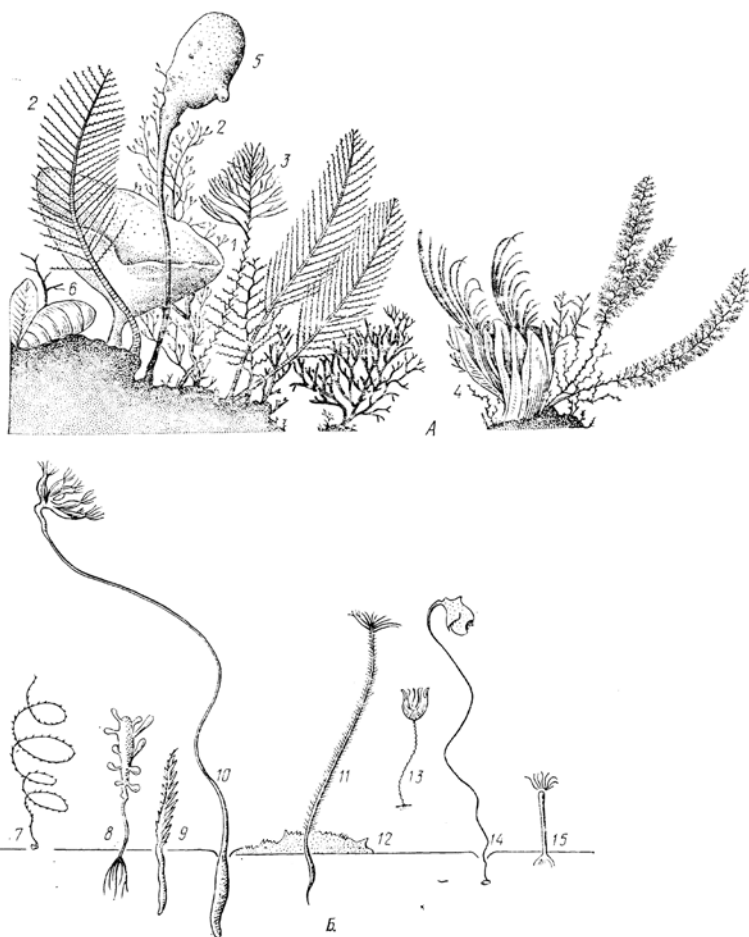


Рис. 8. Обитатели морского дна
(по Савилову, 1961: из Константинова, 1986). Прикрепленные формы, питающиеся сестоном на жестких (А) и рыхлых (Б) грунтах:
1 – губки, 2 – гидроиды, 3 – мианки, 4 – *Balanus evermani*, 5 – *Balteria ovifera*,
6 – *Mytilus edulis*, 7 – *Radiceps verrillii*, 8 – *Chondrocladia gigantea*
9 – *Povanaria*, 10 – *Umbelluta*, 11 – *Potamilla simbiotica*, 12 – *Cryptospongia enigmatica*, 13 – *Crinoidea*, 14 – *Culeolus*, 15 – *Kinetoskias*

Грунты океанов подразделяют на *терригенные* и *пелагические*. Первые – различные материалы, приносимые с суши, являющиеся продуктами ее разрушения. Пелагические осадки образуются главным образом из трупов обитателей пелагиали и отчасти за счет тонких неорганических частиц. Терригенные, или материковые, отложения занимают площадь 90 млн км², т. е. около 1/4 всей поверхности дна океана. Пелагические, или *океанические*, осадки покрывают более 3/4 всей поверхности океанического дна. Среди них особенно широко распространен *глобигериновый ил*, в основном формирующийся из опускающихся на дно известковых скелетов корненожек *Globigerina*. Иногда к их скелетам в заметных количествах примешиваются створки диатомовых и остатки известковых жгутиковых *Coccolithophoridae*.

Пелагиаль. Эту сугубо водную зону жизни М. о. мы будем рассматривать по трем ее частям: *нейсталь* – поверхностный слой воды, собственно *пелагиаль* – толщу воды с подразделениями, соответствующими зонам *бентали*, и придонную, пограничную зону между дном и прилежащим водным слоем воды – *бентопелагиаль*. Это своеобразные по своим экологическим условиям среды обитания гидробионтов, приспособления к жизни в которых могут быть первичными (исходными) и вторичными (возвратными).

Нейсталь. Для морских, как и пресных, водоемов уже достаточно хорошо изучена особая среда обитания водных организмов – *нейсталь*, пограничная зона (*эктон*) между водой и воздухом, в которой формируются сообщества организмов, в той или иной мере связанных в своих жизненных отправлениях с пленкой поверхностного натяжения воды. Отношения с поверхностью воды у них могут быть разными. Одни используют пленку поверхностного натяжения как опору (*нейстон*), другие, находясь в поверхностном слое, получают пищу из воды, а для передвижения используют часть тела, выступающую над водой и имеющую что-то вроде паруса в виде кожистой складки у животных или особой формы листьев у растений – это *плейстон*.

Нейстон. «*Нейстон* – растительные и животные организмы мелких и средних размеров, гидробионты и аэробии, населя-

ющие водную (гипонейстон) или воздушную (эпинейстон) стороны пленки поверхностного натяжения водоемов. Распространение – глобальное. Нейстон представлен организмами различных таксономических уровней – от растений и бактерий до личинок и мальков рыб» (Зайцев, 1964 а).

В составе морского эпинейстона в основном известны водомерки (*Halobates micans*). Наиболее разнообразен и многочислен гипонейстон. В нем различают ихтионейстон (нектогенный мерогипонейстон) – икра и мальки рыб и бентогенный мерогипонейстон – личинки бентосных организмов – червей, моллюсков, ракообразных и иглокожих.

К категории временных компонентов *гипонейстона* относятся еще две группы организмов – гидробионты, которые во взрослом состоянии совершают регулярные суточные вертикальные миграции и в темное время суток входят в состав гипонейстона. Они получили название «*бентогипонейстон*» (полихеты, мизиды, креветки) и «*батипланктогипонейстон*» (планктонные ракообразные) (Зайцев, 1964 а).

Обитание организмов в нейстали обеспечивается рядом приспособлений: наличие несмачиваемых волосков на лапках клопов водомерок *Holobates*, почти все личинки рыб, развивающиеся в *гипонейстоне*, имеют плавательный пузырь даже в том случае, если во взрослом состоянии он утрачивается. Сложная система воздушных камер пронизывает диск медузы *Porpita* (рис. 9а), воздушные пузыри обеспечивают гипонейстонное положение саргассовых вдорослей (рис. 9б), моллюски рода *Janthina* сооружают для себя специальный плотик из слизистой массы с пузырьками воздуха (рис. 9в) икринки кефалей имеют несмачиваемую оболочку (рис. 9г), благодаря чему они крепко удерживаются пленкой поверхностного натяжения, на спинке мальков кефали длиной до 15–20 мм в области плавников образуется воздушный мешок (рис. 9д).

Плейстон (греч. «*pleio*» – плавание в полупогруженном состоянии под действием ветра). Термин предложен первоначально для ряски (*Lemna*), т. к. у нее корни находятся в воде, а листочки над водой. Позже этот термин стал использоваться и для водных

животных, часть тела которых выступает над водой. Морской плейстон представлен сифонофорами родов *Physalia* и *Veleva*.

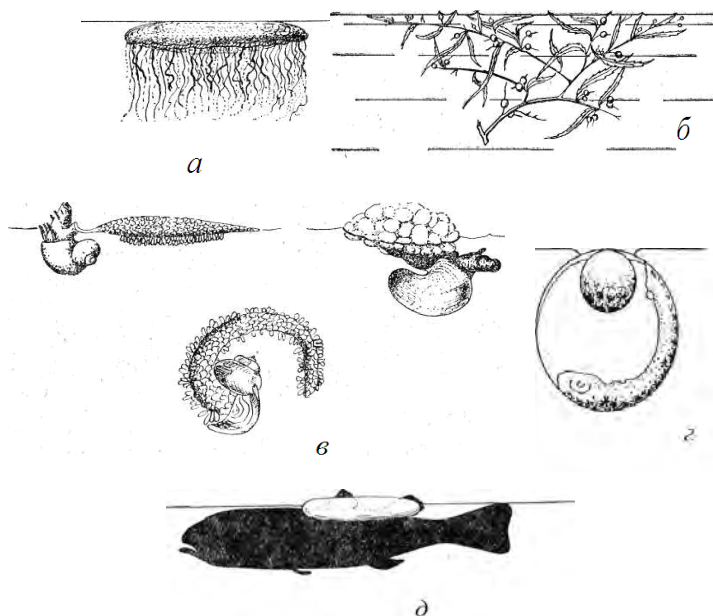


Рис. 9. Приспособления организмов к существованию в гипонейстоне (по Зайцев, 1964)

а – гидромедуза порпита, *б* – саргасса, *в* – янтина с плотиками разной формы, *г* – икринка кефали, *д* – малек кефали

Физалия (*Physalia*) – португальский кораблик (рис. 10) имеет крупный кожистый пневматофор, выступающий над водой, способствуя перемещению медузы под действием ветра. Пневматофор зеркально асимметричный у медуз Северного и Южного полушарий. В Северном полушарии ветер сносит медуз к югу, к экватору, в Южном – к северу, к экватору. Ю. П. Зайцев (1964) дал наиболее полное определение для этих организмов: «Плейстон – растительные и животные организмы средних и крупных размеров, гидробионты, тело которых находится одновременно в водной и воздушной среде. Свободноплавающие представители

плейстона перемещаются под влиянием ветра и в морях распространены в тропической и отчасти умеренной зонах».

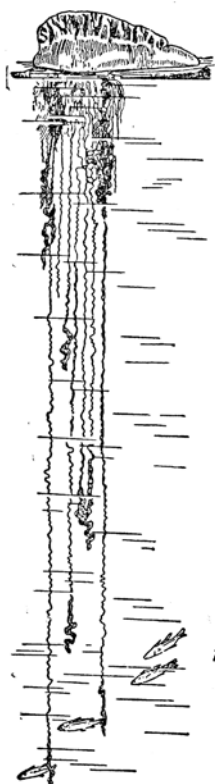


Рис. 10. Сифонофора – Физалия (*Physalia*) – португальский кораблик и сопутствующие ей рыбки номуус

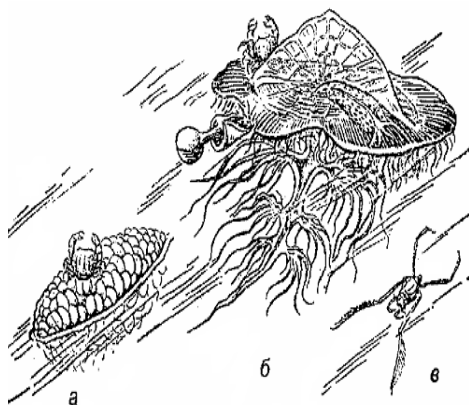


Рис. 11. Представители океанических поверхностных слоев:
а – голубой крабик на брошенном поплавке янтины; б – велела, на пневматофоре которой сверху сидят голубой крабик и золис, снизу диска прикрепилась морская уточка и глаукус; в – океаническая водомерка

Хондрофоровая медуза *Velella* – парусник – имеет кожистый парус, благодаря которому медуза плавает в акватории экваториальных широт и используется многими организмами: крабиками, голожаберными моллюсками и морскими уточками как транс-

портное средство, причем некоторые из них попутно и питаются телом парусника. Двойственную природу имеет моллюск янтина, который строит пенистые плотики, выступающие над водой и ветром переносится по морю (рис. 11).

Планктон. В. М. Рылов (1922) под планктоном понимал «совокупность организмов, обитающих в толще воды вне связи с субстратом как точкой опоры и не способных противостоять даже слабому течению вследствие отсутствия или слишком малой силы их активных движений».

Планктон состоит из мелких растительных и животных организмов, не обладающих способностью активно перемещаться на большие расстояния. Представлен бактериями (*бактериопланктон*), грибами (микопланктон), водорослями (*фитопланктон*), простейшими, коловратками, мелкими рачками, червями, медузами, кишечнополостными, иглокожими, моллюсками (*зоопланктон*), а также икрой и личинками рыб (*ихтиопланктон*). Особенно разнообразен фитопланктон, создающий первичное органическое вещество – основу трофической цепи водных экосистем. В составе сообществ планктона (зоопланктона) выделяют две основные экологические группировки, отличающиеся своим отношением к толще воды: *меропланктон* – личиночные стадии донных организмов (рис. 12) и *голопланктон* – организмы, проводящие всю активную жизнь в толще воды (рис. 13). На границе раздела толщи воды (пелагиали) и дна (*бентали*) существует своеобразная по своим адаптациям группа *бентопланктических* (факультативно-планктических) или бентопелагических организмов (полихеты, ракообразные, плавниковые осьминоги, некоторые рыбы).

По размерному признаку различают *мегало-, макро-, мезо-, микро-, нанно- и пикопланктон*, к которым соответственно относятся организмы крупнее 15 см (медузы, до 100 см), около 3–15 см (крупные рачки, большинство медуз, гребневики), 0,2–30 мм (мелкие рачки, гидромедузы, щетинкочелюстные), 15–200 мкм (крупные растительные жгутиконосцы, инфузории, диатомеи), 2–15 мкм (водоросли, бесцветные жгутиконосцы) и менее 5 мкм (мелкие водоросли, бактерии) (Верещака, 2003).

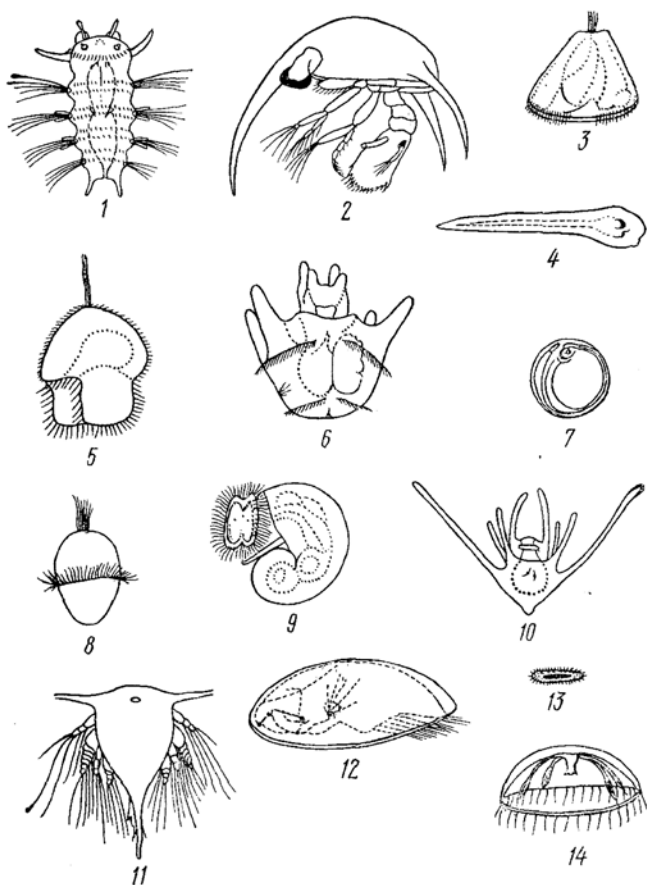


Рис. 12. Представители морского меропланктона (по Одуму, 1975):
 1 – личинка червя *Platynereis*; 2 – зоеа краба *Emerita*, 3 – личинка мшанки,
 4 – личинка сессильных оболочников, 5 – пилидий немертин, 6 – плу-
 теус морского ежа, 7 – икринка рыбы, 8 – трохофора полихет, 9 – вели-
 гер моллюсков, 10 – плутеус морской звезды, 11 – науплиус усоногих,
 12 – циприсовидная личинка усоногих, 13 – планула кишечнополостных,
 14 – медузоидная стадия гидроидов

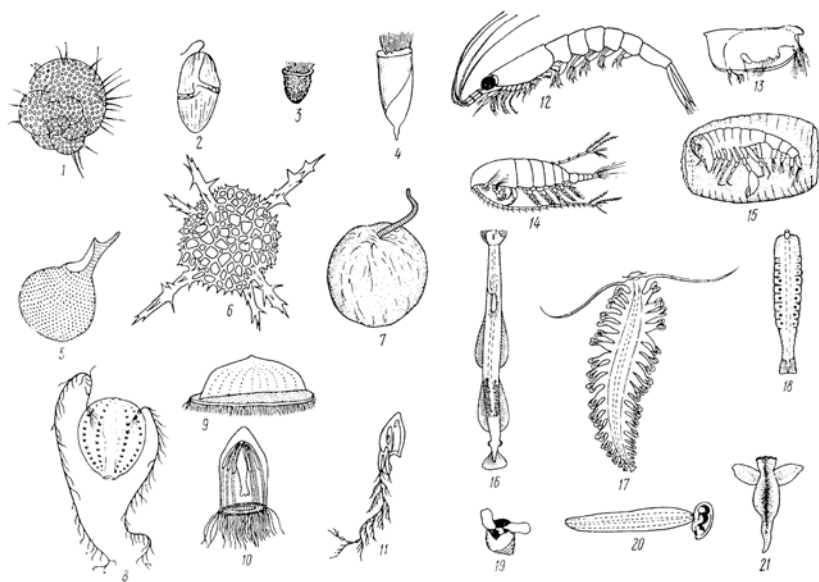


Рис. 13. Представители морского голопланктона (по Одуму, 1975)
 Простейшие: 1 – *Globigerina*, 2 – *Gymnodinium*, 3 – *Stenosomella*,
 4 – *Favella*, 5, 6 – *Protocystis*, 7 – *Noctiluca*. Кишечнополостные:
 8 – *Pleurobrachia*, 9 – *Velella*, 10 – *Aglanta*, 11 – *Diphyes*. Ракообразные:
 12 – *Euphausia*, 13 – *Conchlecia*, 14 – *Calanus*, 15 – *Phronetnia*. Другие
 группы: 16 – *Sagitta*, 17 – *Tornopterus*, 18 – *Nectonemertes*, 19 – *Limacina*,
 20 – *Qicopleurn*, 21 – *Clione*

Планктонные организмы населяют всю толщу воды – от поверхностной пленки до дна самых больших глубин.

Проблемы с биоресурсами океана. С развитием промышленного флота и орудий промысла, увеличением потребностей людей в морепродуктах наблюдаются локальные переловы рыбы, резкое снижение численности морских млекопитающих, гибель пелагической икры и молоди рыб от загрязнения морей прежде всего нефтепродуктами. Истощились запасы анчоуса у Тихоокеанского побережья Южной Америки, морского окуня – в водах Лабрадора, Ньюфаундленда, трески и камбалы – в Северном и Норвежском морях и т. д. Поэтому необходимо строгое междуна-

родное регулирование промыслов в Мировом океане, разработка методов научного прогноза в рыболовстве и способов искусственного увеличения биопродуктивности промысловых районов. На вылов отдельных видов рыб (лососевые, сельди, тунец) вводятся квоты, на добычу зверей и китов выдаются лицензии аборигенам Чукотки, Камчатки, Аляски и др.

Полезные ископаемые и минеральные ресурсы Мирового океана

На ложе Мирового океана известны и продолжают разведываться месторождения полезных ископаемых. На шельфах открыты россыпные месторождения металлических и неметаллических руд, месторождения углеводородного сырья, газогидраты, а также строительные материалы.

Разведанные запасы нефти и газа на шельфе Баренцова моря имеют органическое происхождение. На мелководьях Таиланда и Индонезии добывают касситериты (оловянная руда), которые накопились в результате разрушения прибрежных гор и сноса обломочного материала в море (<http://gazeta.priroda.ru/php?act=view&g=8&r=2523>).

В восточной части Карского моря – западной части моря Лаптевых установлены россыпи золота; в восточной части Арктического шельфа России обнаружены россыпи золота и олова. Эти россыпи явно снесены мощными водными потоками с суши. Янтарь – продукт жизни хвойных лесов Прибалтики – образовался в местах погружения лесных массивов под воду и захоронения их под донными осадками. После отступления моря, часть захоронений лесов оказалась на суше. Алмазы, добываемые в прибрежной зоне Намибии, накопились здесь в результате сноса а Атлантический океан горных пород реками.

Газогидраты. Нарастание энергетических проблем вынуждает многие страны уделять внимание поискам нетрадиционных источников сырья. Одним из таких объектов стали газовые гидраты. Они представляют собой скопления газа (чаще метана) в связанном с водой состоянии на молекулярном уровне. В процессе формирования этих соединений при низких температурах

и в условиях повышенного давления молекулы метана преобразуются в кристаллы гидратов с образованием твердого вещества, по консистенции похожего на рыхлый лед. В результате молекулярного уплотнения один кубометр природного метан-гидрата в твердом состоянии содержит около 164 м^3 метана в газовой фазе и $0,87 \text{ м}^3$ воды.

Полезные ископаемые и рудопроявления в глубоководных частях М. о. разведаны и изучены недостаточно. К ним нужно отнести *железо-марганцевые корки и конкреции, кобальтоносные корки, металлоносные осадки*, а также продукты деятельности подводных гидротермальных систем. Известны железо-марганцевые корки, налеты и конкреции в Тихом океане. В его восточной части (районы разломов Кларион, Клиппертон), на глубинах порядка 5000–6000 м, дно «усеяно» железо-марганцевыми конкрециями с диаметром до 20–30 см и содержанием меди до 2,5%. Содержание марганца в сходных образованиях Атлантического океана часто превышает 13%. Мощность корок может изменяться от миллиметров до 40 сантиметров.

Гидротермальные системы и сульфидоносность. В 1979 г. во время погружения на пилотируемом подводном аппарате «Элвин» (США) в восточной части Тихого океана (район Галапагосских островов) были обнаружены первые гидротермальные источники, у устьев которых формируются массивные полиметаллические сульфидные залежи. В настоящий момент в Мировом океане изучено с разной степенью детальности свыше 100 активных и реликтовых гидротермальных полей. Гидротермальные поля представляют собой области разгрузки высоко- и низкотемпературных рудоносных растворов. Формирование гидротермальных рудоносных флюидов связано прежде всего с проникновением океанской воды по системе открытых трещин (*гьяров*) в породы коры и верхней мантии, имеющей высокую температуру. Здесь она нагревается до близкритических температур (более 400°C). После этого вода, обогащенная рудными элементами (железо, цинк, медь, серебро, золото и некоторые другие), поднимается ко дну моря. Здесь происходит контакт с холодными придонными водами, в результате которого происходит осаждение

рудных компонентов. При температуре рудоносных флюидов порядка 370°C формируются так называемые «*черные курильщики*» (от англ. black smoker). С ними связаны преимущественно сульфидные отложения, содержащие халькопирит и пирит. При более низких температурах (200–300°C) формируются «*белые курильщики*» (от англ. white smoker). Их массивные сульфидные образования, слагающие постройки (1–2 м высотой), представлены сфалеритом с примесью пирита, марказита и халькопирита. Названия «курильщиков» происходят от внешнего сходства области осаждения рудных компонентов с черным или белым дымом соответственно.

Важнейший минеральный ресурс М. о. – это солевой состав морской воды. Из нее в значительных количествах извлекается поваренная соль (например, в Китае вся потребность в соли обеспечивается путем выпаривания ее из морской воды). Из каждых 10 т химического осадка морской воды, кроме поваренной соли, можно получить 1730 кг сырого гипса, 370 кг калийных удобрений, около 2 т теплоизоляционных материалов, 0,6 кг брома. Общий вес минеральных веществ, содержащихся в морской воде, достигает 50 млрд т. Ежегодная стоимость магния, добываемого из морской воды, составляет 70 млн долларов.

В ближайшем будущем океан неизбежно станет одним из основных источников сырьевых ресурсов для населения нашей планеты. Через несколько десятилетий, когда население значительно возрастет, проблемы добычи минерального и продовольственного сырья, пресной воды, получения энергии невозможно будет решать без использования богатств не только шельфа, но и всей огромной акватории Мирового океана.

Краткая характеристика океанов

Тихий океан. Самый большой океан, по площади близкий площади суши Земли. Ширина Тихого океана от Панамы до восточного побережья о. Минданао составляет 17 200 км, а протяженность с севера на юг, от Берингова пролива до Антарктиды – 15 450 км. Он простирается от западных берегов Северной и Южной Америки до восточных побережий Азии и Австралии. С

севера Тихий океан почти полностью замыкается сушей, соединяясь с Северным Ледовитым океаном узким Беринговым проливом (минимальная ширина 86 км). На юге он доходит до берегов Антарктиды, а на востоке его граница с Атлантическим океаном проводится по 67° з. д. – меридиану мыса Горн; на западе граница южной части Тихого океана с Индийским океаном проводится по 147° в. д., соответствующему положению мыса Юго-Восточного на юге Тасмании (Гидрология суши, 1976).

Моря, относящиеся к Тихому океану: *окраинные* – Берингово, Охотское, Японское, Желтое море; *межостровные* – Восточно-Китайское море, Южно-Китайское море, Банда, Коралловое море, Соломоново море, Фиджи, Филиппинское море, Тасманово море.

Тихий океан самый глубокий. Средняя глубина его 3980 м, а максимальная достигает 11022 м в Марианском желобе. Побережье океана находится в сейсмической зоне, так как это граница литосферной плиты и место взаимодействия с другими литосферными плитами. Это взаимодействие сопровождается наземными и подводными землетрясениями и извержениями вулканов. Характерная особенность рельефа дна океана – приуроченность наибольших глубин к его окраинам. Глубоководные впадины тянутся в виде узких длинных желобов в западной и восточной частях океана. Крупные поднятия разделяют ложе океана на котловины. На востоке океана расположено Восточно-Тихоокеанское поднятие, которое входит в систему срединно-океанических хребтов.

Для Тихого океана характерна следующая система течений. К северу от экватора, между 10 и 22° с. ш., проходит Северное пассатное течение. В западной части океана возле Филиппинских островов оно делится на три ветви: одна вливается в межпассатное противотечение, вторая уходит к Зондским островам, а третья, самая мощная, образует теплое течение Куро시오.

Близ острова Кюсю от Куро시오 отделяется Цусимское течение, проникающее в Японское море через Цусимский пролив. Пройдя вдоль берегов Японии, Куро시오 поворачивает на восток и образует широтное Северотихоокеанское течение. У берегов Северной Америки из него образуются Калифорнийское и Аля-

скинское течения. Калифорнийское холодное течение направляется на юг и замыкает северное кольцо течений в Тихом океане. Аляскинское течение, следуя вдоль берегов Аляски и Алеутских островов, частично проникает в Берингово море и Северный Ледовитый океан, частично поворачивает на юг и юго-восток, образуя небольшое кольцо.

Вдоль берегов Камчатки и Курильских островов с севера на юг движется холодное Курило-Камчатское течение. С продвижением к югу оно формирует течение Ойясио, а затем постепенно погружается под теплые воды Кurocио и переходит в глубинное течение.

Межпассатное противотечение в Тихом океане существует весь год. Летом большая часть противотечения поворачивает на север. Южное пассатное течение более устойчивое, чем северное, идет на запад около 5° ю. ш. Возле берегов Новой Гвинеи оно раздваивается. Одна часть вливается в экваториальное противотечение, меньшая образует Восточноавстралийское течение. Оно создает круговое движение воды в Тасмановом море, а затем присоединяется к течению Западных Ветров. У берегов Южной Америки, от течения Западных Ветров на север, на соединение с Южным пассатным течением, идет мощное Перуанское течение (течение Гумбольдта), замыкающее кольцо тихоокеанских течений в Южном полушарии.

В водах Тихого океана сосредоточено более половины живого вещества всего Мирового океана. Это относится как к растениям, так и к животному населению. Органический мир в целом отличается видовое богатство, древность и высокая степень эндемизма. Для фауны, насчитывающей в целом до 100 тыс. видов, характерны млекопитающие, обитающие главным образом в умеренных и высоких широтах. Массовое распространение имеет представитель зубатых китов – кашалот, из беззубых китов – несколько видов полосатых китов. Отдельные роды семейства ушастых тюленей (морские львы) и морские котики встречаются на юге и на севере океана. Северные котики – ценные пушные звери, промысел которых строго контролируется. В северных водах Тихого океана водятся также ставшие очень редкими сивуч

(из ушастых тюленей) и морж, имеющий циркумполярный ареал, но ныне находящийся на грани исчезновения.

Очень богата фауна рыб. В тропических водах их насчитывается не менее 2000 видов, в северо-западных морях – около 800 видов. На долю Тихого океана приходится почти половина мирового улова рыбы. Главные традиционные районы промысла – северные и центральные части океана и в последние десятилетия также юго-восточный район. Основные промысловые семейства – лососевые, сельдевые, тресковые, ставриды, анчоусы и др.

Преобладающая масса живых организмов, населяющих Тихий океан (как и другие части М. о.), приходится на беспозвоночных, которые обитают на различных уровнях океанских вод и на дне мелководий: простейшие, кишечнополостные, членистоногие (крабы, креветки), моллюски (устрицы, мидии, кальмары, осьминоги), иглокожие и др. Они служат пищей для млекопитающих, рыб, морских птиц, но также составляют существенный компонент морских промыслов и являются объектами аквакультуры.

Тихий океан, благодаря высоким температурам его поверхностных вод в тропических широтах, особенно богат различными видами кораллов, в том числе обладающих известковым скелетом. Ни в одном из океанов нет больше такого обилия и разнообразия коралловых построек различных типов, как в Тихом.

Основу планктона составляют одноклеточные представители животного и растительного мира. В составе фитопланктона Тихого океана насчитывается почти **более чем 1000 видов** одноклеточных или колониальных водорослей. Наибольшее число видов найдено среди перидиней (683 вида) (Галеркин и др., 1982).

Атлантический океан. Его название предположительно происходит от Атласских гор на севере Африки или от мифического погибшего континента Атлантиды. Название «Атлантический океан» впервые появилось в 1507 г. на карте Вальд-Земюллера. С тех пор название утвердилось в географии.

Атлантический океан ограничен побережьями Европы и Африки с востока и Северной и Южной Америкой – с запада; на севере граничит с Северным Ледовитым океаном, на западе и востоке – соответственно с Тихим и Индийским океанами. Граница

с Северным Ледовитым океаном обычно проводится по 70° с. ш. Баффинова Земля – остров Диско, мыс Брустер (Гренландия) – 61° с. ш. на Скандинавском полуострове; граница с Тихим океаном – остров Осте (Огненная Земля) к мысу Штернек (Антарктида); граница с Индийским океаном – мыс Игольный и по 20° в. д. к Антарктиде.

Атлантический океан имеет несколько средиземных морей (Балтийское, Средиземное – межматериковое море, Адриатическое, Ионическое, Эгейское, Мраморное, Черное, Азовское) и 3 крупных залива: Мексиканский, Бискайский и Гвинейский; заостровное море – Карибское; межостровные моря – Тирренское, море Уэдделла; моря в океане – Саргассово, Северное.

От других океанов его отличает сильная изрезанность береговой линии, образующей многочисленные моря и заливы, особенно в северной части. Отличием Атлантического океана от Тихого является относительно малое количество островов и сложный рельеф дна. Благодаря подводным хребтам и поднятиям образуется множество отдельных котловин.

Обмен воды происходит за 46 лет, что в 2 раза быстрее, чем в Тихом. В океан впадают крупные и средние реки (Амазонка, Конго, Нигер, Миссисипи, Святого Лаврентия и другие), которые служили и служат естественными путями сообщения; изрезанность береговой линии Европы, наличие Мексиканского залива, Средиземного моря также способствовали развитию мореплавания и освоению океана.

Атлантический океан из-за большой протяженности с севера на юг, узости в районе экватора и связи с Северным Ледовитым океаном в целом на поверхности холоднее Тихого и Индийского океанов. Средняя температура воды на поверхности +16,9°, в то время как в Тихом – +19,1°C, Индийском – +17°C. Отличается и средняя температура толщи всей водной массы Северного и Южного полушарий. Благодаря Гольфстриму средняя температура воды Северной Атлантики +6,3°C, а южной – +5,6°C. В целом же, как и в других океанах, температура поверхностных вод понижается от экватора к полюсам, а также с запада на восток. Наличие теплых течений поддерживает температуру воды на западе океана

на 20° с. ш. около +27°C, в то время как на востоке всего около +19°. Хорошо прослеживаются и сезонные изменения температур.

В Атлантическом океане по обеим сторонам экватора существуют пассатные течения и противотечения между ними. Южное пассатное течение проходит близко к экватору; Северное пассатное течение и противотечение сдвинуты к северу от экватора. Северное пассатное течение начинается в Гвинейском заливе, пересекает океан и возле Антильских островов разделяется. Одна его ветвь заходит в Карибское море и Мексиканский залив, образуя Карибское течение, другая ветвь идет вдоль Антильских островов (Антильское течение) и смешивается со сточным Флоридским течением, выходящим из Мексиканского залива через Флоридский пролив. В результате слияния Антильского и Флоридского течений образуется великое теплое течение Гольфстрим. Гольфстрим представляет собой сравнительно узкую полосу (75–120 км) с довольно большими скоростями движения (до 10 км/ч), отделяющую теплые воды Саргассова моря от холодных вод, идущих с севера. Средняя годовая температура воды на поверхности Гольфстрима 25–26°, соленость выше среднеокеанической – около 36,5‰. Юго-восточнее Большой Ньюфаундлендской банки Гольфстрим распадается на ряд струй. Одна из них под действием западных ветров образует Североатлантическое течение. Около 50° с. ш. от него отделяется ветвь, образующая Португальское течение, которое между Канарскими островами и Зеленым мысом сливается с водами Канарского течения. Основная же ветвь Североатлантического течения идет к берегам Европы под названием Норвежского течения и потом уходит в Северный Ледовитый океан.

Южнее Исландии от Североатлантического течения отходит на северо-запад течение Ирмингера, которое, присоединяясь к Восточногренландскому стоковому течению, поворачивает к южной оконечности Гренландии. Здесь образуется Западногренландское течение, уходящее в Баффинов залив и частично проникающее в Северный Ледовитый океан. Большая часть воды Западногренландского течения поворачивает на юг, усиливается арктическими водами и образует холодное Лабрадорское тече-

ние. Температура Лабрадорского течения в январе 0°C, в августе – +12°C. Встречаясь с Гольфстримом, часть холодных вод Лабрадорского течения уходит вглубь под теплые воды Гольфстрима и на глубине 800–1200 м образуется глубинное противотечение Антигольфстрим. Благодаря Лабрадорскому течению гренландские айсберги проникают на юг вплоть до Большой Ньюфаундлендской банки.

Южное пассатное течение пересекает Атлантический океан вдоль экватора и у берегов Бразилии разделяется на Гвианское и Бразильское течения. Гвианское вместе с Северным пассатным течением несут воду на север – в Карибское море и Мексиканский залив. Бразильское течение идет на юг, постепенно отклоняясь влево и около 40° ю. ш. сливаясь с течением Западных Ветров. Небольшая часть Бразильского течения продолжает двигаться вдоль берега материка, прижимаясь к нему. Навстречу Бразильскому течению с юга движется холодное Фолклендское течение, поворачивающее после взаимодействия с Бразильским течением на восток. У берегов Африки от течения Западных Ветров к северу отходит Бенгельское. Им замыкается южное субтропическое антициклоническое кольцо течений в Атлантическом океане.

Межпассатное противотечение в Атлантическом океане на всем протяжении выражено летом; с декабря по март оно сохраняется только на востоке. Продолжение противотечения – Гвинейское течение, соединяющееся с южным экваториальным течением.

Интересной особенностью Атлантического океана является существование в нем пресных подземных вод – субмаринные источники (по И. С. Зецкеру). Один из них давно известен морякам, он расположен восточнее полуострова Флорида, где корабли пополняют запасы пресной воды; это 90-метровое «пресное окно» в соленом океане. Вода фонтанирует на глубине 40 м и поднимается на поверхность. Это типичное явление разгрузки подземного источника в области тектонических нарушений или районах развития карста. Недавно была пробурена скважина на материковом склоне Мексиканского залива у берегов Флориды, в 48 км от города Джонсонвилл. Пробурили скважину на глубине 250 м,

вырвался столб воды высотой в 9 м, вода была пресной. Поиски и исследование субмаринных источников только начинаются.

Распределение живых организмов в Атлантическом океане естественно подчиняется глобальным закономерностям пространственного распределения жизни, общим с другими океанами. Вместе с тем имеются некоторые специфические черты биологии Атлантического океана, которые определяются такими его особенностями, как наибольшая среди других океанов меридиональная протяженность и наименьшая ширина, относительно развитый шельф (около 10% площади), наличие больших придаточных бассейнов средиземноморского типа, мощное развитие Гольфстрима, оказывающего огромное влияние на всю Северную Атлантику, и четкая выраженность субтропических апвеллингов у восточных берегов (Парин, 1984).

Растительный мир Атлантического океана весьма разнообразен. Донная растительность (фитобентос), занимающая прибрежную зону до глубины 100 м (около 2% от общей площади дна океана), включает бурые (фукусы, аскофиллум, ламинария), зелёные и красные (анфельция и др.) водоросли, а также обитающие в солёной воде цветковые растения (филоспадикс, зостера, посеядония); Саргассово море, характеризующееся постоянным присутствием массы плавающих бурых водорослей – саргассов.

Фитопланктон состоит из мелких одноклеточных водорослей (диатомей, периидиней, сине-зелёных, кремне-жгутиковых, кокколитинов).

Животный мир. Животные организмы населяют всю толщу воды Атлантического океана. Разнообразие фауны увеличивается в направлении тропиков. В холодных и умеренных поясах она насчитывает тысячи видов, в тропических – десятки тысяч. Для холодных и умеренных поясов характерны: из млекопитающих – киты и ластоногие, из рыб – сельди, тресковые, окуневые и камбаловые, в зоопланктоне отмечается резкое преобладание веслоногих ракообразных и иногда крылоногих моллюсков. Между фаунами умеренных поясов обоих полушарий отмечается большое сходство в составе фауны и ее количественного развития. Не менее 100 видов животных относятся к биполярным,

т. е. характерны для холодных и умеренных поясов и отсутствуют в тропиках. К ним относятся тюлени, котики, киты, кильки, сардины, анчоусы и многие беспозвоночные, в том числе мидии. Для тропических поясов Атлантического океана характерны: кашалот, морские черепахи, ракообразные, акулы, летучие рыбы, крабы, коралловые полипы, сцифоидные медузы, сифонофоры, радиолярии.

Индийский океан. Большой частью расположен в Южном полушарии, между Азией на Севере, Африкой на Западе, Австралией на Востоке и Антарктидой на Юге. Северная часть океана делится п-овом Индостан на две части – Аравийское море на западе и Бенгальский залив на востоке. Граница между Индийским и Атлантическим океанами проводится по меридиану мыса Игольного. Граница Индийского океана с Тихим проходит по линии, соединяющей оконечность п-ова Малакка с островами Суматра, Ява, Малые Зондские о-ва от Бали до Тимора, а к югу от Тасмании – по меридиану мыса Юго-Восточного.

Первые географические данные об Индийском океане относятся ко времени плавания Васко де Гамы (1497–1499 гг.). В конце XVIII в. первые промеры его глубин провел английский мореплаватель Джеймс Кук. Комплексное изучение океана началось в конце XIX в. Наиболее крупные исследования были проведены английской экспедицией на судне «Челленджер» (1872–1876 гг.).

Индийский океан имеет наименьшее количество морей по сравнению с другими океанами. В северной части расположены наиболее крупные моря: *средиземные* – Красное море и Персидский залив, *полузамкнутое* Андаманское море и *окраинное* Аравийское море; в восточной части – *межостровные* Арафурское и Тиморское моря.

В Индийский океан несут свои воды крупнейшие реки Азии: Салуин, Иравади и Ганг с Брахмапутрой, впадающие в Бенгальский залив; Инд, впадающий в Аравийское море; Тигр и Евфрат, сливающиеся немного выше впадения в Персидский залив. Из крупных рек Африки, также впадающих в Индийский океан, следует назвать Замбези и Лимпопо.

В Северное полушарие Индийский океан заходит в основном морями и заливами. Поэтому здесь отсутствуют течения, аналогичные течениям северных частей Атлантического и Тихого океанов. Преобладающее значение имеют муссонные течения, изменяющие свое направление по сезонам года. Северное пассатное течение, межпассатное противотечение выражены здесь только зимой. Южное пассатное течение существует постоянно, но по сравнению с аналогичными южными течениями двух океанов оно значительно (на 10°) смещено к югу. Недалеко от берегов Африки оно разделяется на две ветви. Северная ветвь в летний сезон образует Сомалийское течение, зимой дает начало межпассатному течению. Южная ветвь образует Мадагаскарское и Мозамбикское течения. Сливаясь, они образуют течение Игольного мыса у южных берегов Африки, но большая часть их вод идет на восток в Течение Западных Ветров, от которого отделяется направленные на север Западно-Австралийское течение, замыкающее кольцо течений в Индийском океане.

Развитие жизни в Индийском океане определяется его значительной экваториальной долей, где главным компонентом фауны являются коралловые полипы, образующие обширные рифы с богатым растительным и животным миром: красные водоросли, губки, черви, крабы, моллюски, морские ежи, офиуры и морские звёзды, яркие коралловые рыбы. Мелководья восточного побережья заняты мангровыми зарослями. Листья мангров, попадающие в воду, создают основу для мощной детритной трофической сети в океанской экосистеме. В толще вод открытого океана с освещенностью до 100 м в массе развиваются диатомовые и перидиниевые водоросли. В составе зоопланктона богато представлены веслоногие рачки (более 100 видов), крылоногие моллюски, медузы. Огромно разнообразие радиолярий – тысячи видов. В нектоне доминируют рыбы – акулы и тунцы (объекты массового промысла), летучие рыбы, многочисленны и кальмары. Из пресмыкающихся обычны морские черепахи, а из млекопитающих – ластоногие, дюгоны, дельфины и киты. На дне в массе обитают голотурии (объект промысла).

Северный Ледовитый океан. Самый маленький и самый холодный океан. Почти вся его акватория, целиком расположенная к северу от Полярного круга, большую часть года покрыта льдом. Он почти со всех сторон окружен массивами суши – Северной Америкой и Евразией. Северный Ледовитый океан граничит с Тихим океаном посредством Берингова пролива, а с Атлантическим – через Норвежское море, расположенное между Европой и Гренландией. Моря: теплые окраинные – Норвежское, Баренцево; внутреннее Белое; окраинные арктические – Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское, Бофорта, Баффина, Гренландское. В Северный Ледовитый океан впадают крупные реки – Сев. Двина, Печора, Обь, Енисей, Хатанга, Лена, Индигирка, Колыма, Макензи.

Течения: теплые воды поступают в Северный Ледовитый океан с Северо-Атлантическим течением и распространяются в сторону Баренцева моря вдоль берегов Норвегии под названием Норвежского течения, которое примерно на долготе 14° в. д. разветвляется на Западно-Шпицбергенское и мощное Нордкапское течения. Последнее у Кольского полуострова получает название Мурманского, пересекает южную часть Баренцева моря и затем переходит в Западно-Новоземельское течение, постепенно затухающее в северной части Карского моря.

Часть теплых вод поступает в Северный Ледовитый океан из Тихого океана через Берингов пролив. На основе этих вод в районе Чукотского и Восточно-Сибирского шельфов формируется Трансарктическое течение, которое пересекает океан широкой полосой, захватывая Северный полюс, и устремляется к северному побережью Гренландии. Между Гренландией и Шпицбергом формируется мощное возвратное (стоковое) Восточно-Гренландское течение, являющееся продолжением главного Трансарктического течения. Это холодное течение отличается большой мощностью и высокой скоростью. К югу от Гренландии формируется холодное Канадское (Лабрадорское) течение, которое несет воды из Арктики в Атлантический океан.

Растительный и животный мир. Северный Ледовитый океан по богатству и разнообразию резко различается в тёплых

и холодных водах. Донные водоросли, в том числе имеющие промысловое значение (ламинариевые, фукусы и др.), в больших количествах распространены в районах влияния тёплых вод у берегов Исландии, Норвегии, Кольского полуострова и в Белом море. В холодных водах Арктического бассейна флора значительно беднее, т. к. льды препятствуют развитию жизни в литорали. Однако во всём Северном Ледовитом океане интенсивно развивается фитопланктон (в основном диатомовые), в том числе и среди льдов центральной Арктики. Животный мир более разнообразен в Северо-Европейском бассейне, где представлен более чем 2000 видами животных, включая китов (полосатик и ныне почти истребленный гренландский), и большим числом видов рыб – сельдь, треска, морской окунь, пикша и др. (см. также Арктическая область). В Арктическом бассейне среди животных млекопитающих преобладают криофилы – белый медведь, морж, тюлень, а также нарвал, белуха и др. Видовой состав рыб беден (преобладают полярная треска, навага, сайка и в устьях рек пресноводные виды рыб). В целом плотность биомассы от Атлантики к полюсу уменьшается в 5–10 раз.

Морские биологические ресурсы. Промысловыми организмами, прежде всего рыбами, в приатлантической части являются скопления сельди, трески, пикши, морского окуня, сайды и других. Ведется незначительный лицензионный промысел китов, нерпы, моржей для местного населения.

Глава 5. Озёра

Происхождение озёр

Озером называется водоем более или менее замедленного водообмена, заполняющий впадину (котловину) земной коры и не имеющий непосредственной связи с морем (океаном). Озёра – совокупный элемент гидросферы, участвующий в глобальном круговороте воды. Озеро – элемент ландшафта. Озеро – экосистема со свойственными ему абиотическими условиями и биотой.

Озерные котловины – элемент рельефа. Возникновение и развитие озерных котловин с их водными массами – предмет исследований географов-гидрологов, а формирование озерных сред обитания и насыщение их жизнью при взаимодействии живых и косных элементов этих сред – предмет исследований ученых лимнологов – озероведов (лимнос – «*limnos*» – озеро). Знание места и роли озёр в функционировании гидросферы может основываться на изучении их географии, места озёр в гидрографической сети региона, участия озёр в глобальном водообмене, истории образования их котловин и экосистемных преобразований (старение озёр, превращения их в болота или исчезновение). Изучение озёр необходимо начинать с образования природных котловин, что дает возможность установить тип водного питания, физических и химических характеристик их вод, температурные классификации озёр, их трофического (продукционного) статуса, сукцессионных и эволюционных процессов в озерных экосистемах, причины происхождения озерных ванн и в соответствии с этим распределить озера на несколько групп по их происхождению (см. табл. 5).

- **Тектонические озера.** Происхождение тектонических котловин связано с горообразовательными процессами, поэтому уровень этих озёр выше уровня Мирового океана и они окружены горными массивами, с которых происходит снеговое и ледниковое питание. Берега таких озёр крутые, скалистые. Озера вытянуты в длину по направлению рифтовых линий. Озера олиготрофного или ультра-олиготрофного типа (Байкал). Холодные, проточные. В фауне могут быть реликтовые и эндемичные элементы.

Таблица 5

Генетические классификации озерных котловин
(Китаев, 2007)

<i>Происхождение</i>	<i>Пояснение</i>	<i>Примеры</i>
Тектонические	Образуются в понижениях, возникших в результате тектонических движений земной коры (трещины, сбросы)	Байкал, Танганьика, Ладожское, Онежское, Иссык-Куль, Севан, Эри, Онтарио, Гурон, Мичиган, Верхнее и др
Вулканические	Возникают в кратерах потухших вулканов	Многие озера Исландии, Италии, Японии, Новой Зеландии, Камчатки, Закавказья, Америки и др.
Завальные	При обвалах и оползнях с перемещением больших масс горных пород на дно речных долин с их перекрытием, что приводит к образованию озер	Сарезское (возникло в 1911 г.) на Памире, некоторые альпийские озера
Ледниковые	Эрозия и аккумуляция материала при перемещении ледников и их таянии	Озерные области Европы (Англия, Северо-Запад России, Прибалтика), Сибирь, Северная Америка
Карстовые	Возникают в районах распространения известняков, доломитов, гипсов. К этой же группе примыкают и термокарстовые озера, образовавшиеся в результате таяния льда зоны вечной мерзлоты	Озера Югославии, Поволжья, Архангельской области, юга Сибири, Америки (Флорида, Индиана, Теннесси и другие штаты). Озера Якутии, Ямала, Большеземельской тундры, Севера Канады и Аляски

Речные (водно-эрозийные и водно-аккумулятивные) и у побережий морей и крупных озер	Возникают в результате русловой эрозии рек и побережья морей (старицы, плесовые озера, дельтовые, лагуны и лиманы морских побережий). Фиорды – отделенные наносами и завалами в результате поднятия берегов	Озера в районе равнинных рек, дельт рек (Волга, Лена, Миссисипи, Нил и др.), лагуны и лиманы многих морей и крупных озер
Эоловые	В результате выдувания или эрозии обломочного материала и переотложения песка между дюнами	Некоторые озера Австралии, Южной Африки и Америки, Казахстана, Средней Азии, Прибалтики и др
Органогенные	Возникают на болотах и на местах выгорания торфа	Карелия, Кольский полуостров, Сибирь, Север Северной Америки
Метеоритные	Возникают в результате падения метеоритов, комет и астероидов	Эльгыгитган (Чукотка). На острове Саарема (Эстония), Янисъярви (Карелия), Чабб (Канада), Босумтви (Гана), Лонар (Индия)
Смешанные (гетерогенные)	Тектонико-ледниковые	Озера Карелии (Ладозское, Онежское, Паанаярви, Токозеро, Сегозеро), Кольского полуострова, Швеции, Финляндии, Северной Америки, Телецкое в Сибири
Деятельность животных	В лесных зонах бобры строят плотины на водотоках, где возникают водоемы замедленного водообмена	Озера бобровых плотин в лесных зонах
Антропогенные	Водохранилища, пруды, водоемы, возникшие на месте копей, карьеров	По всему миру

- **Вулканические**, расположенные в кратерах вулканов; форма котловин округлая, коническая, вода может быть насыщена серой и подогретой выходами подземных термальных вод.

- **Ледниковые и моренные**, расположенные в котловинах, выпаханных ледником, или во впадинах, образовавшихся в результате отложения морены, запрудившей реку или поток талых вод. Ледниковые выпаханные озёра заполняют котловины, которые сформировались в результате деятельности ледника. Двигаясь, ледник выпахивал рыхлые породы, создавая понижения в рельефе: в одних местах – длинные и узкие, а в других – овалы. Со временем они заполнились водой. Таких озёр очень много на севере Североамериканского континента, в Евразии на Скандинавском и Кольском полуостровах, в Финляндии, Карелии и на Таймыре. В горных районах, например в Альпах и на Кавказе, ледниковые озёра располагаются в карах – чашеобразных углублениях в верхних частях горных склонов, в создании которых приняли участие небольшие горные ледники и снежники.

Аккумулятивные моренные озерные котловины образовались там, где ледник откладывал морену – рыхлые горные породы, снесенные из центральных областей. Озерные котловины в пределах моренно-равнинного рельефа широкие, овальной формы и мелкие (Ильмень, Белое, Чудское, Воже, Лача), в понижениях моренно-холмистого рельефа – сложной лопастной формы с многими полуостровами, заливами, островами и проливами (Селигер).

В горах ледниковые озерные котловины представлены моренно-запрудными и каровыми. Моренно-запрудные образовались так же, как и на равнинах, – при запрудивании плейстоценовыми ледниками речных долин. В таких котловинах находятся крупные альпийские озера. Карамы называются небольшие округлые котловины близ снеговой линии, выработанные снежниками и ледниками. Каровые озера небольшие с чистой и холодной водой.

Ледниковые выпаханные озера имеют твердое ложе, обычно неглубокие, с низкими заболоченными берегами (Карелия, Финляндия), проточные, часто соединяющиеся реками. Моренные озера имеют дно из ледниковых отложений – каменистое, глинистое, песчаное; берега сильно изрезанные из скальных или рых-

лых пород, имеют многочисленные мелководные зарастающие заливы, много островов (Валдайское, Селигер). Растительность и фауна характерны для региона.

- **Карстовые**, расположенные в отрицательных формах карстового рельефа.

Карстовое озеро – озеро, заполняющее отрицательную поверхностную форму карста: воронку, ванну.

В районах, сложенных известняками, доломитами и гипсами, в результате химического растворения этих пород поверхностными и подземными водами возникают карсты – промоины, пустоты. Толщи песка и глины, лежащие над карстующимися породами, проваливаются в подземные пустоты, образуя на земной поверхности углубления, которые со временем заполняются водой и становятся озёрами. Карстовые озёра встречаются и в пещерах, их можно увидеть в Крыму, на Кавказе (Кабардино-Балкария), на Урале и в других районах (Республика Марий-Эл). Форма таких озер в виде воронки или вытянутая по направлению подземного размывающего потока воды.

Суффозионные озерные котловины обязаны просадкам грунта в связи с выносом грунтовыми водами растворимых, а также легко подвижных горных пород верхних слоев коры выветривания. В Северо-Западном регионе они не типичны, примерами являются многие озера степной части Западно-Сибирской равнины, Казахстана и Центральной Азии.

- **Термокарстовые**, расположенные в просадочных впадинах, образующихся при протаивании многолетнемерзлых пород. В тундре, а иногда и в тайге, где распространена многолетняя мерзлота, в тёплое время года грунт подтаивает и проседает. В небольших углублениях появляются озёра, называемые термокарстовыми. В образовании таких озер может быть повинен человек. В местах нефтепромыслов часто нарушается моховой покров. Открывшиеся мерзлотные грунты летом прогреваются, образуются лужи, которые быстро расширяются и превращаются в озера разной формы с торфяными бровками берегов.

К термокарстовым относятся, например, аласы Витимской низменности и котловины многих тундровых озерков. Все они

имеют небольшую глубину и невелики по площади. Фауна таких озер представлена в основном личинками гетеротопов – комаров мошек, мух, слепней.

- **Лиманные** – обособившиеся участки моря в устьях (блокированных) рек (Донские, Днепровские и Бугские лиманы). Они мелководные, зарастающие тростниками, служат местом гнездования и зимовки перелетных водоплавающих птиц.

- **Старицы**. Нередко в озера превращаются и отдельные участки речных русел, отделившиеся от реки, это озера-старицы. Старица – замкнутый водоем, полностью или частично отделившийся от реки участок ее прежнего русла. Старица имеет продолговатую извилистую или подковообразную форму. Старицы обычно образуются при спрямлении русла, когда в половодье воды, идущие по пойме, успевают промыть более короткий путь. Река, вернувшаяся в свои берега, использует этот новый участок русла, а старый, более длинный, оказывается ненужным. Постепенно входы в старицу заносятся песком и илом. Старица некоторое время сохраняется как озеро, а затем превращается в болото или сырой луг.

- **Эоловые озера** образуются в углублениях земной поверхности, выдутых ветром.

- **Лагунные озера** – отделенные косами участки моря (оз. Могильное на о-ве Кильдин в Баренцовом море).

- **Органогенные котловины** возникают на сфагновых болотах тайги, лесотундры и тундры, а также на коралловых островах, они обязаны неравномерному нарастанию в первом случае мхов, во втором – полипов. Хозяйственная деятельность человека также одна из причин образования многочисленных озер, например в затопленных каменоломнях или местах торфоразработок.

Человек создает и обширные искусственные озера – водохранилища. В меньшем масштабе – это пруды-копани. Обширные карьеры, заполненные водой, со временем приобретают озерные характеристики: берега зарастают, фитопланктон и зоопланктон имеют типичный озерный облик (озеро «Техас» в Заволжском р-не Ярославля, Ляпинские карьеры).

Озерные котловины со временем изменяются в своих очертаниях под действием геологических, климатических, гидрологических, биологических, в том числе антропогенных сил. Озера проходят стадии молодости-юности, зрелости и старости их экосистем. Озера могут временно или навсегда исчезать, на их месте могут образовываться болота, далее лес, человеческие поселения.

Морфология озерной котловины

Каждое озеро имеет борта впадины (склоны) и дно (собственно котел). Описание котловины делается на момент изучения, но исследуется и ее история, результатом которой и является современный облик озерной котловины. Морфология и генезис озерной котловины тесным образом связаны с формированием и развитием рельефа озерного района и в целом региона.

Склоны озерного ложа могут быть пологими, с уступами или крутыми, глубинная зона котла может быть обширной, более или менее ровной или узкой в конусе котловины. Верхняя часть склонов представлена прибрежной или **литоральной** зоной (границей ее считают глубину распространения высшей водной растительности); переходную, или **сублитораль**, и глубинную – **профундаль-котел** (рис. 14). В очень глубоких озерах (например, Байкал) выделяют еще область больших глубин – **абиссаль**.

Название «**литораль**» заимствовано из океанологии и справедливо лишь для крупных и глубоких озер. Для небольших и мелководных озер более правильно использовать понятие «прибрежная зона». Литораль ещё и обобщенное понятие, включающее ее уровенные подразделения: *эпилитораль* (не контактирующая с водой) и *супралитораль* (зона брызг, заплеска, омываемая прибоем) (Ветцель, 1983); может быть представлена песчаными и каменистыми пляжами; зарастающей земноводной растительностью (инфралитораль); *эулитораль* – зона, расположенная между верхним и нижним пределами колебаний уровня воды в озере (термин не признается океанологами), *сублитораль* – зона ниже распространения зеленых макрофитов и занятая харовыми водорослями, обычно соответствующая **металимниону** – зоне температурного скачка.

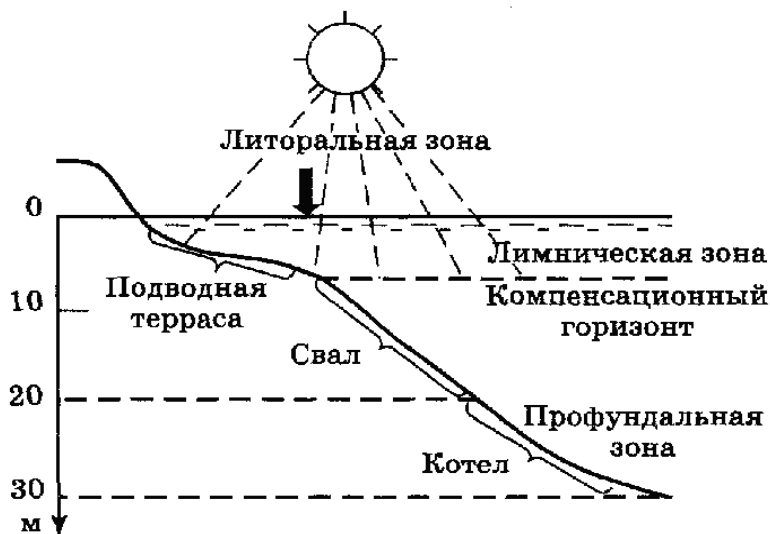


Рис. 14. Главные зоны в экосистеме непроточного континентального водоема (по Ю. Одуму, 1986); глубины указаны ориентировочно

Ниже литорали (сублиторали) расположена зона большей части дна озера — **профундаль**, где отлагаются илы органического или минерального происхождения, с большей или меньшей частью растительного детрита.

Продукты размывания, дефляции и денудации берегов, отлагаясь на дне, образуют **подводные террасы** (отсыпь, изрубье, свал), а в устьях рек — дельты разной формы и бары. Исходная форма котловины просматривается по юной стадии озера. В дальнейшем происходит заполнение котловины осадками, озеро мелеет, прибрежная зона зарастает (стадия зрелости). На конечной стадии развития котловины и экосистемы водоема может образоваться болото или солончак. Все эти процессы сопровождаются изменениями водного, гидрохимического и гидробиологического режимов озера.

Морфометрия озера

Морфометрия озер является количественной характеристикой форм и размеров котловины и объема занимающих их вод. Морфометрические показатели имеют первостепенное значение для лимнологических и гидробиологических исследований (Китаев, 2007). Морфометрические показатели определяются по плану или карте водоема в изобатах и относятся к определенному уровню воды. Зная эти характеристики, можно сравнивать озера между собой.

К числу морфометрических характеристик относят **площадь озера, длину, ширину, большую и малую оси, степень извилистости береговой линии, объем воды в озере, среднюю и максимальную глубину, средний уклон дна между изобатами (изолиниями глубин) и средний уклон склонов озера.**

Площадь озера W (m^2) – это площадь его водной поверхности (акватории) без островов. Изменяется в зависимости от колебаний уровня воды в озере, так как берега его не являются отвесными.

Длина озера L (метры) – кратчайшее расстояние между двумя наиболее удаленными точками берегов, считая по водной поверхности. При неправильном очертании водоема она будет состоять из отдельных отрезков линий, проведенных по середине озера.

Ширина озера B (метры). Различают максимальную ширину $B_{\text{макс}}$, определяемую как расстояние между наиболее удаленными точками в перпендикулярном направлении к линии его длины, и среднюю ширину B_{cp} – отношение площади озера к его длине, т. е.

$$B_{\text{cp}} = W / L.$$

Большая ось озера L (метры) представляет собой прямую, соединяющую наиболее удаленные точки берегов. При ее проведении можно пересекать береговую линию озера.

Малая ось озера L_1 (метры) проводится в месте наибольшей ширины озера перпендикулярно к большой оси.

Коэффициент извилистости береговой линии (M) может быть выражен отношением длины береговой линии S к периметру ломаной линии S_1 , обводящей контур озера, т. е.

$$M = S/S_1.$$

Средняя глубина озера $h_{\text{ср}}$ (метры) определяется отношением объема воды к площади зеркала W

$$h_{\text{ср}} = V/W.$$

Максимальная глубина озера $h_{\text{макс}}$ определяется путем выборки из данных промеров глубин.

Объем воды в озере V (м^3) определяется по плану озера в изобатах. Изобатные поверхности делят объем озера на ряд слоев, каждый из которых можно рассматривать приближенно как призму, основаниями которой будут площади, ограниченные смежными изобатами, а высота равна сечению между ними (батиграфические кривые).

Батиграфическая кривая отражает связь между глубинами и площадями, ооконтуренными изобатами озера. Глубина озера откладывается на отрицательной оси ординат, а соответственно площадь – по положительному направлению оси абсцисс (рис. 15).

Гипсографическая кривая – та же кривая, но с отметками изобат (уровней) вместо глубин. Для построения этих кривых глубины озера (отметки изобат) откладываются по отрицательному направлению оси ординат, а соответствующие площади – по положительному направлению оси абсцисс (рис. 16).

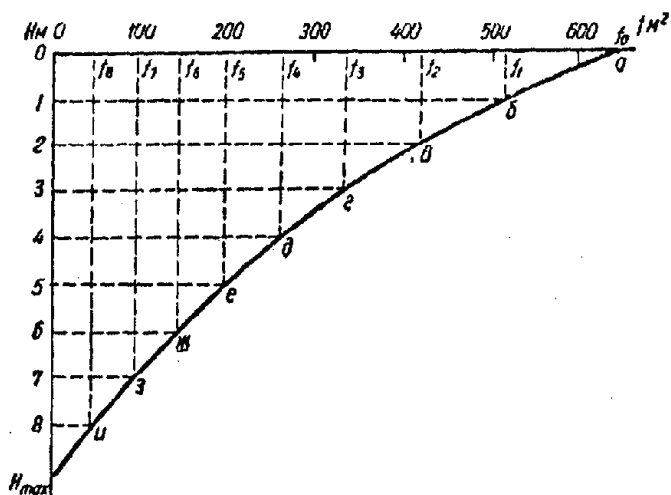


Рис. 15. Батиграфическая кривая озера (Богословский, 1960)

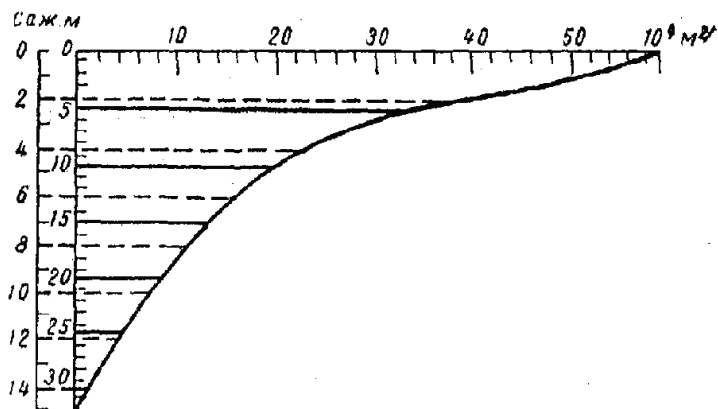


Рис. 16. Гипсографическая кривая Глубокого озера (Муравейский, (1960)

По батиграфической (гипсографической) кривой можно определить объем водной массы планиметрированием площади между осями координат и кривой и умножением ее на значение единицы площади в масштабе чертежа.

Объемная кривая отражает связь между объемом водной массы и глубиной (уровнем). На линиях, соответствующих тем или иным глубинам, откладываются в масштабе объемы воды, находящиеся под изобатами.

Общая площадь озер земного шара составляет около 2,7 млн км² (около 1,8% площади суши). Объем их около 280 млн км³ (в том числе водохранилищ 5 тыс. км³).

Питание озер и водный баланс

Озера – это аккумулирующие природные системы с замедленным водообменом, что отличает их от рек и других водотоков. Замедленностью водообмена и структурой водного баланса обусловлена роль озер как природных регуляторов стока речных систем. Питание и водный баланс озер рассматривается по книге «Гидрология суши» (1976).

Питание озер происходит поверхностными и подземными водами. Поверхностное питание включает атмосферные осадки, выпадающие на поверхность озера, приток речных вод и конденсацию водяных паров воздуха на поверхности озера. Подземное питание осуществляется за счет притока подземных вод. Значение каждого вида питания (поверхностного или подземного) различно для разных озер. Атмосферные осадки и приток речных вод являются основными источниками питания озер. Конденсация водяных паров из атмосферы в питании озер составляет ничтожную долю и наблюдается в то время, когда температура поверхностных слоев воды в озере ниже температуры воздуха. Подземное питание бывает значительным для озер, расположенных в карстовых районах.

Расход (убыль) воды из озера происходит путем испарения, а также путем поверхностного и подземного стока. Кроме того, часть воды из озера может быть изъята для удовлетворения хозяйственных потребностей. Испарение зависит от климатических условий, оно тем больше, чем суше климат. Для некоторых озер испарение является основным видом потерь воды (например, озера Каспийское, Аральское и др.). Поверхностный сток из озера определяется количеством воды, выносимой из него реками.

Подземный сток из озер зависит от гидрогеологических условий: он велик при наличии карстовых и рыхлых вулканических пород (пористые лавы и туфы).

Соотношение прихода воды в озеро и убыли ее за некоторое время может быть выражено уравнением водного баланса (Гидрология суши, 1975), которое имеет следующий вид:

$$X + c + Q + q = Z + Y + r + B \pm \Delta V,$$

где X – атмосферные осадки; c – конденсация, Q – приток речных вод; q – приток подземных вод; Z – испарение; Y – речной сток из озера; r – подземный сток; B – потребление воды на хозяйственные нужды; $\pm \Delta V$ – изменение объема озера, зависящее от соотношения приходной и расходной частей водного баланса.

Повышенное питание озера весной (снеготаяние, дожди) вызывает увеличение приходной части уравнения водного баланса, и в это время происходит увеличение объема воды в озере. В засушливое время года расход воды из озера превышает приход ее и в озере происходит уменьшение ранее накопленных запасов воды. Поэтому член уравнения водного баланса ΔV имеет знак плюс или минус. Изменение запасов воды в озере определяется из соотношения $\Delta V = \omega \cdot \Delta h$, где ω – площадь зеркала озера, а Δh – изменение уровня воды, соответствующее изменению объема ΔV .

Компоненты, входящие в уравнение водного баланса (формулы должны быть выражены в одних мерах: в объемах воды (м^3 , км^3) или в виде слоя (мм)). Последний способ выражения употребительнее, так как позволяет избежать громоздких цифр.

Уровенный режим озер

Уровень воды в озере – учетный параметр водного баланса, выражающийся изменением объема воды (ΔV) за некоторый учетный период (статические, сезонные колебания). Однако он имеет и качественную характеристику явлений и процессов локального характера: изменение атмосферного давления по акватории озера, сгонно-нагонные ветровые явления, повышение уровня в

местах притока и понижения в районе стока воды, сейши (динамические колебания). Динамические колебания не сказываются на общем объеме воды в озере. На амплитуде динамических колебаний уровня воды озер сказывается размер акватории, рельеф и география озерного района, высота берегов, проточность, распределенность притока и стока вод, зарастаемость прибрежных зон, изрезанность берегов (наличие заливов) и пр.

Наибольшая амплитуда колебания уровня в озерах аридных регионов (преобладает испарение над поверхностным стоком и осадками). Наименьшая – в озерах с устойчивым доминированием питания подземными водами (в карстовых суффозионных озерах) и озерах с высокой заболоченностью водосборного бассейна. В горных озерах с постоянным притоком снеговых, ледниковых и подледниковых вод колебания уровня также не высоки.

Отчетливые сезонные колебания уровня воды в озерах умеренных широт с максимумами в весенний период и минимумами в летний и зимний периоды. В регионах (Приморский край) с летне-осенними муссонными паводками максимумы уровня наблюдаются в весенний и осенний периоды. В озерах Западной Европы максимумы уровня воды могут быть в весенний и зимний период.

Уровень воды в озерах очень влияет на развитие жизни в них. При быстром спаде уровня от весны к лету и осени в засушливых районах формируется бедный солоноватоводный комплекс флоры и фауны. Неустойчивый режим уровня проточных озер и водохранилищ сказывается на зарастаемости прибрежной зоны и создании более или менее благоприятных условий для нереста рыб и нагула молоди, формировании зарослевого комплекса беспозвоночных гидробионтов.

Уровенный режим определяет гидрологический и гидрохимический режим озер: динамические процессы движения водных масс, уменьшение или повышение минерализации вод, что сказывается на трофности (продуктивности) водоема и развитии жизни в толще воды и на дне, изменении газового режима водоемов и протекании микробиологических процессов.

Динамические явления в озерах

Движения водных масс в озерах (гидродинамика) – следствие проявления двух главных сил – ветра и конвекции. В результате наблюдаются ветровые течения и волнения в горизонтальной плоскости и вертикальные конвективные (плотностные, при наличии термобара) течения и перемешивания водных масс. В озерах, не покрывающихся льдом, эти явления постоянны, для озер с ледовым периодом эти явления происходят в периоды открытой воды. Интенсивность гидродинамических процессов зависит прежде всего от морфологии и морфометрии котловины. Ветровые волнения формируют береговую линию и создают сгонно-нагонные явления, а в зимнее время давление ветра на ледовый покров приводит к подвижкам льда и торосованию (Байкал). Конвективное перемешивание влияет на гидрохимический и гидробиологический режимы, в том числе микробиологические процессы в толще воды и на дне.

Волнение. Ветер, воздействуя на водную поверхность, вызывает волны, называемые поступательными или гравитационными. Размер их зависит от скорости и продолжительности действия ветра, длины разгона (пути, на протяжении которого ветер воздействует на водную поверхность) и глубины озера на пути разгона волны.

После прекращения действия ветра волны в силу инерции еще продолжают, и такие волны получили название зыби (рис. 17).

У волны различают высоту (h) – вертикальное расстояние между соседними гребнем и ложбиной; длину волны (λ) – горизонтальное расстояние между соседними гребнями или подошвами (ложбины). Крутизна волны (ε) определяется делением высоты волны (h) на ее длину (λ). Период волны (T) – время, в течение которого волна пробегает расстояние, равное ее длине. Высота и крутизна волны зависит от глубины озера. При одинаковой скорости ветра длина волны будет больше над глубокими участками (более пологая волна – «волны глубокой воды») и меньше над малыми глубинами (более крутая волна – «волны мелководья»). Последние характерны для обширных, но мелководных водохранилищ (Рыбинское); они обладают большей раз-

рушительной силой. Максимальная высота волны бывает различной. Для озер Байкал и Телецкого она составляет 4 м и более, Ладожского – 5–8 м, Онежского – 2,5–3 м, для озера Мичиган (США) – 6–9 м (Гидрология суши, 1976). Резкие порывы ветра «взбивают» водную поверхность и вызывают крутые высокие волны («Баргузин» и «Сарма» на Байкале).

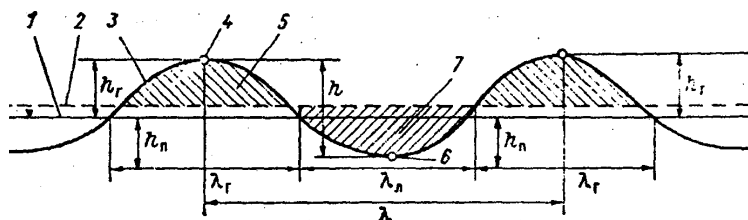


Рис. 17. Профиль волны и ее элементы (Судольский, 1991): 1 – статический уровень, 2- средняя волновая линия, 3 – профиль волны, 4 – вершина волны, 5 – гребень волны, 6 – подошва волны, 7 – ложбина волны: λ – длина волны, λ_r – длина гребня, λ_l – длина ложбины, h – высота волны, h_r – высота гребня, h_n – заглубление подошвы

Волнение может возникать не только под влиянием ветра, но и от подземных толчков, вызванных тектоническими или вулканическими процессами.

Сейши. Если в озере нарушается равновесие водных масс, могут возникать стоячие волны, или «сейши». При этом вся масса воды испытывает ритмические колебания, опускаясь в одном месте и поднимаясь в другом, подобно качанию маятника или весов. Эти колебания могут продолжаться по инерции уже после устранения причины, вызвавшей сейшу, пока они не затухнут под влиянием трения.

Сейши образуются от разных причин: вследствие неравномерного распределения над озером быстрых колебаний атмосферного давления при внезапном шквале или при быстром затухании ветра, сильном ливне, охватывающем часть озера, и т. д.

Неподвижная ось, относительно которой происходят колебания водных масс, называется узлом сейш. В зависимости от размеров озера и причин, вызывающих образование сейш, раз-

личают сейши одноузловые, двухузловые и многоузловые (рис. 18). Наибольшее распространение имеют одноузловые сейши. Сейши образуются вдоль озера (продольные) и поперек его (поперечные) или в обоих направлениях. Наблюдаются сейши в озерах любого размера, но на небольших водоемах вследствие малой амплитуды и периода сейш установить их трудно. Амплитуда и период сейшевых колебаний могут быть различными. Например, на оз. Байкал сейши бывают высотой

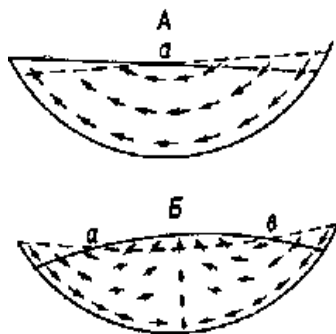


Рис. 18. Одноузловая (А) и двухузловая (Б) сейши (по: Гидрология суши, 1976)

5–7 см, но чаще они встречаются с амплитудой 14 см и периодом 4 ч 51 мин, в Женевском озере амплитуда сейш доходила до 2 м с периодом 73 мин. Чаще всего на озерах встречаются сейши с небольшими амплитудами, не превышающими 20–30 см. Автору удалось наблюдать необычно мощный сейш на оз. Сомот-Лор (Тюменская обл.) в 1966 г., когда один край озера поднялся на высоту 1,5 м, вода перетекла на другую сторону озера и оголилось дно большого залива. Время сейша составило около 2 часов.

Течения. Течения в озерах, как и в морях и океанах, вызываются сходными причинами, поэтому и называются так же: ветровые, стоковые, плотностные (конвекционные) и добавляются еще сейшевые. Преобладают ветровые и стоковые течения.

Ветровые течения в озерах менее выражены по направленности (сравни: пассатные) и обычно имеют циклический сезонный характер относительно «розы ветров». В озерах также возникают *дрейфовые* течения, совпадающие с направлением ветра, и *градиентные-компенсационные*, возвратные течения, возникающие в процессе или после сгонно-нагонных явлений со стороны наветренного берега в сторону подветренного.

Сгонно-нагонные явления в озерах, подверженных цветению сине-зелеными водорослями, могут вызвать серьезные экологические последствия. Концентрация у наветренного берега водо-

рослей и их фитотоксинов может вызвать массовую гибель моллюсков и рыб. Такие явления наблюдались в оз. Плещеево.

Стоковые течения. Течения, обусловленные притоком и оттоком речных вод, называются стоковыми (Гидрология суши, 1976). Впадающие в озеро реки создают в устье повышение уровня; в месте, где река вытекает из озера, наблюдается понижение уровня. При этом создается уклон водной поверхности, который и приводит к образованию течения. В проточных вытянутых озерах, имеющих небольшой объем воды (они нередко являются как бы расширением реки), стоковые течения прослеживаются по всем протяжению водоема. В больших озерах (Байкал) стоковое течение хорошо заметно в истоке Ангары. Скорости стоковых течений зависят от колебаний расходов рек.

Плотностные (конвекционные) течения. Характерны для глубоких озер с сезонным ходом температур, когда возникает температурный бар между глубинными и поверхностными водными массами. Возникают в озерах при наличии неоднородной плотности масс воды.

Глубоководные части озера прогреваются и охлаждаются гораздо медленнее, чем мелководные зоны. Это обуславливает разную плотность воды и возникновение термической циркуляции. Подобное течение отмечено в Ладожском озере.

Выражением конвекционных течений является меромиксия вод (моно- и димиктические озера). При меромиксии происходит обмен газами и минеральными составляющими между глубинными и поверхностными водными массами.

Сейшевые течения. Вызываются действием сейш. При сейшах отсутствуют волны подобные ветровым, но вдоль узловых линий сейш происходят горизонтальные перемещения воды, т. е. течения. Эти течения охватывают весь объем вод озера и способствуют водообмену между его отдельными частями.

Термический режим озер

Температура – главный, обязательно учетный и неустранимый абиотический экологический фактор. Этот фактор имеет индивидуальные и экосистемные параметры.

Термический режим озер (водоемов) – изменение температуры воды в определенный временной период (сутки – суточный, сезонный, годовой, многолетний) в озерной котловине.

Озера как экосистемы функционируют в пределах эволюционно сложившихся региональных параметров температуры. Выход ее за пределы этих параметров вызывает более или менее заметные и даже катастрофические последствия для водных экосистем (оз. Кенон в г. Чита: подогрев сбросными теплыми водами ТЭС).

Термический режим озер во многом определяет биологическую продуктивность водоемов: степень развития водной растительности, зоопланктона, бентоса, рыбы, а также оптические особенности, химизм и динамику водных масс.

От соотношения прихода и расхода тепла в озере зависит его тепловой баланс. Под тепловым балансом понимают соотношение количеств тепла, поступающего в воду и теряемого ею в результате взаимодействия различных тепловых и динамических процессов. Тепловой баланс озера может быть выражен уравнением, в котором учитываются все потоки тепла, поглощаемые водоемом и расходуемые им. Обозначим: $Q_{\text{ср}}$ – суммарная (прямая и рассеянная) коротковолновая солнечная радиация, поглощаемая водой (снежно-ледяным покровом);

$Q_{\text{иа}}$ – встречное длинноволновое излучение атмосферы, поглощаемое водой (снежно-ледяным покровом);

$Q_{\text{ив}}$ – потеря тепла водой (снежно-ледяным покровом) путем излучения;

$Q_{\text{та}}$ – турбулентный обмен тепла с атмосферой путем конвекции и теплопроводности (за счет разности температуры воды и воздуха);

$Q_{\text{ик}}$ – тепло, расходующееся на испарение или выделяющееся при конденсации паров из атмосферы;

$Q_{\text{тд}}$ – теплообмен с грунтами озерной котловины;

$Q_{\text{пр}}$ – тепло, отдаваемое озеру притоками и источниками;

$Q_{\text{ст}}$ – вынос тепла из озера поверхностным и подземным стоком;

$Q_{\text{ос}}$ – тепло, поступающее в озеро с дождевыми осадками или расходуемое на таяние снега, выпадающего на поверхность озера;

$Q_{\text{л}}$ – тепло, выделяющееся при кристаллизации льда или затрачивающееся на его таяние в пределах водоема;

$Q_{\text{лп}}$ – тепло, затрачиваемое на таяние льда, внесенного в озеро притоками;

$Q_{\text{лс}}$ – тепло, затрачиваемое на образование льда в озере, но затем вынесенное через исток;

Q – изменение запасов тепла в озере за некоторый промежуток времени Δt или результирующий тепловой поток. Уравнение теплового баланса озера имеет вид:

$$Q_{\text{ср}} + Q_{\text{иа}} - Q_{\text{ив}} \pm Q_{\text{та}} \pm Q_{\text{ик}} + Q_{\text{тд}} + Q_{\text{пр}} - \\ - Q_{\text{ст}} \pm Q_{\text{ос}} \pm Q_{\text{л}} - Q_{\text{лп}} + Q_{\text{лс}} \pm Q = 0$$

Все составляющие теплового баланса выражаются в одинаковых тепловых единицах в форме теплового потока, отнесенного к единице поверхности (кал/ (см²-сутки), кал/ (см²•год), ткал/ (м² • сутки)).

Составляющие $Q_{\text{ср}}$, $Q_{\text{иа}}$, $Q_{\text{пр}}$, $Q_{\text{л}}$ входят в уравнение теплового баланса всегда с положительным знаком, из них величина $Q_{\text{ср}}$ является основным источником нагревания озера. Составляющие $Q_{\text{ив}}$, $Q_{\text{ст}}$, $Q_{\text{лп}}$ всегда имеют отрицательный знак. Остальные составляющие теплового баланса могут иметь как отрицательный, так и положительный знак в зависимости от того, как направлен тепловой поток: от водной массы озера в атмосферу ($Q_{\text{та}}$) или литосферу ($Q_{\text{тд}}$) – составляющие имеют отрицательный знак, или, наоборот, к озеру – знак положительный. Составляющая теплового баланса $Q_{\text{ик}}$ будет положительна при конденсации паров и отрицательна при испарении; составляющая $Q_{\text{ос}}$ положительна при выпадении дождя и отрицательна при выпадении снега, а величина $Q_{\text{л}}$ положительна при кристаллизации льда и отрицательна при его таянии.

Значение каждого составляющего теплового баланса меняется по суткам, сезонам и годам, и даже в зависимости от непериодических и случайных астрономических и метеорологических условий.

Приток и отток тепла из озера проявляются на всей его окружающей территории через потоки накопленного тепла с озера –

подогревание и увлажнение прибрежий осенью и охлаждение их весной за счет поглощения тепла на таяние льдов и нагрев воды.

Наиболее интенсивные потери тепла из озер происходят перед замерзанием их и замедляются после установления ледостава. В результате формируются микроклиматы в озерных котловинах.

Распределение температуры воды по акватории озера зависит от типа озера по происхождению, глубины, климатической зоны, морфологии котловины и ветрового перемешивания.

По характеру распределения температуры в толще вод озер их называют *стратифицированными* (послойное распределение температуры) и *нестратифицированными* (выравненное распределение температуры).

В более общем виде распределение температуры в толще воды озера рассматривается по трем слоям – температурным (плотностным) зонам – *эпилимнион*, *металимнион* и *гиполимнион* (рис. 19). Эти зоны типичны для глубоководных озер, так называемых стратифицированных. Верхний слой воды – эпилимнион имеет суточный и сезонный ход температурной кривой. В период открытой воды происходит ее нагревание от прямого действия солнечной радиации ($Q_{\text{ср}}$) и приводного слоя атмосферы ($Q_{\text{иа}}$) (летом). Вода становится более теплой и менее плотной. Нижние слои холоднее и вода более плотная. Устанавливается *прямая температурная стратификация* при температуре до 4°C. При температуре 4°C верхний слой воды как наиболее плотный может опуститься ниже, вплоть до дна, если озеро неглубокое. Совершается весенняя циркуляция – перемешивание водных масс (рис. 20а). В глубоких озерах, в которых температура воды у дна 4°C, перемешивание захватывает только средний и верхний слой. После этого устанавливается на некоторое время *гомотермия*, а затем восстанавливается *прямая температурная стратификация* вплоть до осеннего остывания верхнего слоя до 4°C. При этом происходит погружение верхнего слоя вглубь, даже до дна в неглубоких озерах. Это осенняя циркуляция воды, характерная для димиктических озер умеренных широт. На какое-то время может устанавливаться осенняя *гомотермия*. В дальнейшем до

ледостава и в зимний период наблюдается *обратная температурная стратификация* в озере (рис. 20б).

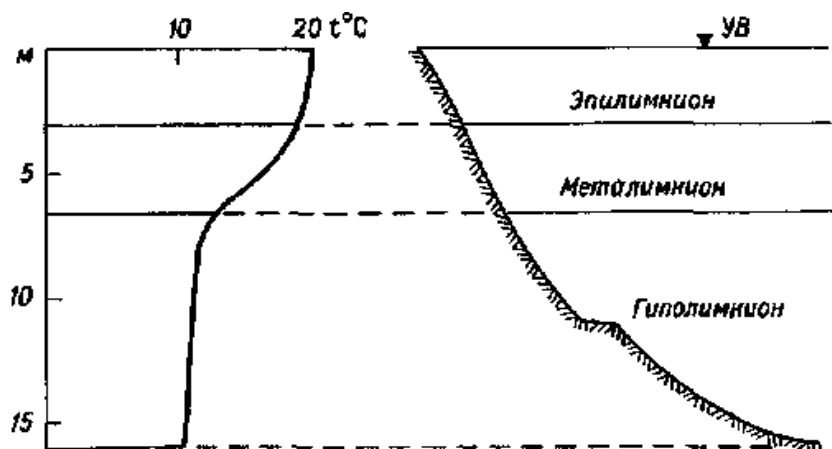


Рис. 19. Вертикальные термические зоны в озере

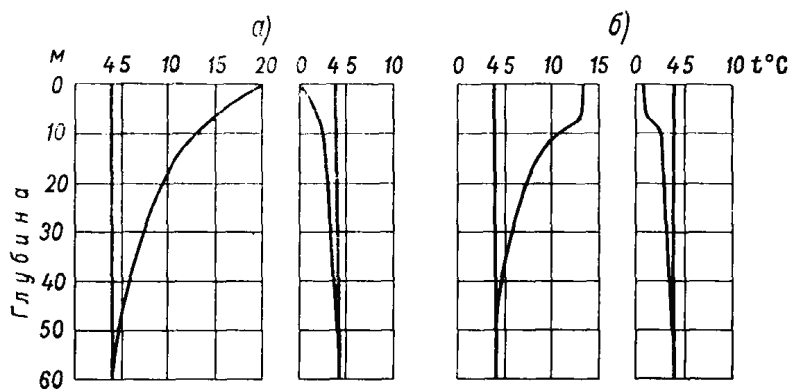


Рис 20. Распределение температуры воды по глубине озера:
а – прямая и обратная стратификация, б – слой скачка

В озерах, для которых типична прямая или обратная стратификация, выделяется более или менее отчетливо *слой температур-*

ного скачка – металимнион. Это интересный в гидрохимическом и гидробиологическом отношении слой воды, всегда изучаемый микробиологами и зоопланктологами. Здесь вода холоднее и плотнее, чем в эпилимнионе. Отмершие организмы фито- и зоопланктона в виде детрита и трупов опускаются в слой более плотной воды, зависают, и здесь наблюдается интенсивная аэробная деструкция органического вещества и концентрация микрофлоры, служащих пищей для многих животных детритофагов. В этом слое наблюдается высокая плотность организмов зоопланктона – фильтраторов (большинства коловраток и ракообразных).

Нижний слой воды – гиполимнион занимает более или менее обширную придонную область озерной котловины. Этот слой в разных озерах в разной степени подвержен циркуляции. Может формироваться слой неперемешивающейся воды – моноимлимон. Гиполимнион в озерах с интенсивными процессами аэробной и анаэробной деструкции органического вещества на дне (эвтрофные озера) обычно имеет высокое насыщение моды минеральными веществами, газами, например CO_2 , CH_4 , H_2S .

В неглубоких озерах при ветровом перемешивании вод скопление этих газов невелико, и они не вызывают летних заморов, на дне преобладают аэробные процессы. Зимой в глубоких эвтрофных озерах заморы могут быть как в летний, так и особенно в зимний период, с преобладанием восстановительных, анаэробных процессов.

Разнообразие термических условий различных озер привело к необходимости их классификации. Существует много (около 40) классификаций (Китаев, 2007), оценивающих значение температурного фактора в функционировании озерных экосистем прежде всего по региональному климатическому признаку. В интересах нашего предмета мы будем рассматривать классификации экологического, экосистемного смысла.

В первой классификации Ф. Фореля (1892; цит. по: Китаев, 2007) все озера мира были подразделены на три основных типа:

- полярные с температурой воды $t_{\min} < t_{\max} < 4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (озера севера Сибири, Канады, высокогорные озера);

- умеренные, с температурой воды $t_{\max} > t_{\min} > 4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Байкал, Ладожское и Онежское озера, оз. Плещеево);

- тропические, с температурой воды $t_{\max} > t_{\min} > 4^{\circ}\text{C}$ (Женевское озеро, озера Африки и Южной Америки, оз. Иссык-Куль).

Эта классификация позже была дополнена субполярными и субтропическими типами озер (см. табл. 6). С этим дополнением классификация Фореля – Хатчинсона – Леффлера наиболее широко используется лимнологами и гидробиологами. Смысл термических классификаций озер состоит в анализе циркуляционных процессов – конвективном-плотностном перемешивании поверхностных и глубинных водных масс: *меромиксии* – неполное перемешивание (есть неперемешивающийся слой воды – монимонимнион), *голомиксии* – полное перемешивание (мелководные озера), *димиксии* – перемешивание два раза в год – весной и осенью (умеренные) и *мономиксии* – один раз в год – летом (полярные и субполярные озера).

Таблица 6

Типы озер мира в зависимости от физико-географических зон и числа полных периодов циркуляции

(Hutchinson, Löffler, 1956; Bayly, Williams, 1973; цит. по: Кутяев, 2007)

Зона	Тип озера по циркуляции	
	по Хатчинсону, Леффлеру	по Бейли, Уильямсу
Полярные	Амиктические	Амиктические
Субполярные	Холодные мономиктические	Холодные мономиктические
Умеренные	Димиктические	Димиктические
Тропические	Олигомиктические	Олигомиктические
	Полимиктические	Полимиктические
Субтропические	Холодные полимиктические	Холодные полимиктические
	Теплые мономиктические	Теплые мономиктические
		а) теплые мономиктические (перемешивание зимой)
		б) теплые мономиктические (перемешивание летом)

В гидробиологическом плане большой интерес представляет классификация С. П. Китаева (2007), составленная для озер умеренной зоны по сумме годовых положительных температур (более 10°C):

- очень теплые – сумма температур более 4000°C;
- теплые – сумма температур – 2000-4000°C;
- умеренно-теплые – сумма температур – 1000-2000°C;
- холодные – сумма температур – 500-1000°C;
- очень холодные – сумма температур менее 500°C.

Эта классификация позволяет прогнозировать ряд биологических процессов в озерах. Так, в озерах с суммой температур около 4000°C могут обитать и размножаться моллюски – дрейссены (*Dreissena polymorpha* Pallas), т. к. этому виду для созревания и вымета личинок-велигеров необходима сумма физиологически-активных температур в пределах 3400°C. При меньших температурах моллюски могут жить, но не размножаться. То же самое с рыбами – белый амур и толстолобик. По годовым температурам озер мы можем прогнозировать возможности географического распространения и акклиматизации разных гидробионтов.

Оптические свойства воды. Прозрачность

Основными показателями оптических свойств воды являются *прозрачность*, освещенность и *цвет*. Прозрачность определяют стандартным диском Секки, обычно диаметром 30 см. Другой важный показатель – освещенность (*облученность*) горизонтальной поверхности (по глубине) сверху и снизу и ее ослабление с глубиной (рассчитывается специально для каждого слоя воды). Ослабление освещенности в воде озер в основном идет за счет растворенных окрашенных органических веществ, детрита (триптона), фитопланктона (и зоопланктона – *наша ред.*) (Китаев, 2007).

Оптические свойства воды играют огромную роль в жизни водоемов, поэтому цвет, цветность и прозрачность по диску Секки входят в число основных признаков природных вод (Баранов, 1962; Россолимо, 1964; Китаев, 2007).

Обычно прозрачность воды коррелятивно связана с *трофностью* водоема (биомассой и продукцией планктона): чем выше

трофность, тем меньше прозрачность (отрицательная корреляция). По прозрачности или степени овеценности придонных слоев воды судят о глубине распространения и развития макрофитов. Установлены величины прозрачности воды, характерные для разных типов озер с учетом цветности: с коричневой водой (*полигуמוзные*) – прозрачность воды 1–2 м; желто-коричневой (*мезогуמוзные*) – 2–4 м; желтой – 3–6 м; желто-зеленой (*олигогуמוзные*) – 4–7 м; зеленой – 6–11 м.

В крупных озерах имеются разные по прозрачности районы акватории: в прибрежной зоне с зарослями макрофитов прозрачность может быть высокой из-за слабого развития фитопланктона; в устьях притоков она часто ниже из-за приносимой взвеси (Селенгинское мелководье в оз. Байкал); в солоноватоводных озерах участки более пресной воды имеют большую прозрачность, осолоненные – меньшую (Б. Алгинское оз., Баргузинская долина). Прозрачность может увеличиваться как показатель улучшения экологического состояния озера. Так, тенденция к эвтрофикации оз. Плещеево снизилась благодаря вселению и массовому размножению активного фильтратора – моллюска дрейссены. Произошло осветление воды озера и уменьшение или отсутствие летнего цветения воды озера.

Гидрохимия озер. Минеральный состав озерных вод

Вода озера – продукт природы, климата, рельефа и населяющих его организмов. В. И. Вернадский (1926) считал воду озёр биокосным телом. Вода озера на 2/3 сформирована деятельностью живых организмов. Человек может изменить химический состав воды, но это всегда загрязнение воды озера, когда вода приобретает статус «качества». Природные воды всегда «чистые». Существует понятие «биологически чистой воды», т. е. воды, сбалансированной по комплексу солей и способной обеспечить существование в ней организмов разных систематических групп.

Озерная вода – это более или менее насыщенные растворы минеральных солей, органических веществ и газов. Разнообразие их, соотношение и концентрации зависят от многих факторов:

геологического строения района и озерной котловины по ее происхождению, питающих озеро поверхностных и подземных вод (доля в балансе), климатических характеристик местности и приточности (проточности) озера. Органические вещества (биологического происхождения) характеризуют трофность и разнообразие жизни в озере. Газовый состав определяется питающими озеро водами и интенсивностью биологических процессов в толще воды и грунтов озера.

Минерализация как степень насыщения озерных вод растворенными солями колеблется в широких пределах. Минеральные вещества и их соединения (соли) попадают в озеро в основном с поверхностными и подземными водами как продукты выщелачивания их из окружающих и подстилающих горных пород. Концентрация их в озере зависит прежде всего от обилия осадков или интенсивности испарения воды. Наибольшие концентрации солей наблюдаются в озерах засушливых регионов, наименьшие – в зерах, питающихся снеговыми и ледниковыми водами, и озерах, питающихся болотными водами.

Растворенные в воде минеральные вещества представляются следующими главнейшими ионами, обуславливающими соленость и химический состав озерных вод:

Гидрокарбонатные	HCO_3^-
Карбонатные	CO_3^{2-}
Сульфатные	SO_4^{2-}
Хлоридные	Cl^-

В озерных водах содержатся в небольших количествах соединения азота, фосфора, кремния и железа (биогенные вещества), которые играют очень большую роль в развитии органической жизни.

В лимнологии чаще всего используют классификацию по химическому составу воды О. А. Алекина (1946), в основу которой положено два принципа: преобладающих ионов и соотношений между ними (см. гл. 2).

По степени минерализации вод озера разделяются на: пресные (ультрапресные, пресные, умеренно пресные) – с содержанием растворенных веществ до 1 г/л (1‰ – промилле), солонова-

тые (слабосоленоватые, соленоватые, сильносоленоватые) – с содержанием растворенных веществ от 1–24,7 г/л (24,7‰) и соленые (слабосоленые, соленые, крепосоленые) с содержанием растворенных веществ, свыше 24,7 г/л (>24,7‰). Границей между соленоватыми и солеными водами выбрано значение 24,7 г/л (см. гл. 2). Увеличение солености воды вплоть до перенасыщения в озерах наблюдается в степных районах и полупустынях при интенсивном летнем испарении. В результате происходит выпадение этих солей в виде осадка на дно водоема, образующего пласты. Такие озера называются **самосадочными**, например, Эльтон, Баскунчак, Мертвое море (204–278 г/л).

По составу растворенных солей соленые озера бывают следующих типов:

1) *карбонатные (содовые)*, в водах которых растворен углекислый натрий Na_2CO_3 , распространены в Кулундинской степи, в Забайкалье (Доронинское озеро), в Якутии;

2) *сульфатные* (горько-соленые) с высоким содержанием сернокислых соединений: Na_2SO_4 , CaSO_4 , MgSO_4 , K_2SO_4 . Встречаются в Кулундинской степи, Крыму, на Северном Кавказе (Бадалпашинские озера), залив Кара-Богаз-Гол;

3) *хлоридные* озера имеют высокое содержание хлористого натрия NaCl , KCl , MgCl_2 , CaCl_2 . Распространены в Крыму – Сакское озеро и озеро Сасык, Эльтон и Баскунчак, южноастраханские озера и др. (Гидрология суши, 1976).

Минерализация влияет на электропроводность воды. Установлен «*standart composition*» (Rodhe, 1949), **показывающий** высокую степень корреляции – 0,96–0,99 между электропроводностью и долей каждого из ионов (Ca , Mg , Na , K , Cl , SO_4 , HCO_3).

Газовый режим озер определяется главными газами, находящимися в растворенном состоянии в озерной воде: кислород (O_2), уголекислота (CO_2), азот (N), сероводород (H_2S) и метан (CH_4), которые имеют наибольшее значение. Образуются они в результате газообмена с атмосферой, литосферой и происходящих в воде биохимических и биологических процессов (см. гл. 2).

Распределение и соотношение концентраций газов в толще воды и в грунтах неравномерны и динамичны в течение суток и

по сезонам. Основные причины – температура и атм. давление (влияют на растворимость газов), перемешивание воды и интенсивность процессов продукции и деструкции органического вещества в озере. Особенно различен газовый режим в поверхностном слое (эпилимнионе) и у дна (гиполимнионе).

Кислород наиболее подвижен в газовом обмене воды с атмосферой. Обогащение воды кислородом, вплоть до перенасыщения происходит в процессе фотосинтеза водорослей. Кислород – основной газ, обеспечивающий процессы самоочищения воды при загрязнении водоема. Чем меньше кислорода в придонном слое, тем выше степень эвтрофирования (эвтрофикации) озера.

Углекислый газ как альтернативный кислороду показывает интенсивность деструкционных биологических и биохимических процессов (выделение CO_2 при дыхании водных организмов и окислении органических веществ), небольшое количество CO_2 поступает из атмосферы и в некоторых случаях вносится в озеро с грунтовыми водами. В светлое время CO_2 усваивается главным образом водной растительностью; при избыточном количестве выделяется в атмосферу. В темное время CO_2 выделяется при дыхании и водорослями, поэтому ночью в поверхностном слое воды может быть дефицит кислорода при массовом развитии фитопланктона («цветение» воды). Углекислый газ в значительной мере определяет величину pH – активной реакции воды и находится с ней в обратной пропорциональной зависимости. Чем выше pH, тем меньше CO_2 , т. к. pH увеличивается при активном фотосинтезе с поглощением CO_2 . При pH – 8–8,4 CO_2 может свестись к нулю.

Газ азот (N_2) как кислород и углекислый газ находится в активном газообмене между водой и атмосферой. Азот в природные воды поступает из воздуха, при разложении органических остатков, путем дегазации из мантии, а также восстановлении соединений азота денитрофицирующими бактериями. В воде, как и в почве, есть азотфиксаторы – синезеленые водоросли. Как инертный газ азот напрямую не участвует в биологических процессах: живые организмы усваивают минеральные формы: аммонийный (NH_4^+), нитритный (NO_2^-) и нитратный (NO_3^-) азот. Минеральные

формы азота являются удобрением для водной растительности: избыточное содержание приводит к эвтрофикации озера и вторичному загрязнению через разложение отмершей растительности с потреблением кислорода на аэробное окисление, вплоть до его полного исчезновения и начала анаэробных восстановительных процессов.

Сероводород H_2S – газ не характерный и нестабильный для атмосферы и верхних слоев воды гидросферы. Он всегда присутствует, наряду с метаном, при заморных явлениях в прудах, озерах и некоторых участках рек. Средняя часть дна Каспийского моря и дно оз. Могильного (о. Кильдин, Баренцево море) заняты сероводородной зоной биогенного происхождения. В огромном количестве сероводород известен в озере Тамбукан (вблизи Пятигорска), но здесь, по-видимому, имеют место выходы подземных сероводородных источников. Дно карстовых-суффозионных озер насыщено сероводородом в результате процессов сульфатредукции (процесс восстановления сульфатных ионов из растворимых гипсов до сероводорода) с участием **сульфатредуцирующих** бактерий (*Microspiro*).

Метан (CH_4) в озерах может быть в газообразном и твердом газогидратном состоянии в толще донных осадков (найден в Байкале). Интенсивность его образования и объемы, как и сероводорода, могут служить показателем негативных экологических процессов, сопровождающихся накоплением органических осадков, в том числе загрязняющих, из стоков различных производств: целлюлозно-бумажных, бродильных, животноводства и др.

Современный метан образуется в результате жизнедеятельности уникальной группы микроорганизмов – метанобразующих археобактерий, возможно, наиболее древней группы организмов на нашей планете. Метан – конечный продукт микробного разложения органического вещества в анаэробных условиях. Наиболее полно и быстро образование его проходит в органических осадках, перекрытых минеральными отложениями (Селенгинское мелководье в оз. Байкал).

Условия освещенности озер: прозрачность и цвет озерной воды

Условия освещенности озер определяются соотношением количества световой энергии, проникающей в озеро, и энергии, отражаемой им. Это соотношение зависит от высоты стояния солнца над горизонтом и изменяется с широтой местности и в течение суток. Чем отвеснее падают лучи солнца на озерную поверхность, тем больше световой энергии проникает в озеро и меньше отражается.

Проникновение света в водную массу зависит от волнения, прозрачности и цвета озерной воды. Распространяясь от поверхности, свет постепенно слабеет, и на некоторой глубине, различной для разных озер, находится граница абсолютной темноты, положение которой меняется по сезонам. Для озер умеренных широт наибольшая прозрачность наблюдается зимой и наименьшая весной, когда в озеро поступают насыщенные взвешенными частицами талые воды, и летом в период наибольшего развития органической жизни.

Глубокие озера обладают большой прозрачностью, например для оз. Байкал она составляет 40 м, Телецкого – 22 м, Севан – 21 м, Иссык-Куль – 20 м. В мелких озерах прозрачность уменьшается за счет взмучивания воды при волнении. Если в озера попадают болотные воды, насыщенные органическими гуминовыми кислотами, прозрачность озерных вод резко падает; то же наблюдается в водоемах с большим развитием органической жизни.

Цвет воды в озерах определяется попутно с определением прозрачности с помощью шкалы цветности. Цвет озерной воды отличается большим разнообразием. Он зависит от растворенных веществ, минеральных частиц, находящихся во взвешенном состоянии, и наличия микроорганизмов растительного и животного происхождения, населяющих водоем, которые по-разному поглощают и рассеивают свет.

Озера с чистой водой имеют синий цвет (так как синие лучи больше всего рассеиваются), к ним относятся горные озера Иссык-Куль, Кара-куль, Севан, а также Байкал и Аральское. Зеленоватый оттенок вода приобретает от растворенной извести; желто-

зеленый цвет имеют большие озера со значительным количеством органических веществ; бурый и коричневый цвет имеет вода в северных озерах, насыщенных гуминовыми соединениями.

Жизнь в озерах

Жизнь озер как функционирующих экологических систем изучается давно специалистами буквально всех направлений биологии и смежных наук. Понимание биологических процессов в озерах невозможно без знания всех явлений, определяющих физико-химические свойства воды и параметров их проявления в конкретных географических и климатических условиях. Хорошее знание биологических явлений, протекающих в естественных условиях, позволяет правильно оценить процессы, протекающие под влиянием деятельности человека в пределах акватории озера и его водосборного бассейна. Такая деятельность обычно носит негативный, загрязняющий и разрушающий характер. Экологическая оценка этой деятельности позволяет предложить предупредительные природоохранные (водоохранные) меры и восстановительные мероприятия на озерах.

В интересах нашего предмета мы будем рассматривать жизнь озер, как и морей-океанов, с точки зрения ее структурной организации в определенных экологических зонах дна и толщи воды.

Бенталь. Дно озера составляет часть озерного ложа от уреза воды до максимальных глубин (рис. 21). Часть озерного ложа выше уреза воды в пределах колебания уровня воды или запле-ска при волнениях называется, по аналогии с морской бенталью, *супралиторалью* (пляжем) или *эулиторалью*. Ближе к урезу можно найти беспозвоночных в составе интерстициальной фауны – обычных олигохеты (малощетинковые черви – *Oligochaeta*), нематоды, тихоходки-тардиграды, некоторые коловратки и ракообразные – гарпактициды. Наиболее разнообразно население крупнозернистых песков.

В пределах пологого пляжа – эулиторали – хорошо развивается мезофитная, полуводная растительность: осоки, сусак зонтичный, частуха подорожниковая, гречишка земноводная, омежник и др.



Рис. 21. Экологические зоны бентали ипелагиали озёр:

А – по Зернову (1949); Б – по Ruthner (1962) (из: Константинов, 1986)

От уреза воды до глубины распространения водной растительности простирается *литораль* или прибрежная зона (см. раздел «морфология озерной котловины»). Это наиболее населенная и продуктивная зона озера. Растительность прибрежной зоны может быть представлена (в умеренных озерах) всеми видами растений, относящихся к основным экологическим группам относительно уровня воды: *земноводные*: горец земноводный, сусак зонтичный, омежник; *полупогруженные* (*полуводные, воздушно-водные*) – *гелофиты*: рогоз, тростники, камыш озерный, манник, вейник, осока (рис. 22); *погруженные* (*подводные*) – *гидрофиты*: рдесты, роголистник, элодея канадская; *с плавающими листьями* – кувшинки, кубышки, гречишка земноводная; харовые (озерный мох). Последние, как наименее требовательные к свету, замыкают распространение вглубь водной растительности. Заросли прибрежной зоны дают убежище разнообразной пресноводной фауне, в том числе специфической зарослевой фауне, приспособленной к обитанию на стеблях и листьях растений, как прикрепленные – гидры, губки, так и передвигающиеся по ним – брюхоногие моллюски, черви – олигохеты-наидиды, пиявки, ракообразные – ветвистоусые (кладоцеры)-хидориды, личинки насекомых и др. На зарастающем побережье нерестятся рыбы и нагуливаются личинки и

мальки рыб. Отмершая прибрежно-водная растительность обогащает грунты литорали и профундали детритом.



Рис. 22. Растения воздушно-водные:
a – *Scirpus lacustris*, *б* – *Phragmites communis*, *в* – *Polygonum amphibium*, *г* – *Alisma*, *д* – *Thypha*, *е* – *Ranunculus*, *ж* – *Calla*,
з – *Sagittaria*

Нижняя зона литорали – сублитораль – в экологическом плане понятие неопределенное. В мелководных озерах ее практиче-

ски нет. В среднеглубоких озерах – десятки метров, сублитораль простирается до нижней границы распространения харовых водорослей – Хара (*Chara*), Нителла (*Nitella*), в среднем до 4–6 м; в альпийских озерах до 9–20 м, в Байкале до 20–70 м. Существует еще микрофитобентос – одноклеточные водоросли, которые могут обитать на глубинах за пределами прозрачности воды. Зона харовых водорослей богато населена бентосными и перифитонными организмами. На талломах харовых развивается множество эпифитов (перифитон) – микроскопических водорослей и бактерий, молодь моллюсков дрейссен, служащих кормом для беспозвоночных (моллюсков, червей), поедаемых рыбой. В густых зарослях этих водорослей находят приют и защиту молодь рыб и мелкие животные. Сублитораль может захватывать свал подводной террасы. В пелагиали сублиторали обычно соответствует металимнион – зона температурного скачка.

В отсутствие прибрежной растительности, где формируется песчаная, песчано-галечная или каменистая литораль, животное население развито слабо. Обитатели каменистых грунтов – литофилы поселяются на камнях как обрастатели (перифитон) – губки, мшанки, дрейссена, личинки ручейников и хирономид, либо живут среди камней, в отложениях ила и детрита – черви (турбеллярии, олигохеты, нематоды, хирономиды, амфиподы). Население песчано-галечных грунтов представлено интерстициальной фауной (черви, мелкие ракообразные – гарпактициды, тихоходки-тардиграды).

Ниже сублиторали или сразу за прибрежной зоной следует *профундаль*. С профундали обычно начинается заиление дна. Население илистых грунтов – пелофильная фауна по составу и обилию зависит от ряда характеристик илистого грунта. В озерах различают *серый*, богатый органическим веществом ил, в котором происходят окислительно-восстановительные процессы в присутствии кислорода, окислительные – в верхнем гиттиевом слое и восстановительные – в толще ила; *переходный* ил, со значительным присутствием торфянистых частиц; *торфянистый* ил, с преобладанием торфочастиц; *глинистый* ил, светлый, маслянистый на ощупь, с большим содержанием осадка от размы-

тых глин; *черный* ил, с большим содержанием органического вещества, в котором протекают восстановительные процессы с выделением метана и сероводорода. Выделяют промежуточные структуры илов: илисто-песчаный или песчано-илистый грунт, в которых соотношение или и песка тонких фракций меняется. Выделяют так называемые *алевритовые* илы – минеральные с небольшим содержанием органического вещества, промежуточные между глинистым и илисто-песчаным грунтом. Все эти промежуточные грунты населены достаточно разнообразной оксифильной и эвритопной фауной: моллюски-сферииды, олигохеты и личинки хирономид.

Население илов – *пелофильная* фауна – зависит от ряда факторов, главными из которых являются содержание кислорода, окисляемого органического вещества и плотность илистого осадка. Разнообразие и показатели обилия зообентоса наибольшие на серых илах. Серые илы в озерах альпийского типа – мезотрофных и слабо эвтрофированных водохранилищах слоем в несколько сантиметров – населены обильно и разнообразно: двустворчатые моллюски – униониды и сферииды, брюхоногие – битинии, личинки хирономид и черви – олигохеты. Сходно населены и илистые пески, или заиленные пески. Наиболее бедно населены торфянистые и черные илы. Торфянистые илы имеют кислую реакцию и их избегают моллюски, а хирономиды п/сем. *Chironominae* немногочисленны. Черные илы в отсутствие кислорода населены организмами, выдерживающими дефицит кислорода, – олигохеты *Tubifex tubifex* и *Limnodrilus hoffmeisteri*, хирономиды – представители рода *Chironomus* – мотыли.

Пелагиаль. Толща озерных вод – пелагиаль – включает 3 экологически разных слоя: *эпилимнион*, *металимнион* и *гиполимнион*. Эпилимнион – верхний, освещённый и наиболее интенсивно перемешиваемый слой водоема, в пределах которого наблюдается гомотермия или слабо выраженная температурная стратификация. Толщина эпилимниона увеличивается от весны к концу лета по мере прогревания воды и образования слоя температурного скачка – *металимниона*, от 1–2 м до 30–40 м в крупнейших озерах России (Ладожское, Онежское, Телецкое) и даже

до 150 м в Байкале. Эпилимнион – трофогенный слой, в котором создается первичное органическое вещество за счет фотосинтеза планктонных водорослей – фитопланктона. Через этот слой происходит газообмен воды и воздуха, в котором основную роль играют кислород и углекислый газ. Углекислый газ захватывается водой из атмосферы и расходуется на процессы фотосинтеза. Кислород поступает в воду из атмосферы и выделяется в атмосферу в период активного фотосинтеза.

Озерный фитопланктон представлен всеми группами (отделами) одноклеточных водорослей. В холодных прозрачных олиготрофных озерах в фитопланктоне доминируют диатомовые водоросли. По мере эвтрофикации озер в них все большую роль играют синезеленые водоросли (рис. 24, 11, 12). В эвтрофных озерах может наблюдаться цветение воды синезелеными водорослями в конце летнего и начале осеннего периодов, но может быть еще и летнее цветение. В высокоэвтрофных (гиперэвтрофных) озерах цветение может быть в течение всего вегетативного периода.

Пленка поверхностного натяжения воды лимнических систем: прудов, озер и водохранилищ – специфическая среда жизни – *нейсталь* – для очень разнообразной фауны беспозвоночных животных – *нейстона*. Определение нейстона приводится в главе «Океаны». Пресноводный нейстон гораздо представительнее и обильнее морского. В то же время пресноводный плейстон представлен лишь растениями – ряской, виктория-регия. Нейстон представлен двумя экологическими группами – эпинейстон и гипонейстон. В эпинейстоне могут быть клопы: водомерки (*Hydrometra*), жуки-вертячки (*Gyrinus notator*), (рис. 24, 1, 4), в гипонейстоне – Рис. 24, 2, 3, 5–8). Условия обитания эпинейстонных организмов очень трудные: ветровое волнение, осадки, но самое губительное – это загрязнение поверхности воды нефтепродуктами и поверхностно-активными веществами (ПАВ). Первые просто губят организмы, вторые снижают поверхностное натяжение воды, и организмы тонут.

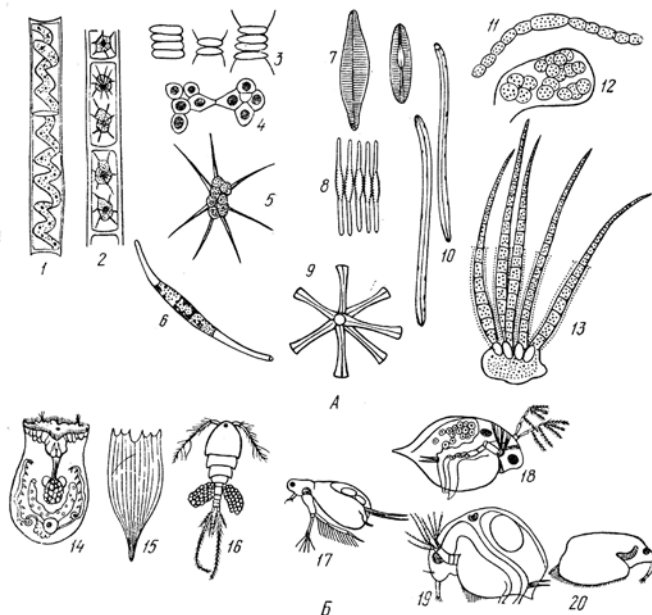


Рис. 23. Представители озерно-прудового планктона (по Одуму, 1975) (из: Константинов, 1986): А – фитопланктон, Б – зоопланктон: 1 – *Spirogyra*, 2 – *Zygnema*, 3 – *Scenedesmus*, 4 – *Coelastrum*, 5 – *Richtriella*, 6 – *Closterium*, 7 – *Navicula*, 8 – *Fragilaria*, 9 – *Asterionella*, 10 – *Nitzschia*, 11 – *Anabaena*, 12 – *Microcystis*, 13 – *Gloethothrixia*, 14 – *Asplanchna*, 15 – *Notolca*, 16 – *Macrocyclus*, 17 – *Diaphanosoma*, 18 – *Daphnia*, 19 – *Bosmina*, 20 – *Acantholeberis*

Планктон. Определение планктона (зоопланктона) мы уже давали в главе «Океаны», поэтому здесь мы будем говорить только о лимнопланктоне, то есть о формах, характерных для водоемов с замедленным водообменном. В экологическом плане озерный, как и океанический, планктон состоит из фито-, зоо- и бактериопланктона. Первичное органическое (аутохтонное) вещество создается фитопланктоном. Потребителем его в форме живых клеток или детрита является зоопланктон. Бактериопланктон (кроме цианобактерий – синезеленых водорослей) является деструктором-редуцентом отмершего органического вещества в форме трупов и детрита растительного и животного происхо-

ждения. Разнообразие и соотношение этих трех типов планктона определяет трофический – продукционный тип водоема: *олиготрофный*, *эвтрофный* и *дистрофный*.

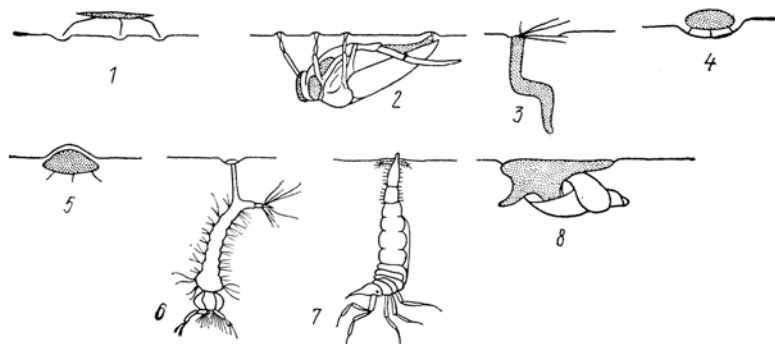


Рис. 24. Представители нейстона: 1 – *Hydrometra*, 2 – *Notonecta*, 3 – личинка *Stratiomis*, 4 – *Gyrinus*, 5 – *Hydrophilidae*, 6 – личинка *Culex*, 7 – личинка *Dytiscus*, 8 – *Limnea*

В составе зоопланктона (голопланктона) (рис. 23 Б) есть простейшие – амёбы, жгутиконосцы, солнечники, инфузории; коловратки (*Rotatoria*), **рачковый планктон** – веслоногие (*Coepoda*), **ветвистоусые** (*Cladocera*) и **частично личиночные стадии донных организмов** (меропланктон): личинки первого возраста хирономид, велигеры дрейссен (где они есть), нимфы клещей (*Hydrocarina*).

Кроме факультативных и облигатных зоопланктеров, есть еще и планктобентосные организмы, обитающие на дне, но периодически всплывающие и перемещающиеся на некоторое расстояние в толще воды: ракушковые рачки (*Ostracoda*), ветвистоусые (*Macrothricida*), коретры (*Coretra*), водяные клещи (*Hydrocarina*).

Функционирование озерных экосистем. Состав и структура сообществ бентали, нейстали и пелагиали определяют экологический облик водоема и его функциональный трофический статус. Выделяют три основных трофических типа озер по величине образующегося в водоеме «кормового» первичного органического вещества: *олиготрофный*, *эвтрофный* и *дистрофный*. Олиготрофный разделяют на *ультра-олиготрофный* и *олиготрофный*.

Эвтрофный разделяют на три подтипа: слабоэвтрофный, *мезотрофный* и *высокоэвтрофный (гиперэвтрофный)*. Понятие дистрофный относится скорее к настоящему болоту – *верховому*, в котором происходит продуцирование «некормового» органического вещества – мха-сфагнума и образование гуминовых кислот. К этому состоянию водоемы приходят через прогрессирующий процесс заболачивания земель или озера. В начальной стадии заболачивания водоем относится к эвтрофному типу (*низинное болото, травянистое*), когда имеется водная растительность, характерная для прибрежной зоны озер. Прогрессивное заболачивание приводит к образованию мезотрофного (*переходного*) болота, а затем и дистрофного (*верхового*) (см. гл. «Болота»).

Развитие жизни в олиготрофном озере определяется его низкими температурами – горные озера, питаемые снеговыми и ледниковыми водами, слабоминерализованными, в том числе низким содержанием биогенов – азота и фосфора, углерода и кремния. Это высокопрозрачные (до 42 м в Байкале), насыщенные кислородом (9-12 мг/л) от поверхности до дна. На дне не происходит отложения органических илов. Население таких озер обычно бедное и представлено оксифильными видами. Правда, такие олиготрофные озера, как Байкал, Телецкое, Ладожское, Онежское и др., населены обильно и разнообразно, но эти озера имеют крупные притоки-реки, несущие аллохтонное органическое вещество и достаточно минерализованные воды. Аллохтонное и автохтонное органическое вещество быстро минерализуется за счет обильных пелагических и донных сообществ и не успевает накапливаться на дне, кроме отдельных участков озер – заливов и приустьевых районов. На дне активно протекают процессы аэробной деструкции органического вещества и использование детрита донными организмами.

Олиготрофные (малокормные) озера обычно населены разнообразной флорой и фауной, но без массового развития отдельных видов. Таксономическое разнообразие организмов в больших озерах, таких как Байкал, Ладожское и Онежское, значительно выше, чем в небольших, хотя продуктивность на единицу площади или объема может быть больше в малых озерах. Первичную продукцию образуют в основном диатомовые водоросли – мелозира и др.

В зоопланктоне преобладают коловратки и веслоногие рачки, ветвистоусых – кладоцер мало, и они не дают всплеск численности за счет партеногенетических поколений из-за низких температур. В нектоне преобладают хищные виды рыб (в Байкале – хариус, омуль, сиг). Дно, выстланное песчано-дресвяно-галечными и алевритовыми илами, населено разнообразной фауной грунтоедов-пелофагов, питающихся, кроме детрита, микрофлорой окисляемых грунтов: черви-олигохеты, личинки хирономид, поденок, ручейников. На дне много хищников – планарий, амфипод-бокоплавов и бычков (особенно в Байкале).

Эвтрофные (высококормные) водоемы. Это обычно неглубокие (до 15 метров), равнинные водоемы (пруды, озера, водохранилища), часто удобряемые сточными водами или поверхностными с сельхозугодий. В воде содержится много питательных (биогенов) минеральных солей, способствующих массовому развитию зеленых и синезеленых водорослей. Прозрачность воды низкая, уменьшающаяся по мере увеличения трофности. Цвет воды часто желто-зеленый. В поверхностном слое может наблюдаться перенасыщение воды кислородом до 110% днем из-за интенсивного фотосинтеза и дефицит кислорода в ночное время. Вода может иметь повышенную токсичность от избытка фитотоксинов, выделяемых синезелеными водорослями. Донные отложения состоят в основном из органических илов, окисляемых или восстановленных, черных, что наблюдается при заморных явлениях. В окисляемых илах может обитать разнообразная и обильная фауна. С уменьшением содержания кислорода разнообразие уменьшается, и остаются организмы, не требовательные к кислороду (оксифобы), – олигохеты родов *Aulophorus*, *Tubifex* и *Limnodrilus*, личинки хирономид рода *Chironomus* и п/сем. *Tanipodinae*. **Обилие отдельных видов возрастает** по мере увеличения трофности, а разнообразие уменьшается. Заращение прибрежной зоны увеличивается, вплоть до заболачивания отдельных участков, начиная с заливов.

Рыбопродуктивность озер увеличивается по мере эвтрофикации, но происходит замена ценных пород рыб малоценными, сорными. Возникающие летние и особенно зимние заморы приводят к гибели рыбы.

Глава 6. Реки

Определение реки. Понятия «Главные реки» и «Притоки». Речные системы

Рекой называется естественный водный поток, протекающий в вытянутых понижениях земной поверхности и имеющий относительно постоянное и разработанное им русло, по которому осуществляется сток воды (Гидрология суши, 1976).

Необходимым условием образования реки или даже ручейка является *склоновый сток*. Вода осадков, талые воды снегов и ледников, родниковые воды, стекая по наклонной поверхности, могут образовать много мелких ручейков, которые сливаясь образуют поток – ручей. Несколько ручьев образуют реку. Вода, вытекающая из озера, сразу образует реку (р. Ангара). Избыточная влага болот, собираясь ниже болота (верхового), также может образовать реку. По законам гравитации вода течет с возвышенных мест вниз, к морям, озерам и рекам. Водные потоки бывают постоянными и временными (высыхающими), поверхностными и подземными, образующими поверхностные и подземные водосборы крупных рек и озер.

Система постоянных рек и временных водотоков (*речная сеть*), озера и болота, находящиеся на данной территории, образуют гидрографическую сеть этой поверхности суши.

Крупная река, впадающая в озеро или море, называется *главной рекой*, а меньшие реки, впадающие в нее, называются *притоками*. Совокупность всех рек, впадающих в главную реку, совместно с ней образует *речную систему* (рис. 25). В ряде случаев это правило нарушается. Так, река Ангара – правый приток Енисея, крупнее Енисея до места впадения в него Ангары; река Кама длиннее на 194 км и полноводнее Волги до их слияния. Притоки, впадающие в реку справа от направления течения, называются правыми, слева – левыми. Приток, непосредственно впадающий в главную реку, называется *притоком первого порядка*: Северский Донец, Маныч, Битюг и др. (рис. 24); приток, впадающий в приток 1-го порядка – приток 2-го порядка: Оскол, Уды (рис. 25) и т. д.

Главные реки подразделяются на морские, впадающие в океаны и моря, т. е. сообщающиеся с Мировым океаном, – Днепр, Печора, Обь, Енисей, Амур, и континентальные, протекающие в бессточных областях, не имеющих сообщения с океаном, – Волга, Урал, Терек, Кура, Амударья и Сырдарья.

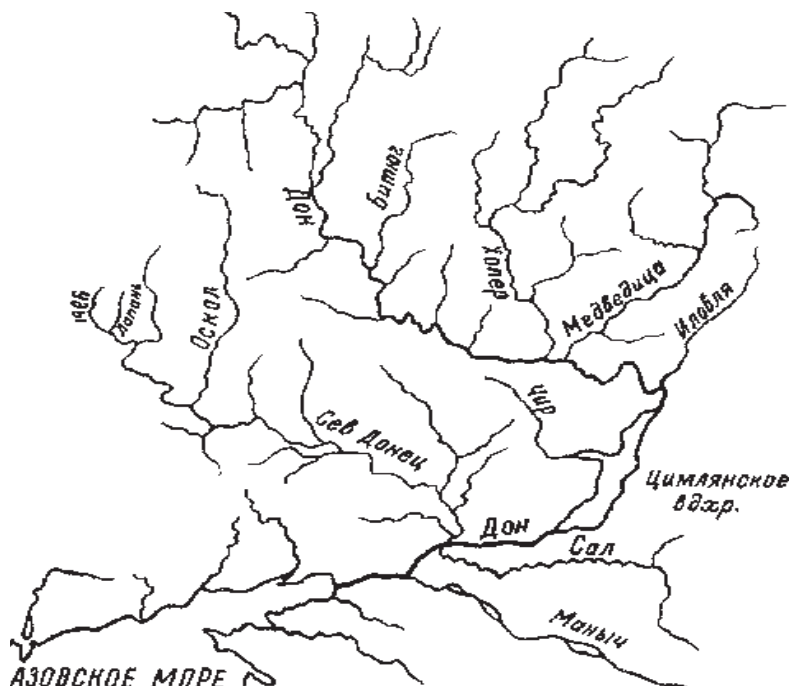


Рис. 25. Речная сеть р. Дона

Исток; верхнее, среднее и нижнее течение реки; устье

Каждая река, большая и малая, имеет начало – *исток*. Истоком реки может являться озеро, ледник, болото, источники и место слияния образовавших ее двух рек.

Река, вытекающая из озера, имеет хорошо выраженный исток. Например, Ангара вытекает из оз. Байкал, Нева – из Ладожского озера, Бия – из Телецкого озера. На территории Ярославской обл.

есть реки Вёкса-Нерская и Вёкса-Плещеевская, в Костромской обл. есть Вёкса-Галичская⁵. Для реки, расположенной в районе развитого оледенения и вытекающей из ледника, за исток принимается место, где она выходит из ледникового грота или из-под морены. Таковы истоки рек Терек и Кубани на Кавказе.

В равнинных районах река может вытекать из болота. В Ярославской области р. Улейма берет начало из болот Борисоглебского района, р. Устье – из болот Угличского района. Исток Волги – болотистые районы Тверской обл.

При образовании реки от слияния двух рек, имеющих разные названия, за ее начало принимается место их слияния. Например, началом р. Амура считается слияние рек Шилки и Аргунни; слияние рек Бии и Катунь дает начало р. Оби; слияние рек Юг и Сухона у г. Великий Устюг образует р. Северная Двина; р. Которосль – приток 1-го порядка р. Волга, образуется от слияния малых рек – Устье и Вексы-Нерской у г. Гаврилов-Ям. Если река образуется слиянием двух потоков без названия, то за начало этой реки принимается исток водного потока *большой длины*, а при одинаковом их протяжении за начало реки условились принимать исток *левого потока*.

Обычно на сравнительно крупных реках выделяют участки верхнего, среднего и нижнего течения. Деление реки на эти части производят с учетом географических (орографических) условий, характера течения, водности потока, транспортно-хозяйственного использования и других характеристик.

В наиболее полном виде предстает река с горным истоком. Для таких рек очень хорошо выделяется *верхнее течение*, в пределах горного и предгорного участков. Оно характеризуется большими уклонами и скоростями течения, малыми глубинами, значительной размывающей и переносной деятельностью потока и небольшим количеством воды. В верхнем течении река более прямолинейна, принимает мало притоков (на равнинах, плоскогорьях) или совсем не принимает (на горном участке). С выходом

⁵ Раньше на этих территориях жило угро-финское племя «мерь» или «меря». У этого племени все реки, вытекающие из озер, носили название «Вёкса», следовательно, указанные Вёксы вытекали соответственно из озер Неро, Плещеево и Галичское.

на равнину река расширяется, скорость течения уменьшается и река переходит в *среднее течение*.

Среднее течение реки характеризуется ослаблением эрозионной деятельности, более разнообразными русловыми процессами, началом меандрирования русла (извилистость реки), увеличением глубин и водности реки. Последнее связано с приобретением рекой притоков. Среднее течение – наиболее протяженный участок реки.

Конец реки – *нижнее течение*, где скорость течения еще больше замедляется, река расширяется и часто из-за наносов, образующих острова, разделяется на ряд рукавов и протоков, формируется *дельта* реки (рис. 26). При отсутствии дельты может образоваться эстуарий – глубоко вдающийся в сушу залив. Нижнее течение реки заканчивается *устьем*, которое при впадении в другую реку, озеро или море может иметь разную форму. При пересыхании реки места впадения в озеро или море нет и тогда река заканчивается *слепым концом*, например р. Аму-Дарья и Сыр-Дарья в настоящее время не доходят до Аральского моря и устье теряется в песках.

Устьевая область реки является зоной нижнего течения ее со специфическими чертами гидрологического режима, которые отличаются как от моря, так и от реки, т. е. по сути представляет переходную зону от реки к морю. На рис. 27 приведена схема устьевой области реки.

В пределах устьевой области реки выделяют три участка: приустьевой участок, устьевой участок и устьевое взморье.

Приустьевой участок реки имеет речной режим, верхней границей его является место нижнего течения реки, куда практически не проникают нагонные и приливные явления. Нижняя его граница – место разделения основного потока на рукава, а при однорукавных устьях и эстуариях – зона, где происходит смешение речной и морской воды или верховье подводной дельты.

Устьевой участок реки располагается от нижней границы приустьевого участка до морского края дельты или островных образований эстуария. Морской край – условная линия, оконтуривающая со стороны моря острова надводной или мели подводной дельты.

Устьевое взморье распространяется от нижней границы устьевых участков (морского края) до зоны, где влияние речных вод на режим моря делается незначительным и наблюдается резкое повышение солености.

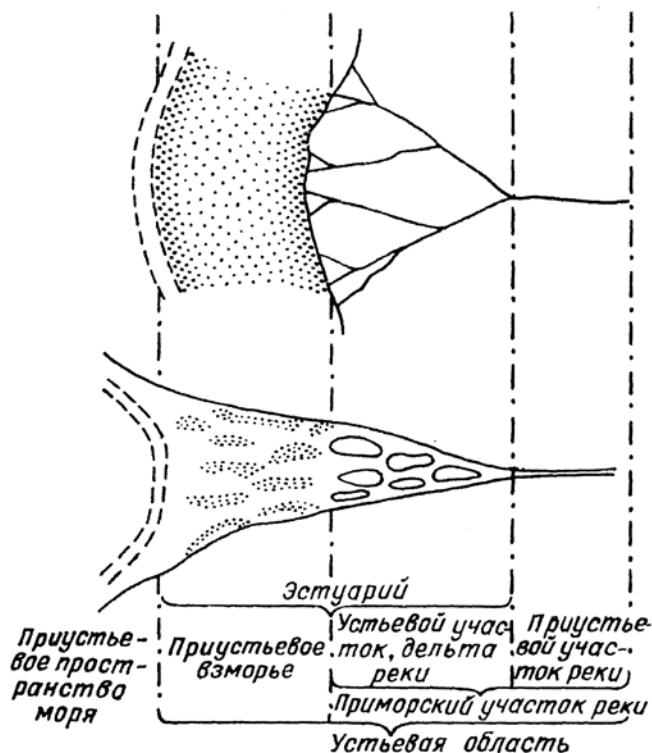


Рис. 26. Районирование устьевой области реки
(из: Гидрология суши, 1976)

Устьевые области крупных рек разделяются на следующие типы (рис. 27):

1) *однорукавная*, характерная для рек Амура, Риони и притоков крупных рек, образующих самостоятельное русло;

2) *воронкообразная*, характерная для рек Оби, Енисея, Хатанги, Мезени, Южного Буга;

- 3) *островная*, характерная для рек Днепра, Дона, Печоры, Северной Двины, Индигирки, Яны, Колымы, Невы,
- 4) *лопастная*, характерная для рек Селенги, Куры, Урала,
- 5) *многорукавная* (ветвящаяся), характерная для рек Волги, Терека, Амударьи, Лены,
- 6) *блокированная*, или *лиманная*, характерная для рек Дона, Буга, Кубани, Западной Двины.

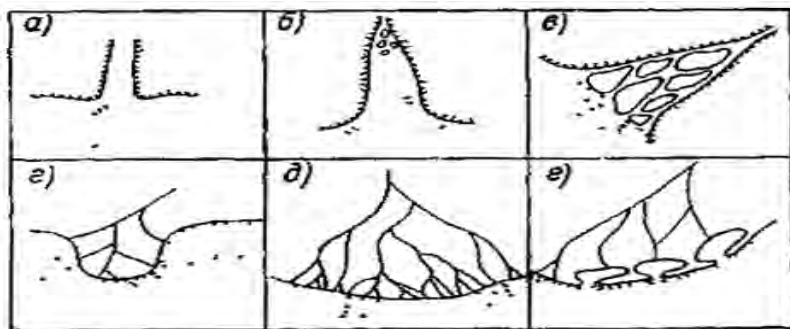


Рис. 27. Устьевые области рек:

- a* – однорукавная (обычны при впадении реки в реку), *б* – воронкообразная (эстуарий р. Обь), *в* – островная (эстуарий р. Буг с лиманами), *г* – лопастная дельта (р. Селенга, впадающая в Байкал), *д* – многорукавная дельта (р. Волга), *е* – блокированная дельта с лиманами (р. Дон)

Эстуарий (затопляемое устье реки) представляет собой воронкообразное, широкое и глубокое устье реки, впадающей в море или океан. Эстуарии образуются в том случае, когда приносимые рекой наносы захватываются приливной морской водой или течениями и уносятся в море, а также при опускании морского дна и затоплении водами моря устьевом участка реки. Эстуарии наиболее часто встречаются на реках, которые впадают в моря, где имеются значительные приливы и отливы. Например, устьевая область Оби включает в себя приустьевую участок реки, дельту и Обскую губу (рис. 28).



Рис. 28. Устье (эстуарий) р. Оби

Морфология реки

Длина реки – расстояние между истоком и устьем, измеренное по карте. Измерение длины реки рекомендуется производить по картам более крупного масштаба начиная от устья как от более определенной точки реки к истоку. Длина реки не является вполне постоянной величиной и может меняться в небольших пределах вследствие образования нового русла, размыва берегов, блуждания по местности, промыва новых русел и т. д.

Извилистость и разветвленность рек. Реки в плане всегда имеют извилистое очертание; они образуют излучины, называемые меандрами.

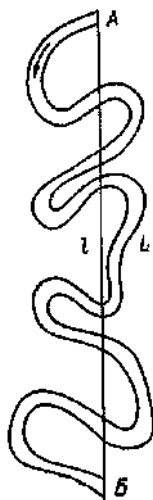


Рис. 29. Определение извилистости реки

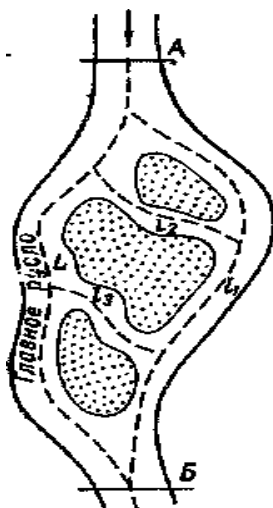


Рис. 30. Определение разветвленности реки

Извилистость реки характеризуется коэффициентом извилистости и определяется отношением длины участка реки L , измеренной по карте, к длине прямой l , соединяющей начало и конец участка (рис. 29), т. е.

$$K_{изв} = \frac{L}{l}.$$

При определении извилистости реки ее разбивают на отдельные участки по характеру извилистости и для каждого участка в отдельности устанавливают коэффициент извилистости. Коэффициент извилистости всегда больше единицы.

Нередко речное русло разветвляется на несколько протоков, рукавов, образующих остров (рис. 30). Степень разветвленности реки выражается отношением суммы длин всех без исключения протоков, в том числе и участка главного русла $l_1 + l_2 + L$, к длине соответствующего участка главного русла. Такая характеристика называется коэффициентом разветвленности и вычисляется по формуле

$$K_{разв} = \frac{l_1 + l_2 + + l_n + L}{L}.$$

Большое значение коэффициента разветвленности свидетельствует о плохих навигационных качествах реки.

Гидрографическая схема реки. Густота речной сети. В ряде случаев для характеристики речной системы данной площади составляют схематическое изображение главной реки и притоков в виде гидрографической схемы. Такая схема дает наглядное представление о расположении рек, протяженности главной реки и притоков. Гидрографическая схема строится в одинаковом масштабе как для главной реки, так и для ее притоков. Длина главной реки откладывается на горизонтальной линии, а притоки наносятся на соответствующих берегах (в местах их впадения) под некоторым произвольным углом к горизонтальной линии. На рис. 31 приведен пример гидрографической схемы р. Ледок.

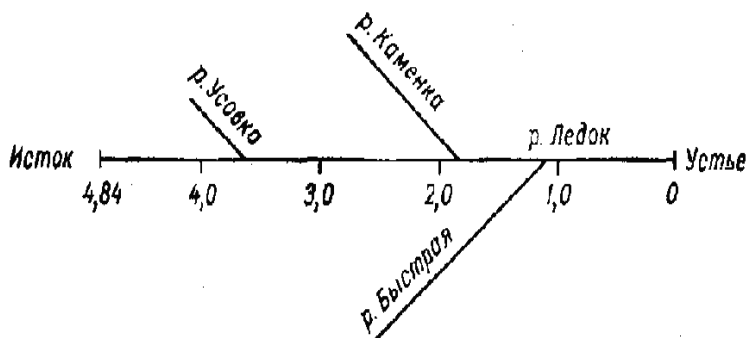


Рис. 31. Гидрографическая схема реки Ледок
(из: Гидрология суши, 1976)

Густота речной сети находится в прямой зависимости от климата, главным образом от количества и распределения осадков и условий их стока: с увеличением количества осадков растет густота речной сети; от свойств грунтов: на водонепроницаемых грунтах развивается более густая речная сеть, чем на водопроницаемых; от рельефа: в горных странах густота речной сети больше; от лесистости местности: лесная растительность способству-

ет некоторому уменьшению густоты речной сети: вода расходуется на транспирацию и легче просачивается в почву.

Определенные тем или иным способом характеристики густоты речной сети являются в некоторой мере условными, так как зависят от масштаба карт, по которым они определялись.

Водоразделы

Все речные системы имеют свои границы, проходящие по линиям водоразделов, которые проводятся по наиболее высоким точкам земной поверхности. Периметр каждой речной системы оконтуривается по истокам притоков главной реки. Наиболее отчетливо границы можно провести по горным хребтам. Например, Уральские горы отчетливо разделяют бассейны рек западного и восточного, северного и южного стока. На равнинах границы водоразделов сближаются и даже сходятся в высокие паводки. Такие места двух сходящихся верховьями судоходных рек называются волоками, участками, где имеется возможность перетаскивать (переволакивать) по суше суда и грузы из одной реки в другую, например волок между Ковжей и Вытегрой, Западной Двиной и Днепром (путь «из варяг в греки»). Для проведения линий водоразделов используются топографические карты.

Русский географ А. А. Тилло выделил мировой, или главный, водораздел Земли (рис. 32), который делит всю поверхность суши на две основные покатости: 1) Атлантико-арктическую, примыкающую к Атлантическому и Северному Ледовитому океанам, с площадью суши 67,4 млн км² и 2) Индийско-Тихоокеанскую, примыкающую к Индийскому и Тихому океанам, с площадью 35,2 млн км². Главный водораздел Земли проходит вдоль западных берегов Америки по Андам и Кордильерам до Берингова пролива, затем по Чукотскому хребту, Анадырскому плоскогорью, горным хребтам Гыдан, Джугджур, Становому, Яблонову и далее через Центральную Азию, пересекает северную часть Аравийского полуострова и переходит в Африку, где проходит вдоль восточного берега, приближаясь к Индийскому океану. Реки России в основном расположены на Атлантико-арктической покатости.

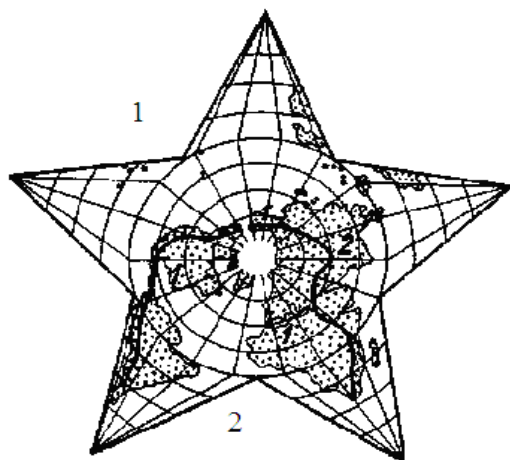


Рис. 32. Главный водораздел Земли (из: Гидрология суши, 1976):
1. Атлантический склон; 2. Тихоокеанский склон

Кроме главного водораздела Земли, различают водоразделы меньших размеров:

1) водоразделы океанов и морей, разделяющие области суши, сток с которых происходит в различные океаны и моря (Северная Двина и Печора – Сев. Ледовитый океан; Волга и Днепр – южный сток);

2) речные водоразделы, отделяющие территории суши, сток с которых направлен в речные системы (рис. 33).

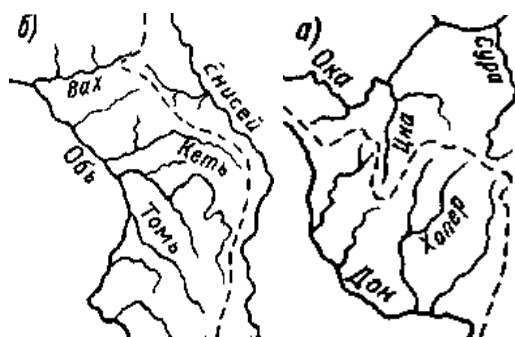


Рис. 33. Речные водоразделы
(водораздельные линии показаны штриховой линией)

Речной бассейн. Водосбор

Б а с с е й н – территория, с которой происходит сток воды в отдельную реку или речную систему. Различают поверхностный и подземный водосборы реки, границы которых могут не совпадать (рис. 34). Современная поверхность Европейской части создана ледником, его мореной, перекрывшей древний рельеф. Толщина морены может быть разной, и подземные воды могут иметь разное направление стока. Поверхностный бассейн определяется границами водосбора в пределах водоразделов. Бассейн главной реки состоит из бассейнов отдельных притоков, каждый из которых в свою очередь имеет бассейны притоков следующего порядка. Для каждого участка реки можно определить его водосборную площадь, которая примыкает к нему выше по течению.

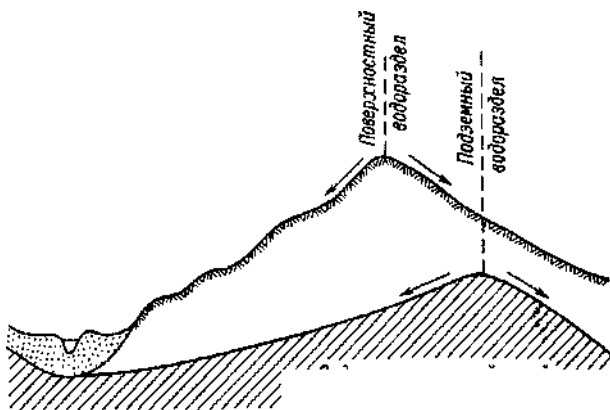


Рис. 34. Несовпадение поверхностного и подземного водоразделов

По размеру площади бассейна реки (ГОСТ 19179-73) делят на большие, средние и малые.

К категории больших рек относятся равнинные реки, имеющие бассейны площадью более 50 000 км² (Енисей 2580 тыс. км², Лена 2490 тыс. км², Амур 1855 тыс. км², Волга 1360 тыс. км², Днепр 504 тыс. км²).

Средние реки, бассейны которых 2000–50000 км², располагаются в одной географической зоне, и гидрологический режим их

свойствен рекам этой зоны (Южный Буг – 46,2 тыс. км², Ветлуга – 39,4 тыс. км², Сож – 38,9 тыс. км², Вишера – 31,2 тыс. км²).

Малые реки, с площадью бассейна не более 2000 км², располагаются в одной географической зоне и гидрологический режим их под влиянием местных факторов может быть не свойствен рекам этой зоны (Кубена – 1,11 тыс. км², Мерла – 0,309 тыс. км²).

Морфометрические характеристики бассейна

Речные бассейны отличаются друг от друга размерами и формой. Морфометрические характеристики бассейнов определяются по топографическим картам, на которых выделены водосборные площади реки.

К основным морфометрическим характеристикам речного бассейна относятся: площадь, длина, наибольшая и средняя ширина, коэффициент асимметрии.

Площадь бассейна F (км²). Для определения площади бассейна реки применяется ряд методов, один из них – графический.

Графический метод. Вся площадь бассейна разбивается на правильные геометрические фигуры: треугольники, трапеции, прямоугольники. Затем измеряются элементы каждой фигуры и вычисляются их площади, после чего суммированием подсчитывается общая площадь бассейна.

Длина бассейна L (км) – расстояние по прямой от устья реки до наиболее отдаленной точки бассейна.

Наибольшая ширина бассейна B (км) – проводится перпендикулярно длине его в наиболее широком месте.

Средняя ширина бассейна B_{cp} (км) – определяется путем деления площади бассейна на его длину, т. е. $B_{cp} = F/L$.

Иногда определяют отдельно среднюю ширину левой $B_{л} = F_{л}/L$ и правой $B_{пр} = F_{пр}/L$ частей бассейна.

Коэффициент асимметрии бассейна. Главная река может занимать симметричное положение (посреди бассейна) или боковое, т. е. подходить к одному из водоразделов. Обычно положение главной реки бывает асимметрично (р. Енисей). Иногда коэффициент асимметрии речного бассейна определяют отношением левой части площади бассейна к правой, т. е. $a = F_{л}/F_{пр}$.

Физико-географические характеристики речного бассейна

Для суждения о природных условиях и особенностях речного бассейна важно знать такие его физико-географические характеристики.

Географическое положение бассейна; определяется географическими координатами (широтой и долготой), в пределах которых находится бассейн.

Климатические условия бассейна, которые в основном определяют водный режим водоемов (питание рек, формирование поверхностного стока и др.). Главнейшими климатическими факторами, имеющими основное влияние на водный режим рек, являются количество атмосферных осадков и характер их выпадения, условия залегания снежного покрова и снеготаяния, температура воздуха, дефицит влажности воздуха, испарение с поверхности бассейна.

Геологическое строение бассейна. Для выяснения условий подземного питания реки особенно важно знать почвенный покров и строение верхних геологических пластов бассейна рек, а также особенности преобладающих пород и грунтов в отношении размыва поверхности речного бассейна.

Рельеф бассейна определяет уклон его поверхности и речной системы. Рельеф влияет на условия стекания воды с поверхности речного бассейна, а также на распределение и количество атмосферных осадков по его территории.

Растительный покров, для характеристики которого необходимо определить площади, занятые лесом и другой растительностью. Степень залесенности речного бассейна определяется коэффициентом лесистости, представляющим собой частное от деления площади лесов, находящихся на территории бассейна, на общую площадь бассейна, т. е.

$$K_{лес} = \frac{\sum f_{лес}}{F} \cdot 100 (\%).$$

Озерность бассейна определяется коэффициентом озерности, т. е. отношением площади зеркала всех водоемов (озер, водохранилищ) к общей площади бассейна,

$$K_{оз} = \frac{\sum \omega_{лес}}{F} \cdot 100 (\%).$$

Озерность отдельных районов составляет: Карелия и Северо-Запад ЕТ – 12,6%, тундра и лесотундра – 5–10%.

Заболоченность речного бассейна определяется отношением площади, занятой в бассейне болотами, по всей его площади, т. е.

$$K_{заб} = \frac{\sum f_{заб}}{F} \cdot 100 (\%).$$

Например, заболоченность бассейна р. Припяти составляет 18%, р. Десны – 3%.

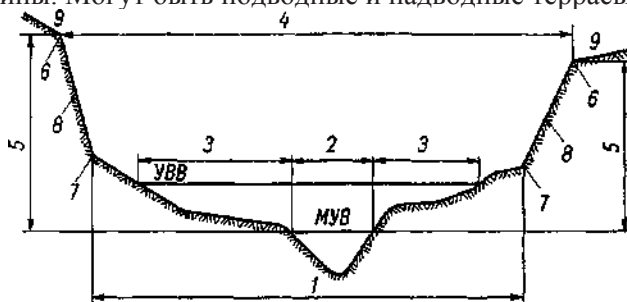
Речные долины. Элементы долины. Образование долин и их типы

Речная долина – элемент и форма рельефа, созданная деятельностью водного потока в более или менее длительный период его существования. История речной долины прослеживается на ландшафте ее пойм, деформации берегов и остаточных элементах русловых процессов. Ландшафт долины отражает характер реки в период наблюдения, сезонные явления, связанные с осадками, и результаты хозяйственной деятельности человека (зарегулирование или спрямления русел). Речные долины имеют относительно постоянную форму в горной местности и изменчивую для равнинных рек. Главная река имеет свою, более широкую долину со сложным рельефом. Долины притоков «вливаются» в долину главной реки, внося в нее продукты их русловых процессов. Речные долины есть молодые и древние, на которых более отчетливо выражены элементы строения рельефа долины.

Основными элементами, характеризующими речную долину, являются (рис. 35):

1. *Дно*, или *ложе*, долины – относительно ровная пониженная ее часть, имеющая уклон. Линия, соединяющая пониженные точки долинного ложа, называется *талвегом* («путь до тины»).

7. *Террасы* – горизонтальные или слегка наклонные площадки, располагающиеся уступами в пределах дна и склонов речной долины. Могут быть подводные и надводные террасы.



1 – дно долины, 2 – русло реки, 3 – пойма, 4 – ширина долины, 5 – высота, 6 – бровка долины, 7 – подошва склона, 8 – склон долины, 9 – прилегающая местность; УВВ – уровень высоких вод, МВУ – меженный уровень воды

По положению относительно берегов реки поймы бывают односторонние, в этом случае русло реки прижимается к одному

из склонов долины; двусторонние, находящиеся по обе стороны от русла; чередующиеся, т. е. попеременно расположенные то справа, то слева от русла реки. Пойма может отсутствовать, например, у горных рек, которые не имеют развитой долины и протекают в глубоких и узких расщелинах гор.

По расположению относительно уровня воды в реке поймы встречаются низкие, подвергающиеся ежегодному затоплению, и высоко расположенные, заливаемые только в очень высокие паводки или паводки.

В поперечном сечении сформировавшейся поймы выделяют три характерные части: прирусловую, центральную и притеррасную (рис. 36). Прирусовая – наиболее возвышенная ее часть прилегает к действующему руслу. Здесь могут образовываться береговые валы из наносов. В понижениях могут быть затоны и низинные болота. Центральная часть более пониженная. Здесь могут образовываться старицы и переходные болота. Притеррасная – еще более понижена относительно русла. Она заливается в сильные паводки. Здесь могут быть старые сфагновые верховые болота.

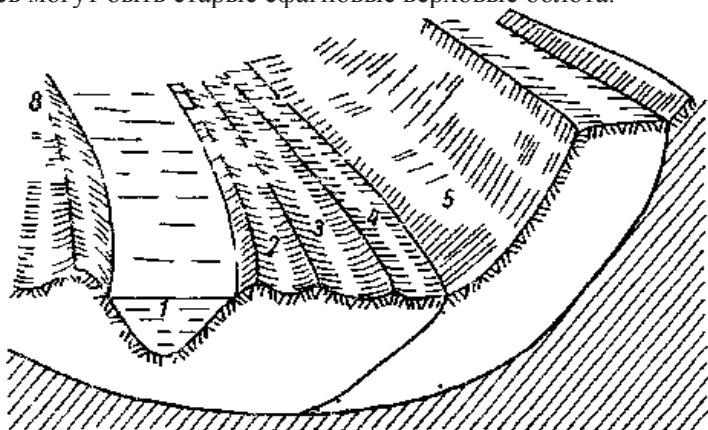


Рис 36. Схема речной долины:

- 1 – меженное русло; пойменная терраса; 2 – прирусовая пойма;
- 3 – центральная пойма; 4 – притеррасовая пойма; 5 – склон долины;
- 6 – бровка долины; 7 – подошва склона; 8 – береговой вал

Рельеф поймы равнинного участка реки зависит от активности русловых процессов, паводков и наводнений. Положительные формы рельефа образуются в результате наносов, отрицательные – при размывах отложений и смещении русла – образуются старицы, протоки, затонины.

В зависимости от характера растительности и степени увлажнения в меженный период различают следующие поймы:

– *луговая сухая* – в летнюю межень представляет суходольный луг с редкой растительностью или слабоувлажненный луг (без болотной растительности);

– *луговая заболоченная пойма* сплошь или большей частью заболоченный луг или переходное болото с небольшим торфяным пластом, на котором произрастают влаголюбивые растения и обитатели болот – осока, пушица;

– *кустарниковая или лесная сухая пойма* сходна с луговой сухой поймой, но значительная часть ее площади занята лесом и зарослями кустарника, поэтому просматриваемость такой поймы плохая;

– *кустарниковая или лесная заболоченная пойма* напоминает луговую заболоченную пойму, но заросли кустарника или леса здесь занимают значительные пространства; просматриваемость ее плохая;

– *болотная пойма* представляет травяное или переходное болото с торфом значительной мощности.

Почвогрунты пойм зависят от взешенных и твердых наносов в паводок, бывают илисто-глинистыми, песчаными, песчано-гравелистыми, песчано-галечными, гравелисто-галечными, каменистыми, торфянистыми.

По морфологическому признаку долины делятся на равнинные (широкие) и горные (узкие).

Глубина долин изменяется в широких пределах. В равнинных районах долины неглубокие: от нескольких десятков метров до 200–300 м; в горах глубина долин может достигать 2000 м (Терек, Сулак).

Ширина речных долин обычно увеличивается от верховьев рек к низовьям, но возможны и сужения долины вследствие пересечения горной гряды, обвалов или осыпей.

Склоны речных долин по внешнему виду могут иметь выпуклую, вогнутую, ступенчатую и прямолинейную форму и быть различной крутизны – от пологих до отвесных. Поверхность склонов может расщеливаться оврагами, балками, логами и рытвинами, образование которых зависит от грунтов, растительности и крутизны долинных склонов.

Долины большинства рек Русской равнины являются эрозионными; это подтверждается тем, что оба склона долины имеют одни и те же ряды пластов. Долины тектонического происхождения имеются на Кавказе и в Крыму, где когда-то проявлялись тектонические силы – горообразовательные процессы. Ледниковые долины встречаются в Карелии и на Кольском полуострове (см. рис. 37).

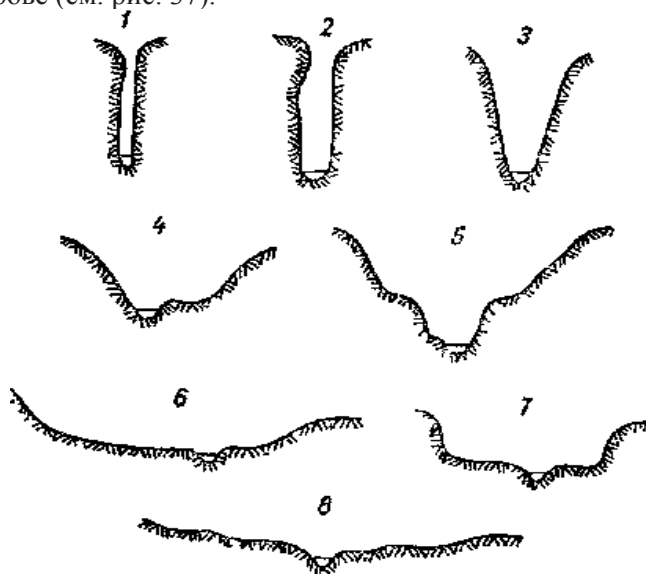


Рис. 37. Типы долин по форме поперечного профиля:
 1 – щель (клямма); 2 – каньон; 3 – ущелье; 4 – V-образная долина;
 5 – корытообразная долина; 6 – трапецеидальная долина;
 7 – ящикообразная долина; 8 – неясно выраженная долина

Щель (клямма) – глубокая и узкая долина с отвесными, а иногда и нависшими склонами. Дно долины полностью занято водой. Такого вида долины встречаются в горных районах.

Каньон – долина с почти отвесными склонами, также глубокая, но шире щели; имеет сравнительно плоское и узкое дно, не всегда полностью занятое потоком. Этот тип долины встречается в горах.

Ущелье – глубокая горная долина с узким дном и выпуклыми склонами, крутизна которых книзу увеличивается. Характерна для горных районов.

V-образная долина – характеризуется более пологими склонами и достаточно широким дном. Этот тип долин наиболее распространен.

Корытообразная долина (трог) – отличается довольно крутыми, вогнутыми склонами, крутизна которых ко дну долины постепенно уменьшается. Такой профиль долины обусловлен деятельностью ледника в горных районах.

Трапецидальная долина – похожа на ящикообразную, но склоны ее значительно положе.

Ящикообразная долина – имеет широкое и почти плоское дно, ограниченное крутыми, а иногда и отвесными склонами. Дно долины заполнено аллювиальными отложениями. Долины такого типа встречаются довольно часто и на равнинах, и в предгорьях.

Неясно выраженная долина – характеризуется очень пологими склонами, которые постепенно сливаются с прилегающими междуречными пространствами. Такие неглубокие речные долины приурочены к равнинным местностям.

Нередко один тип долин переходит в другой, а одна и та же речная долина на своем протяжении может представлять различные типы, например долины крупных рек Енисея, Лены, Амура.

Продольный профиль реки

Река от истока к устью вырабатывает определенный тип продольного профиля. Рельеф дна по всей длине реки неодинаков относительно уровня М.о. и характеризует скорость водного потока и состав горных пород, по которым течет река на отдельных ее

участках. Скорость течения реки определяется водностью реки и уклоном речной долины. Определяющее значение в выработке русла имеет наличие и характер паводкового периода. В наиболее полном виде продольный профиль выражен у рек с горным истоком и протекающих в меридиональном направлении.

Разность отметок Δh водной поверхности истока H_1 и устья H_2 (или двух каких-либо точек по длине реки) называется падением реки. Отношение падения Δh к длине реки (или к длине данного участка реки) называется уклоном реки, т. е.

$$i = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{\Delta h}{L}.$$

Уклон реки представляет собой величину безразмерную и выражается в виде десятичной дроби или в промилле (‰). Например, средний уклон Оки, выраженный десятичной дробью,

$$i = \frac{159,5 \text{ м}}{1477 \text{ км}} = 0,00011,$$

что соответствует 0,11 промилле (‰), т. е. на 1 км протяжения реки падение в среднем составляет 0,11 м (Гидрология суши, 1976).

Продольный профиль русла равнинной реки обычно близок к очертанию продольного профиля речной долины и большей частью обусловлен чередованием плесов и перекатов.

Реки с горным истоком или «старые» реки с выработанным до коренных пород руслом могут иметь *пороги* (рис. 38а) при пересечении гряд твердых пород или нагромождения камней после горных обвалов. Следующие друг за другом пороги образуют *порожистые участки*. Так, на реке Бии – одном из истоков реки Оби, вытекающей из Телецкого озера, имеется 11 порогов из нагромождения камней на участке около 30 км. Этот *порожистый участок* реки – излюбленное место экстремального водного туризма невысокой сложности.

Перед каждым порогом создается подпор воды, а на порогах образуется бурный поток – *стремнина*.

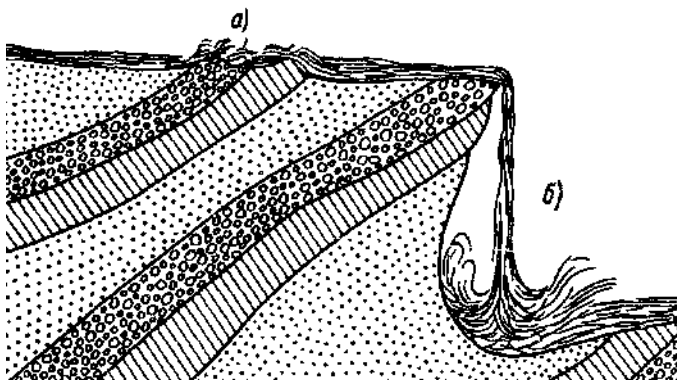


Рис. 38. Схема порога (а) и водопада (б)

Водопад (рис. 38б) – падение воды реки с отвесного уступа в русле реки, образованного выходами твердых горных пород. Уступы водопадов имеют различное происхождение. Они могут быть образованы тектоническими процессами путем под-пруживания речных долин лавами и обвалами, горно-долинными ледниками.

Выделяют четыре основных типа продольных профилей, на которых распределение уклонов вдоль по реке имеет разнообразный характер (рис. 39):

1) *профиль равновесия, или плавновогнутый*. Он характеризуется значительным уклоном верхнего участка реки и меньшим уклоном в ее низовьях. Характерен для рек с горным истоком, предгорным участком и равнинным средним и нижним течением. Наиболее распространен (реки Амур, Обь, Печора, Кубань и др.);

2) *прямолинейный профиль* чаще всего имеет место на малых равнинных реках и характеризуется относительно равномерным уклоном;

3) *сбросовый профиль* встречается редко и наблюдается только на малых реках, имеет незначительный уклон в верховьях и большой в нижнем течении реки. Встречается на реках плоскогорий (Витимское, Путоранское) – р. Пясины, Витим.

4) *ступенчатый профиль* характеризуется чередованием участков с малым и сосредоточенным падением, иногда в виде отвесных

уступов. Характерен для горных рек (р. Катунь). Излюбленный профиль для экстремального водного туризма высокой сложности.

Для удобства сопоставления продольных профилей на рис. 39 длины рек даны в процентах полной их длины, а падения рек – в процентах полного падения.

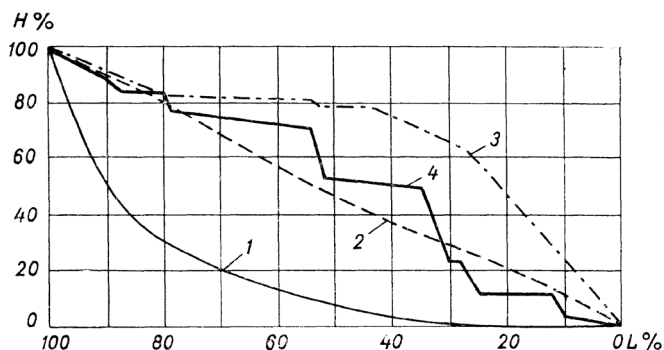


Рис. 39. Относительные профили рек (по С. В. Григорьеву):

1 – профиль равновесия, 2 – прямолинейный,
3 – сбросовый, 4 – ступенчатый

В табл. 7 показаны падения р. Кубани на разных участках, что соответствует равновесному профилю.

Таблица 7

Изменение продольного профиля р. Кубани

<i>Участок реки</i>	<i>Длина участка, км</i>	<i>Падение, м</i>	<i>Уклон, ‰</i>
Высокогорный	72	2255	31,3
Горный	98	567	5,8
Предгорный	131	235	1,8
Равнинный	591	163	0,3
Средний	895	3220	3,6

Продольные профили 1 и 3 наиболее отчетливо выражены в условиях малой водности рек. С повышением водности профили сглаживаются. Реки с подпором водохранилищ могут утрачивать порожи́стость и профиль поверхности воды, относительно профиля дна выравнивается (Гидрология суши, 1976).

Поперечное сечение русла реки и его морфометрические характеристики

Поперечный срез речного русла со стационарным потоком показывает *живое сечение* реки (рис. 40). Горизонтальные линии, соединяющие одинаковые глубины на обоих берегах через равные промежутки, например через 1–2 м, позволяют определить площадь живого сечения, суммируя площади определенных фигур – прямоугольников и треугольников. Линия дна, проведенная между урезами воды на обоих берегах, называется *смоченным периметром*. Разделив площадь живого сечения на смоченный периметр, получим гидравлический радиус, который учитывается в формуле Шези (см. раздел «Движение воды в реках»). Размеры живого сечения – разовые характеристики, которые изменяются в результате колебания уровней воды и деформации русла потока. Каждое живое сечение потока характеризуют следующие основные морфометрические элементы.

Площадь живого сечения ω (м^2) – определяется планиметрированием его профиля. Зная площади живого сечения, соответствующие разным уровням воды H , можно составить график зависимости $\omega = f(H)$ (рис. 40).

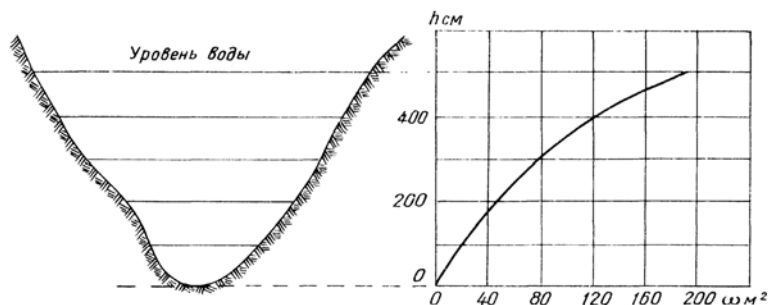


Рис. 40. Кривая зависимости площади живого сечения реки от высоты уровня воды

Виды питания рек

Поступление воды в реку (*питание реки*) с водосборного бассейна, определяющее водность реки, зависит от климата, региона, рельефа и ландшафта бассейна. Наличие и распределение вод, питающих реку на территории бассейна, характеризует водообеспеченность реки. Соотношении прихода и расхода воды в речном русле составляют водный режим реки.

Основными элементами питания рек являются осадки (жидкие и твердые), поверхностные и подземные воды. Все виды питания рек изменчивы по сезонам года. Существуют резкие колебания в питании рек – паводки при ливневых осадках и половодья с интенсивным таянием снегов и ледников. В засушливые периоды происходит обмеление русел и даже потеря устья реки. Большое значение имеет структура (рыхлость) почв и толщина водоносных горизонтов, что обеспечивает более равномерное поступление подземных вод.

Лесные массивы, с одной стороны, задерживают влагу и обеспечивают более равномерное почвенно-грунтовое питание рек, с другой, – испаряя влагу (транспирация), уменьшают приток вод в реку. Вырубка лесов способствует более быстрому стеканию выпадающих осадков и, следовательно, повышению половодья на реках. В результате вырубки уменьшается подземное питание рек, вследствие чего они становятся маловодными в межень (Гидрология суши, 1976).

Реки с озерным истоком имеют более выравненный режим водности.

Влияние болот на питание рек различно. В районах достаточного увлажнения болота не снижают общий сток, поступающий в реки; в условиях недостаточного увлажнения они могут уменьшать объем питания рек за счет повышенного испарения. Болота могут аккумулировать воду, уменьшая паводковый и половодный сток.

Ледниковое питание может вызвать паводок на реках в летние месяцы.

Хозяйственная деятельность человека: зарегулирование стока, водозаборы, орошение земель, вырубка лесов на водосборе,

осушение болот – оказывает все большее влияние на естественный режим рек.

В питании рек поверхностными водами отдельные виды играют ведущую роль.

Дождевое питание рек от муссонных дождей характерно для рек Дальнего Востока (бассейн Амура), Юго-Восточной Азии и п-ова Индостан.

Снеговое питание рек обусловлено таянием в весеннее время снега, накопившегося в течение зимы. Оно характерно для Европейской части России и Сибири. Уровень воды в водохранилищах регулируется с расчетом на приток талых вод.

Ледниковое питание характерно для рек с горным и высокогорным истоком. Типично для рек Кавказа, Памира, Алтая. В летнее время могут возникать паводки на реках ледникового питания. В настоящее время горные ледники тают, уменьшаются в размерах и исчезают. Ледниковое и подледниковое питание рек увеличилось.

Питание рек подземными водами менее значительно и выражено неравномерно. Обычно для большей части рек, но почти отсутствует в питании рек засушливых степных и пустынных районов (Заволжье, Казахстан).

Тепловой и ледовый режим рек

Факторы, влияющие на температуру воды в реках

Тепловой режим рек определяется климатическими условиями на водосборе и ходом температурной кривой воздуха. Только приток воды от таяния ледников и горных снегов существенно снижает температуру воды к началу среднего течения рек. Родниковые воды также снижают среднюю температуру воды на отдельных участках.

Для составления *уравнения теплового баланса* данного участка реки за некоторый период времени t следует просуммировать приток и потери тепла между участком реки и окружающим пространством. Уравнение теплового баланса можно записать в следующем виде:

$$S_{с.р.} - S_{и.а.} \pm S_{т.а.} \pm S_{и.к.} \pm S_{г.в.} \pm S_{т.л.} \pm S_{в.н.} = \pm S,$$

где **S с.р.** – тепло, поглощаемое водой в виде прямой и рассеянной солнечной радиации (суммарная солнечная радиация); **S и.а** – эффективное излучение, представляющее разность между собственным излучением воды и поглощенным встречным излучением атмосферы; **S т.а** – турбулентный обмен тепла с атмосферой вследствие разности температуры воды и воздуха; **S и.к** – приток тепла при конденсации атмосферной влаги на водной поверхности или потеря при испарении воды; **S г.в** – тепло, приносимое грунтовыми водами на данном участке за время t ; **St.л** – теплообмен между водным потоком и его ложем; **S в.н.** – теплообмен рассматриваемого участка реки с соседними через верхний и нижний створы; **S** – изменение запаса тепла в потоке за время t . Все слагаемые теплового баланса выражены в кал/(см²•сут).

Благодаря большой теплоемкости воды, изменения температуры воды происходят более плавно и медленно, чем изменения температуры воздуха. Вода рек, и особенно водохранилищ, может существенно влиять на прилежащие территории. Реки с морским устьем могут подтеплять приустьевые районы (реки Сибири, впадающие в Сев. Ледовитый океан).

Знание температурного режима рек важно для прогнозирования наступления и хода ледостава и вскрытия рек, особенно для рек, текущих с юга на север (Сибирские реки), известных своими частыми осенними и весенними заторами льда и паводками. Для нерестовых рек ход температуры воды может определять время прохода рыб на нерест в верховья рек (реки Дальнего Востока, Камчатки, Чукотки, Канады). Замеры температуры воды на водозаборах питьевого назначения важны для организации режима водоподготовки.

Ледовый режим рек

Охлаждение воды реки следует за сезонным и суточным снижением температуры воздуха. Охлаждение потока происходит через его поверхность. Чем активнее перемешивание воды, тем скорее происходит охлаждение воды по живому сечению реки.

Зимний период начинается с момента устойчивого появления отрицательных температур воздуха, охлаждения речных вод ниже

0°C и появления на реке льда. Период зимнего режима рек делят на три характерные фазы: замерзание, ледостав и вскрытие реки.

Замерзание. На поверхности воды в реках с течением переохлажденного слоя не возникает. Ледообразование начинается при температуре 0°C. Берега охлаждаются быстрее, поэтому по урезу воды появляются льдинки, перерастающие в *забереги*, которые на участках реки с более замедленным водообменном быстро нарастают в сторону медиали. На каменистом прибрежном мелководье может образовываться донный лед на камнях, в дальнейшем смерзающийся с поверхностным льдом.

На открытой поверхности воды появляется *сало* – смерзающиеся скопления ледяных кристаллов. При значительном течении сало погружается вглубь и образуется внутриводный лед (рис. 41).

Одновременно с салом может плыть *снежница* – комковатые скопления льда и снега. Под действием ветра и течения тонкий поверхностный лед ломается, льдины трутся друг о друга и образуется так называемый блинчатый лед. Сало, снежница и блинчатый лед образуют *шугу*, которая плывя по течению образует *шугоход*. На перекатах шуга может создать *зажоры* – рыхлые толстые ледяные массы, которые, смерзаясь, могут вызвать повышение уровня воды выше их.

Условиями для образования зажоров являются: 1) переохлаждение воды в реке по всей ее глубине и 2) турбулентное перемешивание всей водной массы потока. Наиболее мощные зажоры образуются в результате подвижек зажорных масс. Зажоры препятствуют свободному течению воды, так как скопившийся внутриводный лед заполняет живое сечение реки (рис. 41). Внутриводный лед может намерзать на водозаборных сооружениях, затрудняя работу водопроводных станций. Смерзаясь с донным льдом, внутриводный лед может образовывать *пятры* – ледяные острова грибовидной формы (рис. 42). Скопления пятр в сужениях реки может вызвать заторы, выше которых происходит подпор воды. Осенний ледоход и растянутый период замерзания реки приводит к возникновению заторов, характерных для рек Сибири (Ангара, Лена).

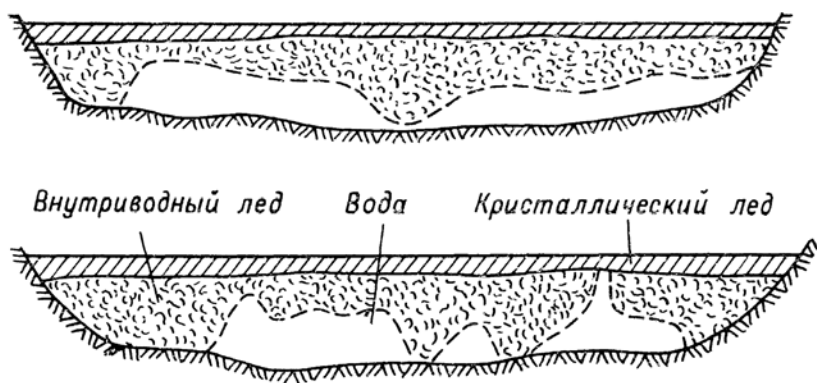


Рис. 41. Зажор на р. Волхов

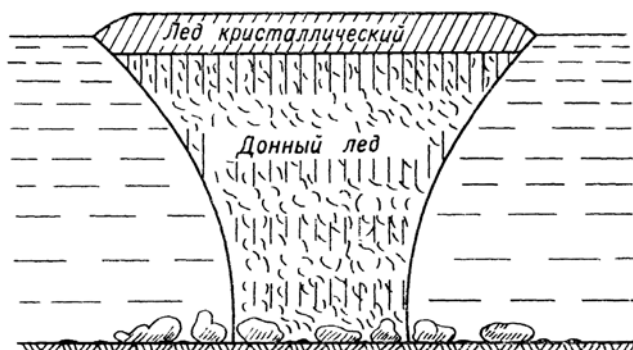


Рис. 42. Вертикальный разрез пятры

Ледостав. Осенний ледоход заканчивается ледоставом. На равнинных реках образование сплошного поверхностного льда происходит путем смерзания заберегов противоположных берегов. На реках с быстрым течением образование сплошного льда происходит сначала в узких местах путем соединения и смерзания плавущих льдин, а потом идет его нарастания вверх по течению. На более глубоких участках реки, в медиали реки или в районе стрежня могут возникать полыньи за счет подъема более

теплых вод от дна, при наличии родников или размывом льда на быстром течении. Полыньи являются очагами образования внутриводного льда («фабриками внутриводного льда»). Кроме полыней, на сибирских реках нередко наледи из замерзающей воды, выступившей на поверхность льда через трещины. Многие малые реки – притоки сибирских рек, Якутии, Чукотки, Кольского п-ва, на Северном Урале, в горных районах Алтая, промерзают до дна, что чревато высокими паводками при быстром весеннем таянии снегов в их бассейне.

Вскрытие. Таяние снега, льда и поступление талых вод с поверхности суши в реки начинается после перехода температуры воздуха через 0°C. Собирающаяся на поверхности льда вода прогревается от солнечного тепла, проникает по трещинам в толщу льда. Лед набухает, становится темнее и быстрее нагревается. Одновременно у берегов по урезам воды образуются *закраины* и происходит разрушение льда. В местах с быстрым течением образуются *промоины*. Закраины соединяются с промоинами. Поднимающийся уровень воды приводит к ломке ледяных полей, образуются льдины и возникает *ледоход*. В узких местах и на перекатах могут возникать ледяные заторы, более мощные, чем осенние, т. к. толщина льдин может быть больше метра. Выше заторов создаются подпоры воды, что приводит к наводнениям. Особенно это характерно для рек северного направления, истоки которых находятся в южных районах, где интенсивно тают снега. На таких реках ведутся наблюдения за ледоставом и снежным покровом. Составляются прогнозы на время, интенсивность и характер вскрытия рек с целью предупреждения населения о возможном наводнении. Специальным службам часто приходится взрывать заторы и наледи.

Уровенный режим рек

Колебания уровня воды в реках

Уровень воды в реках – важнейшая характеристика, особенно больших судоходных рек и имеющих разное водохозяйственное и рыбохозяйственное значение. Уровнем воды в реке называется положение свободной водной поверхности над некоторой

условной плоскостью. Уровень воды в реке постоянно изменяется (паводки и обсыхание русел). Для речных систем отдельных регионов и даже для каждой реки характерен свой уровенный режим, неравнозначный по годам и может иметь некоторую многолетнюю периодичность. Колебания уровня воды в реках должны учитываться при организации судоходства на реках и водохранилищах, при строительстве мостов, дамб, причалов. Строительство домов, создание садово-огородных кооперативов на пойме и вообще в долине реки должны учитывать и предполагать возможность высоких паводков. Если хотя бы раз в сто лет был случай высокого паводка или наводнения, то строить какие-то сооружения и вести сельскохозяйственные работы на данном участке уже большой риск однажды сильно пострадать.

Колебания уровня воды в реках вызываются разными обстоятельствами:

- 1) ледовые явления (см. выше);
- 2) русловые деформации (размыв берегов и отложения наносов на перекатах, образования островов, побочней, кос и пр.), вызывающие понижение (ниже наносов) или повышением (выше) уровня воды;
- 3) зарастание русла водной растительностью при повышении дна реки на наносах – уменьшает пропускную способность русла реки, увеличивает шероховатость и вызывает повышение уровня;
- 4) ветровые явления (нагоны и сгоны) вызывают повышение и понижение уровня воды, особенно в устьевых участках и озерных истоках рек;
- 5) приливы и отливы периодически изменяют положение уровня воды в морских устьях рек;
- 6) деятельность бобров (образование плотин).

На равнинных реках выделяют периоды, значительно различающиеся по колебаниям уровня (*уровенный режим*) и водности: *весеннее половодье, летняя межень, осенний период, зимняя межень*.

Характеристика уровня режима

Для характеристики режима уровней воды реки в каком-либо пункте, по данным наблюдений, на уровневых постах строятся хронологические графики колебаний (*амплитуды колебаний*) средних суточных уровней за отдельные периоды, календарные годы и многолетние данные (рис. 43). Равнинные реки имеют малые амплитуды колебаний уровня. На реках с горным истоком могут быть значительные колебания уровня, особенно на реках, текущих с юга на север.

Колебания уровня воды, повторяющиеся в течение суток, называют суточными колебаниями.

Для характеристики уровня режима рек за длительный ряд лет устанавливают характерные уровни, освещающие наиболее характерные моменты в жизни реки. К числу таких уровней относятся: 1) наивысший за год; 2) наинизший летний и зимний; 3) наивысший весеннего ледохода; 4) начало ледохода; 5) очищение ото льда; 6) начало осеннего ледохода; 7) начало ледостава; 8) средний за отдельные сезоны года.

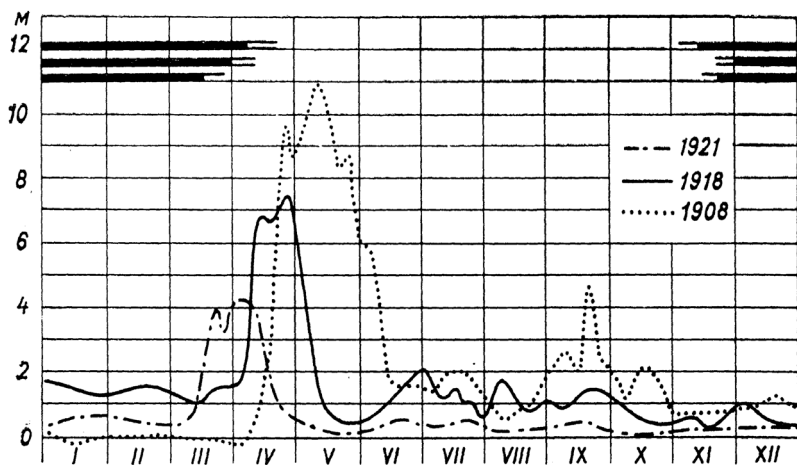


Рис. 43 График колебания уровня воды в р. Днепр у г. Орши за характерные годы (из: Гидрология суши, 1976)

На приведенном графике можно выделить периоды наступлений и уровни весеннего половодья, летней и зимней межени.

Для рек России в отношении особенностей их уровневого режима А. В. Огиевским были выделены следующие типы: равнинные, озерные, заболоченные и горные реки.

Равнинные реки, среди которых можно выделить: а) реки с весенним половодьем и возможными значительными подъемами от ливней – ливневыми паводками, например Волга у г. Калинина, Ока у г. Орла; б) реки, на которых отсутствуют резкие и значительные подъемы летом и осенью, например Днепр у г. Киева; в) нижнее течение больших равнинных рек со средней величиной весеннего половодья и сглаженным меженным графиком, например Дон у г. Ростова; г) приморские участки с колебаниями уровня, вызванными нагонными и сгонными ветрами или приливотливными явлениями, например Днепр у г. Херсона, Сев. Двина.

Озерные реки. Реки, берущие начало из озер, со сглаженными половодьями и паводками, например Волхов, Свирь, Ангара.

Заболоченные реки. Реки с медленным течением, в которых изменение уровня происходит медленно и постепенно, так как сток выпадающих осадков регулируется заболоченными долинами и бассейнами таких рек, например ряд притоков в верховьях Припяти.

Горные реки: а) реки с небольшими бассейнами, с резко выраженными суточными колебаниями уровней, с ливневыми паводками, берущие начало из ледников или вечных снегов, например Терек; б) реки, берущие начало ниже снеговой линии, с небольшими бассейнами со слабовыраженными весенними подъемами и катастрофическими ливневыми паводками; в зимнюю межень могут пересыхать, например Катунь, Чемал.

Движение воды в реках

Ламинарное и турбулентное движение жидкости

Движение воды в реках происходит под действием силы тяжести P при наличии продольного уклона (рис. 44). Силу P можно разложить на две составляющие p и q . Сила q перпендикулярна к

поверхности дна реки и уравнивается сопротивлением этой поверхности. Сила p , направленная параллельно линии продольного уклона, заставляет частицу воды скатываться вниз по наклонной плоскости дна. В условиях равномерного движения эта сила уравнивается сопротивлением, возникающим в потоке. Величина составляющей силы тяжести (p) зависит от уклона русла, а сила сопротивления – от степени шероховатости русла.

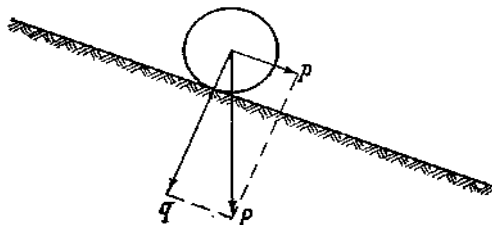


Рис. 44. Схема движения воды по наклонной поверхности

Движение воды в естественных потоках носит довольно сложный характер. Существуют два различных вида движения жидкости, в том числе и воды, – **ламинарное** и **турбулентное**. *Ламинарное движение* – струи воды в потоке не перемешиваются, течение плавное. Наблюдается в широком и глубоком русле; при *турбулентном (вихревом) движении* струи воды перемешиваются от поверхности до дна.

При отсутствии непосредственных измерений скоростей средняя скорость для живого сечения реки может быть вычислена по **формуле Шези**, имеющей вид

$$V_{cp} = C \sqrt{Ri},$$

где V_{cp} – средняя скорость потока в м/с; R – гидравлический радиус в метрах; i – уклон водной поверхности на участке реки; C – скоростной коэффициент, зависящий от шероховатости русла и гидравлического радиуса.

Влияние вращения Земли на поперечное циркуляционное течение

В результате постоянного действия силы Кориолиса образуется поперечная циркуляция и на прямолинейных участках реки, при которой поверхностные слои воды в Северном полушарии движутся к правому берегу, а придонные – к левому. В Южном полушарии направление этих течений является противоположным. Очевидно, реки, протекающие в Северном полушарии под влиянием силы Кориолиса подмывают правый, а в Южном – левый берег (рис. 45).

В тех случаях, когда правый берег реки вогнутый, происходит сложение силы Кориолиса и центробежной силы потока, т. е. на частицу воды будет действовать равнодействующая этих сил.

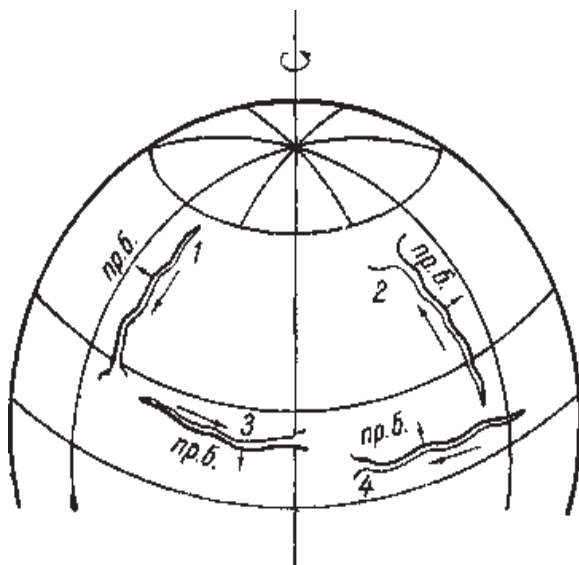


Рис. 45. Схема влияния вращения Земли на течения в потоке при разных положениях русла

Совпадение направления силы Кориолиса и центробежной силы на закруглениях рек усиливает циркуляцию, что способствует более интенсивному размыву берегов.

Водный режим рек

В годовом цикле колебания стока рек различают следующие основные фазы водного режима: *весеннее или летнее половодье, летнюю и зимнюю межень, осенние дождевые паводки*. Продолжительность и характерные особенности этих фаз определяются изменением питания рек в течение года, которое в свою очередь зависит от климатических условий речного бассейна.

Весеннее половодье образуется в результате таяния снега, накопленного за зиму в бассейне реки. Оно представляет собой основную фазу водного режима для рек преимущественно снегового типа питания. Для *весеннего половодья* выделяют основные его элементы: начало (подъем уровня) и конец половодья, его продолжительность, максимальный расход, продолжительность подъема и спада и объем стока воды за половодье.

Летнее половодье характерно для рек муссонного климата, например для бассейна р. Амура.

Летняя межень. После окончания весеннего половодья на реках наступает межень, которая заканчивается осенью. В летнюю межень река находится в своем коренном русле.

Осеннее половодье может вызываться ливневыми дождями осенью (Европа, Зап. Сибирь).

Зимняя межень характеризуется пониженным стоком и на равнинных реках и совпадает с периодом ледостава. В этот период основным источником питания рек являются подземные воды. Река находится в своем коренном русле или ниже его.

Деформация речного русла

Русло реки под действием текущей воды подвержено различным изменениям – *деформациям (русловым процессам)*. Река может размывать берега (боковая эрозия), углублять русло (глубинная эрозия) и заполнять русло продуктами дефляции берегов (аккумуляция наносов) (рис. 46). Следствием этого является изменение очертания берегов, расширение русла, изменение направления потока (*меандрирование*), появление протоков, *перека- тов, островов, кос, побочней, гряд* и др.

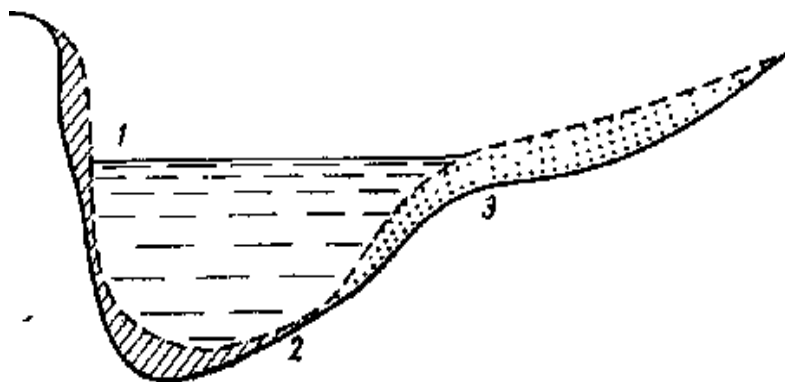


Рис. 46. Схема деформаций русла реки в поперечном сечении:
1 – эрозия боковая, 2 – эрозия глубинная, 3 – аккумуляция боковая

В реках всегда проходят более или менее активные **русло-вые процессы**. Продукты эрозии переносятся из зон эрозии в зоны аккумуляции. Более крупные частицы отлагаются в руслах, а взвешенные поступают во время разливов и паводков на пойму.

В ходе переотложений наносов возникают морфологические образования трех типов:

1) *микроформы* – небольшие песчаные гряды, несоизмеримые с размерами русла, их деформации зависят от расхода донных наносов. Они определяют степень шероховатости дна реки;

2) *мезоформы* представляют собой крупные единичные песчаные гряды, движущиеся по руслу и определяющие его морфологическое строение. Размеры гряд соизмеримы с размерами русла, при изменении скоростей сохраняют или частично видоизменяют свои формы;

3) *макроформы* – морфологические образования, включающие и русло и пойму (речная излучина, система протоков и пр.), определяющие весь русловый процесс.

Наибольший практический интерес представляет изучение макроформ руслового процесса, так как их деформации определяют собой и общие изменения речных русел и пойм.

Речные русла и их плановые очертания

Руслом реки называется часть долины, по которой осуществляется речной сток. Размеры и форма русла меняются по длине реки в зависимости от периодического изменения ее водности, строения речной долины и физических свойств пород, слагающих русло.

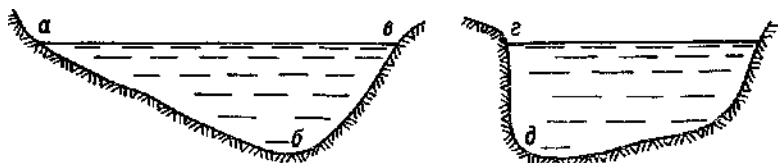


Рис. 47. Берег русла реки (пологий, крутой и обрывистый)

Наиболее глубокая часть дна долины, по которой проходит сток в период низких вод, носит название *коренного (меженного)* русла. Часть долины, заливаемая высокими речными водами в период таяния снегов или выпадения интенсивных дождей, называется *пойменным руслом*. Коренное русло отделяется от пойменного бровкой берега (рис. 47). Профиль дна реки может быть пологим ($a, b < 45^\circ$), крутым ($b, e > 45^\circ$) и обрывистым (z, d около 90°) (рис. 47). Горные породы слабо размываемые составляют коренной берег реки, наносы рыхлых пород (отложения взвесей) образуют аллювиальные берега.

В поперечном сечении берега реки (рис. 48 Б) могут быть симметричными корытообразными (а), правильными (в), асимметричными (б) и сложными (г).

Русло равнинной реки в плане имеет, как правило, извилистую форму – в виде так называемых *меандр (меандрирование русла)* (от названия р. Меандр в Турции).

Рассмотрим различные виды переформирования меандр:

1. *Ограниченное меандрирование* (рис. 49А) выражается в появлении слабовыраженных извилин русла в условиях стеснения русла трудно размываемыми грунтами или древними, устойчивыми береговыми валами. 2. *Свободное меандрирова-*

ние (рис. 49Б) обычно развивается в широких речных долинах, склоны которых не препятствуют свободному перемещению русла реки. 3. *Незавершенное меандрирование* (рис. 49В) является разновидностью свободного меандрирования и характеризуется наличием спрямляющего потока на излучинах, не достигших состояния петли.

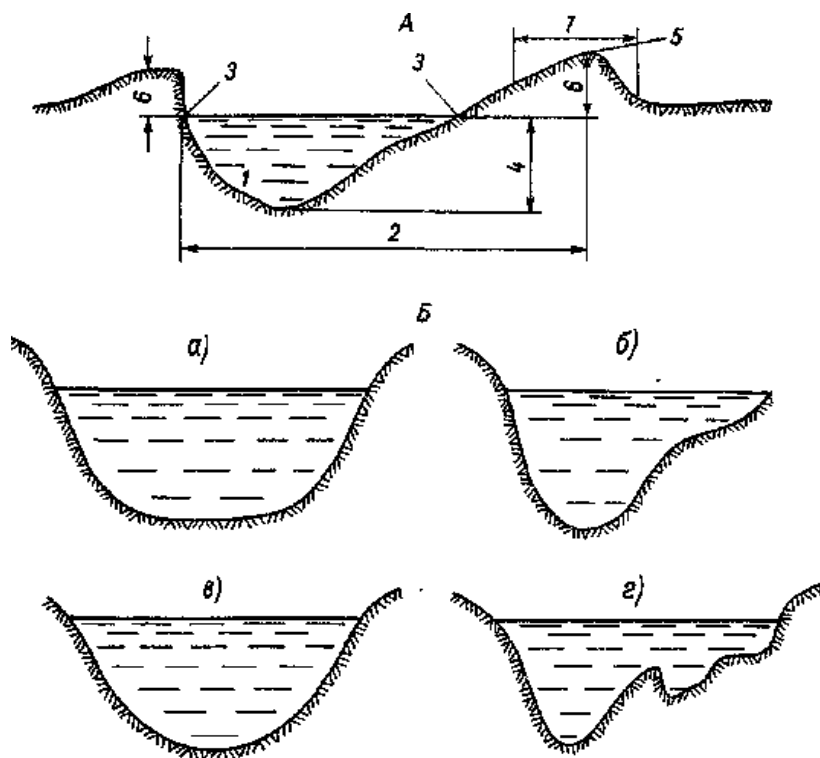


Рис. 48 А – поперечный профиль коренного русла.
 1 – дно русла, 2 – ширина русла, 3 – урез воды, 4 – глубина реки,
 5 – бровка берега, 6 – высота берега, 7 – береговой вал;
 Б – поперечный профиль реки: а – симметричный,
 б – несимметричный, в – нормальный и г – неправильный

Незавершенное меандрирование обычно возникает на реках с низкими легко размываемыми поймами и большими глубинами их затопления.

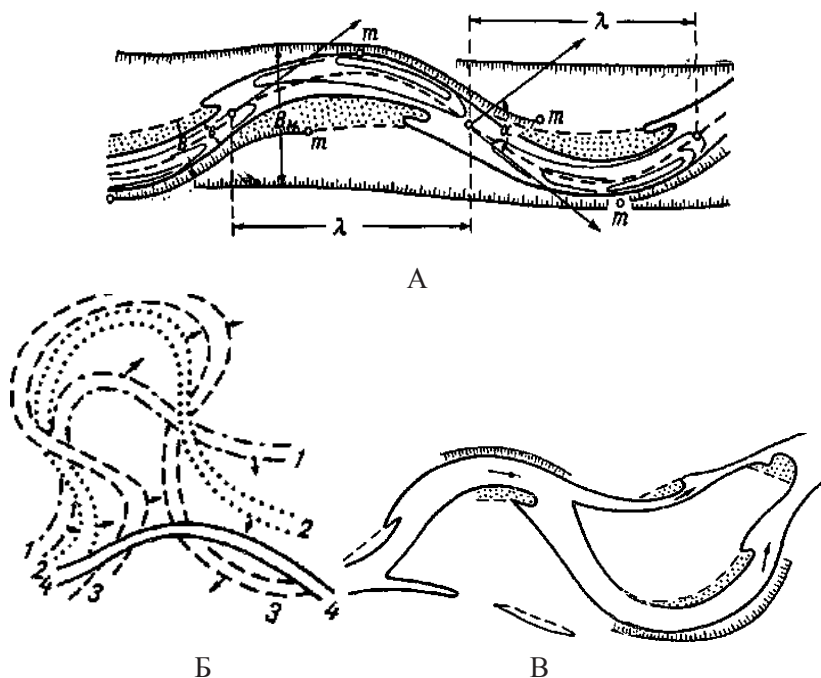


Рис. 49. Виды меандрирования: А – ограниченное меандрирование, Б – свободное, В – незавершенное меандрирование

Результатом незавершенного меандрирования может быть образование затонов, кос и стариц. В дельтах рек образуются главные русла и протоки.

Перекаты и плесы

Перекаты и *плесы*, как и излучины (меандры), – типичные формы мезорельефа равнинной реки. *Перекаты* образуются на участках перехода одного закругления излучины в другой. Разность в скоростях потока по поперечному профилю реки на этих участках вызывает отложения влекомых частиц песка и глины.

На дне образуются более или менее косые гривы, пологие против течения и крутые по течению (рис. 50). Образовавший вал из твердых частиц вызывает подъем уровня воды выше, в излучине, и этот более глубокий участок реки называется *плесом*. Таким образом, русло равнинной реки представляет собой чередование плесов и перекатов. Гривы перекатов, обычно не единичные, формируются в меженный период с возникновением так называемых «забоев» – скоплений наиболее тяжелых частиц наносов (жилы, заструги, гряды, осередки, побочни, косы). На вершинах гряд образуются водовороты. Образование гряд может вызываться и твердыми уступами коренного дна, прикрытыми сверху наносами (Макковеев, Чалов, 1986).

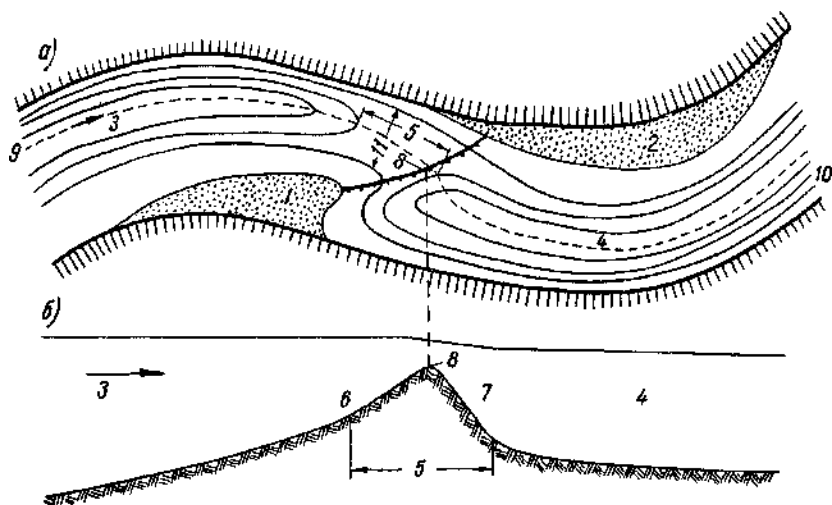


Рис. 50. Схема переката:

- а – план, б – продольный профиль по фарватеру: 1 – верхняя коса, 2 – нижняя коса, 3 – верхняя плесовая ложина, 4 – нижняя плесовая ложина, 5 – седловина, 6 – напорный скат, 7 – подвалье, 8 – гребень, 9 – фарватер, 10 – изобаты, 11 – корыто переката

В каждом перекате различают следующие основные части: 1) *корыто переката* – наиболее пониженная часть седловины, образованной наносами, 2) *гребень* – наиболее возвышенная часть седловины, 3) *верхний побочень (коса)* и 4) *нижний побочень* –

располагаются вдоль выпуклого берега соответственно выше и ниже корыта переката, 5) *верхняя плесовая лощина* и 6) *нижняя плесовая лощина* – глубокие участки русла реки, они разобщены друг от друга наносным валом, лежащим несколько наискось русла, 7) *напорный*, или *верхний, скат* – скат седловины, обращенный к верхней плесовой лощине, 8) *подвалье* – низовая часть седловины (более крутая, чем верхний скат), обращенная в сторону нижней плесовой лощины.

В местах плавного перегиба русла реки иногда образуются плоские возвышения дна – *перевалы*.

В судоходной реке линия, соединяющая самые глубокие точки дна реки по ее длине, называется *фарватером*. На участках образования перекатов и перевалов для обеспечения проходимости судов производят дноуглубительные работы. Естественным путем высота и ширина перекатов и перевалов изменяются с изменением водности рек по годам и соответственно скоростей течения.

Селевые потоки

Сель – стремительный поток большой разрушительной силы, состоящий из смеси воды и рыхлообломочных пород, внезапно возникающий в бассейнах небольших горных рек в результате интенсивных дождей или бурного таяния снега, а также прорыва завалов и морен.

Движение селевого потока происходит в виде периодических волн, вызванных прорывами заторов, возникающих в узких и извилистых руслах горных рек. Образование заторов происходит в результате нагромождения передвигаемых потоком камней в местах крутых поворотов реки или береговых оползней и обрушения склонов. Периодичность движения селя также может быть вызвана неравномерностью во времени выпадения дождя по площади водосбора или различным временем добегания потока с отдельных частей водосбора.

Для возникновения селя необходимы следующие условия: наличие слабозакрепленного материала, из которого образуется грязекаменный поток (скопления обломочного материала, валунов, гальки, песка, глины), в селеносной долине и на при-

легающих к ней склонам; появление силы, способной привести эту массу материала в движение. Такой силой и является быстро движущийся поток, возникающий в результате выпадения ливней, иногда бурного таяния снега и льда, а иногда вследствие прорыва естественных или искусственных запруд.

С точки зрения состава селевой массы все селевые потоки подразделяют на три категории: грязевые (густая песчано-глинистая масса), грязекаменные (песок, ил, лёсс, а также влекомые крупные наносы – галька, мелкие камни) и воднокаменные (преобладанием более крупных камней). Селевые потоки наблюдаются в горных районах. Частые сели характерны для малых рек – притоков оз. Байкал, для притоков р. Терек.

Жизнь рек

Река как водная экосистема

В экологическом отношении река, большая и малая, является средой обитания для пресноводных организмов. По этому признаку река имеет большой набор географических, гидрологических, средовых абиотических и биотических факторов, определяющих развитие жизни в реке на всем ее протяжении от истока, в том числе от «мертвоводного» ледникового, снежного или родникового до насыщенного жизнью устья.

К географическим независимым факторам относятся действующие на русло реки силы Кориолиса, расположение бассейна (широта, долгота), площадь водосбора или речного бассейна, характер долины (пойма, коренное – меженное русло), ландшафт (горный, равнинный, болотный, степной, пустынный), питание рек, грунты, выстилающие дно реки, тип реки (болотный, озерный, горный) и часть реки (верхнее течение, среднее, нижнее). К гидрологическим характеристикам относится уровенный режим, динамические процессы, скорость течения, речные наносы, гидрохимический режим. К средовым характеристикам можно отнести локальные температуры, минеральный и газовый состав вод, мутность-прозрачность воды, динамика вод, глубина. К биотическим характеристикам следует отнести сложность сообщества (усложнение от простых

линейных связей в ритрالي до сложных, структурированных в потамали), тип сообщества (автотрофное, гетеротрофное), локальная трофность (олиго-мезо-евтрофность), зарастаемость русла (развитие рипали), детрит (источники), автохтонное или аллохтонное органическое вещество, в том числе загрязняющее.

По эколого-гидрологическим характеристикам все текущие воды принято делить на *ритраль* и *потамаль*. К ритрالي чаще всего относят примыкающую к роднику (истоку) верхнюю часть водотока с каменистым или гравийно-галечным грунтом, высокой скоростью течения, насыщенной кислородом водой и амплитудой среднемесячных температур до 20°. К потамали относят примыкающую к ритрالي нижнюю часть водотока с песчаным, заиленным или илистым грунтом, сравнительно небольшой скоростью течения, амплитудой среднемесячных температур выше 20° (в тропиках с летним максимумом среднемесячной температуры выше 20°) и с частыми проявлениями дефицита-кислорода.

Иногда для горно-долинных рек выше ритрали выделяют родник и область родникового ручья, называемые соответственно *зукреналью* и *гипокреналью*. В свою очередь ритраль и потамаль могут разделять на части, каждая из которых соответствует определенным участкам рек, к которым приурочено местообитание определенных групп рыб: *эпиритраль* (верхний *форелевый* участок), *метаритраль* (нижний *форелевый* участок), *гипоритраль* (*хариусовый* участок); *эпипотамаль* (*налимовый* участок), *метапотамаль* (*лещевый* участок) и *гипопотамаль* (*ершовый* участок). Такое разделение на участки хорошо согласуется и с составом ведущих бентосных организмов (личинки насекомых, моллюски). Важно, что границы между ритралью и потамалью зависят от климата региона и лежат над уровнем моря тем выше, чем ниже расположена географическая широта местности (Богатов, 1994).

По физико-химическим особенностям воды реки делят на водотоки с белой, светлой и черной водой (Гайслер, 1988). Реки с белой водой, к которым, например, относятся Амазонка, Мадейра, Пурус, Меконг и др., геологически наиболее молодые. Вода в них сильно мутная, поэтому фитопланктон и водные растения в русле практически не развиты.

«Светлые» реки, к которым, например, относятся рр. Амур, Селенга, Урал геологически более древние. В период паводков русло в таких реках изменяется слабо. Вода в них относительно прозрачная, что дает возможность развиваться водной растительности, хотя «плавающие луга» здесь отсутствуют, очевидно из-за недостатка питательных элементов.

«Черные» реки отличаются высоким содержанием в воде гуминовых кислот, что приводит к сильному поглощению света. Например, в самой крупной «черной» реке мира Риу-Негру (левый приток Амазонки) на глубину 1 м проникает только 1% света, при этом общая глубина реки в низовьях составляет 45 м. В «черных» реках мало солей и кислорода, pH воды обычно меньше 5 и местами достигает 3,8, а в черных притоках р. Конго и в реках Малайзии pH воды достигает 3,6. В таких условиях не могут существовать растения, а по сравнению с другими реками мира – здесь сравнительно бедный животный мир. Подобные реки имеются в Западной Сибири.

Основные группы речных организмов

Население рек характеризуется значительным видовым разнообразием, что связано с высоким разнообразием речных биотопов. Из отдельных экологических группировок значительного обилия в реках достигают *планктон*, *бентос* и *нектон*, слабее представлен *перифитон* (обрастатели), а *нейстон* и *плейстон* вследствие турбулентного движения воды почти полностью отсутствуют (могут обитать в заливах и в зарослях рипали).

В систематическом отношении в реках обитают практически все те же группы организмов, что и в озерах. Отличия сводятся к составу сообществ планктона и бентоса, да и то в основном для участков быстрого течения, ритрали. Как и в других типах водоемов земного шара, все население рек делится на обитателей водной толщи (представителей *планктона* и *нектона*) и дна (представителей *бентоса*).

Планктон рек, или *потамопланктон* (*реопланктон*), характеризуется гетерогенностью происхождения, так как образуется за счет автохтонных (местных) и аллохтонных (привнесенных)

элементов. Аллохтонный планктон, выносимый в реку из стоячих водоемов, попадая в новые условия, меняет свой облик. Одни представители планктона стоячих вод (*лимнопланктон*), оказавшись в реке, быстро отмирают, другие проявляют большую приспособленность, так что в результате соотношение отдельных групп в собственно реопланктоне приобретает характерные черты, хотя в потамопланктоне каких-либо специфических форм нет. Речной планктон в русле реки не образует стационарных сообществ, и только в зарослях рипали и в заливах-затонах формируются относительно постоянные сообщества, близкие лимнопланктону и зарослевому комплексу гидробионтов. Речной поток несет органико-минеральные частицы и детрит, живые и мертвые организмы. В совокупности – *сестон*. Взвешенные в воде органико-минеральные частицы – *абиосестон*; мертвые организмы и детрит – *триптон*; живые организмы – *планктон*.

Видовое разнообразие реопланктона обычно возрастает с продвижением от истоков к устью реки, особенно если река питается ледниковыми, болотными или родниковыми водами. В этих случаях в истоке она практически лишена фито- и зоопланктона, а в толще воды присутствует только *бактериопланктон*. С продвижением к устью реки и образованием придаточных водоемов, в которых развиваются планктонные водоросли и животные, реопланктон обогащается.

В *фитопланктоне* встречаются все группы водорослей, но разнообразие их изменяется на каждом географическом и экологическом участке в связи с гидродинамическим фактором или физикохимическими свойствами воды особенно в условиях загрязнения. В более чистых и текучих водах преобладают диатомовые и зеленые водоросли. В более спокойных и загрязненных (евтрофированных) водах доминируют синезеленые и эвгленовые. Диатомовых больше в северных реках, зеленых и синезеленых – в южных, зимой роль диатомовых по сравнению с зелеными и синезелеными выше, чем летом.

В составе зоопланктона рек можно встретить все пресноводные виды, однако комплексы зоопланктеров так же, как и в фитопланктоне, меняются по продольному профилю реки и в связи с

природным качеством воды или в условиях загрязнения. В более загрязненных органическими стоками водах преобладают инфузории. В более чистых и холодных водах доминируют веслоногие ракообразные (*Copepoda*) и коловратки (*Rotatoria*). В летнем планктоне потамали могут преобладать ветвистоусые (*Cladocera*). В составе речного планктона, кроме чисто планктонных животных (*голопланктон*), могут временно находиться бентосные организмы (*реосиртон*), которых принято разделять на пассивно вымываемых течением из грунта (*эвсиртон*: личинки насекомых) и активно поднимающихся в толщу воды (*эконосиртон*: кумовые рачки). Связанный с подъемом донных животных процесс их перемещения в речном потоке вниз по течению называется *дрифтом* или бентосток. Если в дрифте участвуют организмы эвсиртона, то такой снос называют пассивным, а если эконосиртона – то активным. В реках наряду с голопланктоном и реосиртоном может наблюдаться интенсивный снос наземных беспозвоночных, играющих важную роль в питании многих ценных видов рыб (Богатов, 1994).

Речной бентос, как и озерный, – совокупность организмов обитающих на дне реки, на поверхности (*эпибентос*, *эпифауна*) или в толще грунта (*эндобентос*, *инфауна*). Растения (фитобентос) представлены двумя экологическими группами – *микрофитобентос* (альгофлора) и *макрофитобентос* (укореняющиеся макрофиты). В систематическом отношении речной фитобентос тот же, что и в озерах, но развивается гораздо слабее из-за течения и в основном на участках рек с замедленным водообменном: у берега (*рипаль*), в заливах-затонах и на *закосях* (между *косой* и берегом). Глубина распространения, например, рдестов и харовых, определяется освещенностью дна. Бактерии (*бактериобентос*) в реке представлены почти исключительно аэробной микрофлорой. Животный бентос (*зообентос*) представлен двумя экологическими группами – микрозообентос (простейшие) и макрозообентос (черви, личинки насекомых, моллюски, ракообразные). Размерный состав тот же, что и озерного бентоса (см. раздел «Жизнь озера»).

Организмы, способные прикрепляться к подводным естественным и искусственным субстратам с помощью подошвы (*гидры*), всем телом (*губки*, *мианки*), биссусовых нитей (*дрейссены*), сте-

белька (простейшие), ноги (*коловоротки*), домиков (*ручейники*, *хириномиды*) составляют сообщество *перифитона*. Прикрепленные организмы, прежде всего моллюски-дрейссены, образуют скопления – *друзы*, создающие своеобразный биоценоз, в составе которого может быть много свободноживущих организмов, находящихся убежище между особями дрейссены и внутри раковин отмерших моллюсков. Здесь могут обитать практически все бентосные организмы.

По отношению к продольному распределению организмов все население рек условно делится на *ритрон* и *потамон*, что соответствует делению водотоков на зоны *ритрали* и *потамали*. Ритрон характерен для участков рек с быстрым течением. Это реофильная фауна. На камнях поселяется литореофильная флора и фауна: прикрепленный фитобентос (мох – фонтиналис) (рис. 51), зообентос представлен организмами, способными удерживаться в обтекающем потоке за счет коготков лапок (*поденки* – Ephemeroptera и веснянки – Plecoptera); ручейники – Trichoptera строят прикрепленные домики, моллюски-лунки, прикрепляющиеся мускулистой ногой в широком устье (рис. 51). Для организмов, способных жить на течении, существуют термины: *реотаксис* – расположение на субстрате головой к течению и *тигмотаксис* – прикрепление (прилипание) к субстрату. Между камнями в массе могут обитать амфиподы (бокоплавы) рода *Gammarus*. На нижней поверхности камней часто можно найти планарий.

В потамали обычно дно выстлано крупно- и мелкозернистыми песками. На небольших глубинах заросли могут образовывать рдесты и ближе к берегу сусак зонтичный (рис. 51). В крупнозернистых песках часто с галькой обитают организмы небольших размеров, способные передвигаться между частицами грунта, изгибая тело (*интерстициальная фауна*). Это черви – олигохеты-наидиды, нематоды, мелкие ракообразные (гарпактициды), личинки хирономид. Мелкозернистые пески населены более крупными организмами, способными передвигаться, раздвигая частицы песка усилиями мускулатуры и целома (крупные олигохеты – тубифициды и люмбрикулиды). С помощью мускулистой ноги активно передвигаются моллюски-сфериида и

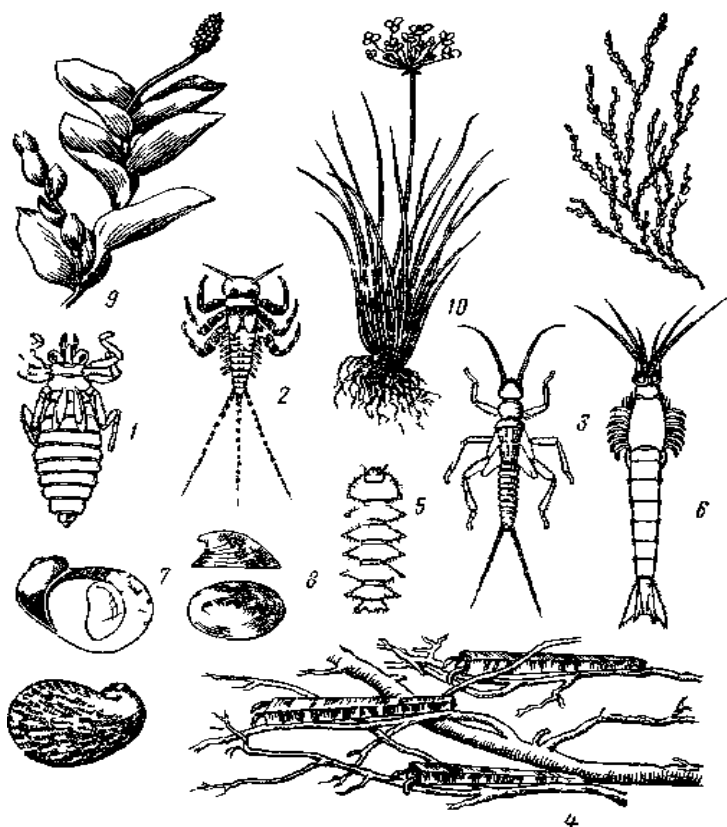


Рис. 51. Животные и растения, обитающие в текущих водах
(по Жадину и Герду, 1961):

- 1 – личинка стрекозы *Gomphus*, 2 – личинка поденки *Heptagenia*,
3 – личинка веснянки *Nernura*, 4 – личинка ручейника *Brachycentrus*,
5 – личинка двукрылого *Blepharocerus*, 6 – мизиды Ульского,
7 – речная лунка, 8 – речная чашечка, 9 – рдест пронзеннолистный,
10 – сусак, 11 – мох фонтиналис

более крупные униониды (перловицы) и беззубки-анодонты. На поверхности песчаного дна можно встретить ручейников-моланнид и ракообразных – водяных осликов, кумовых рачков и др. Пело(рео)филов в реке немного, и они обычно приурочены к углублениям (ямам) на дне, где скапливается минеральный ил и растительный детрит. В составе пелофилов обычны организмы,

характерные для илистых грунтов озер. Это олигохеты, личинки насекомых, прежде всего хирономид, и мелкие моллюски-сфебрииды и ракушковые рачки-остракоды.

В прибрежных зарослях *рипали* формируется фитофильная фауна, по составу мало чем отличающаяся от зарослевой фауны озер.

Бентос рек в течение года существенно изменяется по составу и обилию. Наиболее полно донные биоценозы выражены осенью, в сентябре – октябре. За зиму они сильно обедняются в основном по показателям обилия – численности и биомассы, но видовой состав в целом сохраняется до весны. Происходит рост особей олигохет, личинок хирономид (проходят 2–3 стадии личиночного развития), моллюски практически не растут. Весной, в паводковый период, наблюдается значительное обеднение и разрушение биоценозов из-за высокой размывающей силы течения воды. Организмы выносятся в толщу воды и сносятся вниз по течению (*дрифт*). Сильнее размываются и обедняются бентосом заиленные (илистые) пески и илы. По мере прохождения паводка грунты стабилизируются, организмы из дрефта оседают на грунт и продолжают развитие. Происходит переформирование сообществ. К осени биоценозы дна реки восстанавливаются в соответствии с типом реки и региона. Наиболее устойчивы прибрежные участки зарастающей *рипали*. Зарослевые кладоцеры – хидориды, симоцефалусы и полифемус, и черви олигохеты-наидиды откладывают зимующие яйца, из которых весной, даже после промерзания грунтов, развиваются партеногенетические особи и затем интенсивно идет партеногенетическое размножение (у наидид – паратомия). Рыбное население *ритрали* (форель, хариусы и др.) зимует в активном состоянии. В верхней потамали реки зимой нерестится налим и образует скопления в русловых ямах. Карповые рыбы (лещи, плотва, густера) почти не питаются, но перед весенним паводком активность их резко повышается, наступает жировка перед нерестом, чем пользуются рыбаки-любители. Щуки, судаки, окуни образуют скопления в местах с заметным течением, где больше кислорода. Весной наблюдается массовый подход проходных рыб на нерест в верховья рек (лососевые в реки с морским устьем), сиговые и осетровые в реки с озерным устьем (притоки Байкала, р. Волга, Урал, Терек, Кура).

Население эстуариев

Эстуарий (лат. *aestuarium* – затопляемое устье реки) – воронкообразный, суживающийся к устью впадающей реки залив моря. Под воздействием волн, течений и высоких приливов принесенные рекой наносы выносятся (отливом) в море. Эстуарий имеют Енисей, Темза и другие реки.

Эстуарии представляют собой переходные зоны (*эктоны*) между морем и рекой в целом или в части эстуария, где происходит смешение морских и пресных вод. Между устьем реки и полносоленым морем (33–35‰) устанавливается переходная по солености – *солонатоводная* (5–8‰) зона. Это критическая соленость, в пределах которой пресноводные организмы могут адаптироваться к солености (*солеустойчивость*), а морские, наоборот, к опреснению (*соленостные адаптации*). Состав населения отличается крайним своеобразием. Вдали от устья оно преимущественно представлено *эвригаллиными видами*, ближе к нему большое значение приобретают *солонатоводные* и *эвригаллинные морские формы*. Видовое разнообразие уменьшается в солонатоводных участках (*эффект Ремане*). Здесь преобладают всеядные формы с широкими *экологическими нишами* и больше всего встречается видов, вселенцев из других водоемов. По направлению от моря к реке резко падает доля видов с пелагическими личинками. По биомассе население эстуариев отличается большим богатством, что объясняется рядом причин. Действие приливов и отливов обеспечивает интенсивную циркуляцию питательных веществ, а также быстрое удаление метаболитов. Усилению циркуляции питательных веществ способствует интенсивное перемешивание морской и пресной воды вследствие разности их плотностей. Далее для эстуариев характерна пространственная близость между растениями и животными, облегчающая круговорот веществ. Присутствие в воде одновременно всех жизненных форм фотосинтезирующих растений – планктонных водорослей, микро- и макрофитобентоса – обеспечивает животное население эстуариев изобилием первопищи, тем самым способствуя увеличению его изобилия (Константинов, 1986).

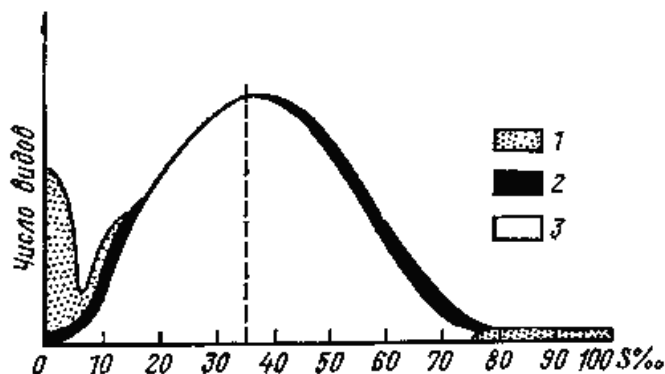


Рис. 52. Общая схема изменения облика водной фауны от пресных вод до пересолённых лагун (по Хлебовичу, 1974):
1 — виды пресноводного происхождения; 2 — солоноватоводные виды;
3 — морские виды

Речная экосистема характеризуется транзитным круговоротом вещества и энергии. Организмы, отрождающиеся в верхнем участке реки, сносятся вниз по течению и не участвуют в процессе круговорота веществ в месте своего возникновения. На рис. 53 изображена схема транзитного продуцирования в реке. Спиральные витки, которыми отмечен характер продуцирования на плесах, изображены с утолщенной нижней частью, указывающей на то, что здесь аккумулируется органическое вещество. На перекатах виток имеет меньший размер и равную толщину линии, показывая, что течение быстро переносит организмы и органические вещества, не допуская аккумуляции их на дне реки.

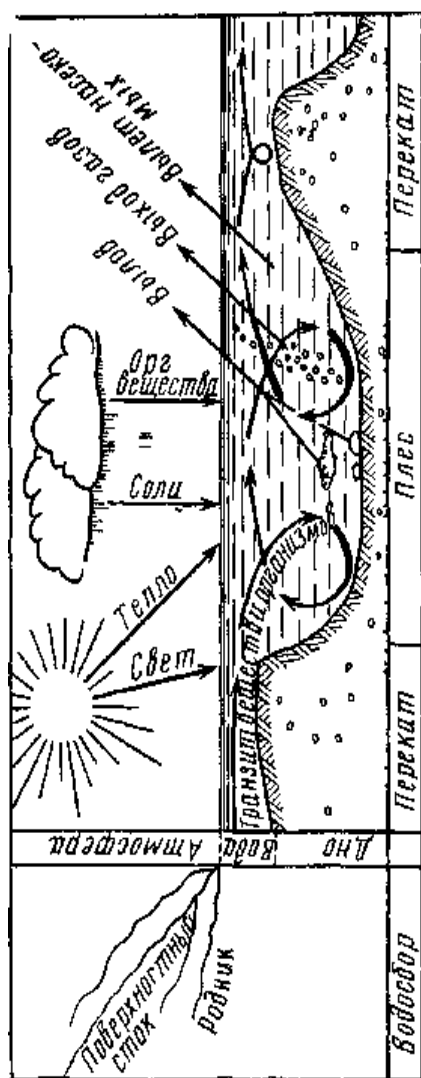


Рис. 53. Схема круговорота вещества в реке (по: Жадину и Герду, 1961; из Константинова, 1986)

Глава 7. Водохранилища

Водохранилища, назначение, строение и использование

Водохранилища – искусственные озеровидные водоемы, создаваемые с определенными или комплексными целями. Те, которые предназначены для задержания воды, создаются в долинах рек, равнинных и горных, путем подпора рек плотинами. Они служат для регулирования речного стока, т. е. перераспределения его во времени с целью использования для удовлетворения различных нужд народного хозяйства: получения электроэнергии, орошения, водоснабжения, водного транспорта. Для накопления и хранения воды создаются наливные (резервные) водохранилища на возвышенностях (плато) путем обвалования участков территории дамбами с самотечной или механической подачей воды извне. Это инженерные гидротехнические сооружения. Они обычно искусственно наполняются за счет избыточной электроэнергии и срабатываются при нехватке электроэнергии.

Водохранилища различаются по своим параметрам (площадь зеркала, объем, длина, ширина, глубина), конфигурации, характером регулирования, режимом сработки уровня, назначением, характером и степенью воздействия на природу и хозяйство прилегающих районов и т. п. В зависимости от очертаний в плане и строения котловины различают водохранилища большие (обычно более 1 млн м³), средние и малые (табл. 8), речные и озерные.

Речные водохранилища имеют узкую и вытянутую форму с шириной зеркала, соответствующей ширине затопленной речной долины. Длина их во много раз превышает максимальную ширину (Камское, Горьковское, Братское на Ангаре, Красноярское и др.). Их длина намного превышает ширину, глубина увеличивается вниз по течению в сторону плотины.

Водохранилища озерного типа образуются как на горных реках с большими уклонами (Нурекское в Таджикистане), так и на равнинных, когда затапливаются не только долины, а и

приводораздельные пространства и междуречья (Рыбинское водохранилище). Поэтому озерные водохранилища не имеют четко выраженной русловой формы и многократного превышения длины над максимальной шириной.

Малые водохранилища создаются на небольших речках путем сооружения плотины для обеспечения работы водяных мельниц, поливного земледелия и рекреационного назначения.

Участок реки выше плотины называется *верхним бьефом*. В нем происходит накопление воды и повышается уровень в результате подпора, который распространяется в больших водохранилищах на сотни километров.

Ниже плотины располагается участок реки, называемый *нижним бьефом*. Естественный режим реки преобразуется как в верхнем, так и в нижнем бьефах в зависимости от величины подпора, количества воды, накопившейся в водохранилище, и типа регулирования речного стока. т. е. искусственного перераспределения его во времени. По полному объему и площади зеркала принято делить водохранилища на шесть категорий (табл. 8).

Таблица 8

Классификация водохранилищ по размерам

<i>Категория водохранилищ</i>	<i>Полный объем, км³</i>	<i>Площадь зеркала, км²</i>
Крупнейшие	более 50	более 5000
Очень крупные	50–10	5000–500
Крупные	10–1	500–100
Средние	1–0,1	100–20
Небольшие	0,1–0,01	20–2
Малые	менее 0,01	менее 2

Например, Куйбышевское водохранилище имеет площадь 5900 км², Братское – 5500 км². За рубежом к крупным водохранилищам относятся Кариба – на р. Замбези, Мид на р. Колорадо, Гаррисон – на р. Миссури, им. Насера – на р. Нил и др.

В водохранилище различают:

НПУ или **НПГ** – нормальный подпорный уровень (горизонт) – это наивысший проектный уровень верхнего бьефа, выше которого подъем уровня в водохранилище, как правило, не разрешается;

УМО – уровень мертвого объема – минимальный уровень водохранилища, допустимый в условиях нормальной эксплуатации;

ФПУ – форсированный подпорный уровень – бывает выше НПУ, допускается в течение короткого времени при пропуске редко встречающихся очень больших половодий и паводков (рис. 54).

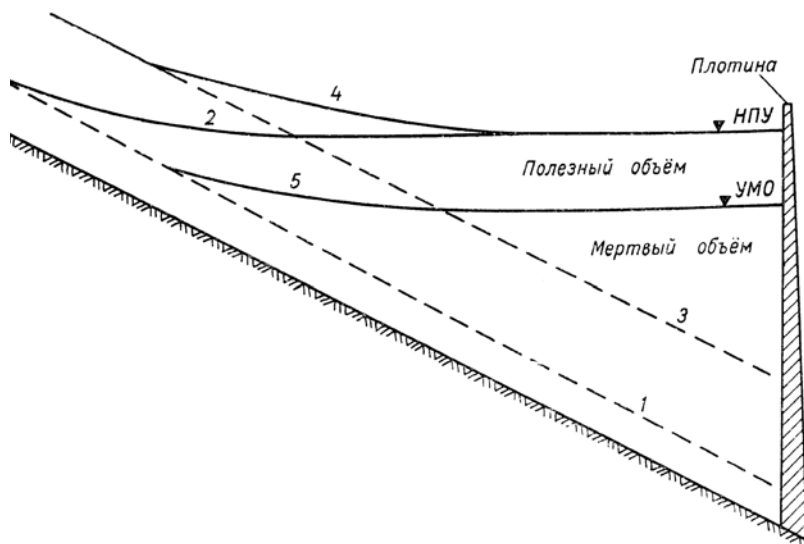


Рис. 54. Характерные уровни водохранилища:

- 1 – меженный уровень реки в естественных условиях,
2 – то же после сооружения плотины, 3 – максимальный уровень
в естественных условиях, 4 – то же в подпоре, 5 – уровень
при сработавшем полезном объеме

Большинство водохранилищ, в том числе все крупные, имеют комплексное значение, т. е. обеспечивают решение одновременно нескольких народнохозяйственных задач. На-

пример, получение электроэнергии, борьба с наводнениями, орошение, улучшение условий судоходства, разведение и добыча рыбы, водоснабжение. Немногие преимущественно небольшие высокогорные водохранилища гидроэлектростанций используются только в энергетических целях.

Обеспечение народного хозяйства дешевой электроэнергией имеет очень большое значение для его развития. Несоответствие во времени водности реки с потребностью в электроэнергии обуславливает необходимость регулирования речного стока, которое достигается путем задержания в водохранилищах паводочного стока и использования накопленных вод при выработке электроэнергии в маловодные периоды.

Водоохранилища используются для забора воды на орошение, особенно развитое в районах недостаточного увлажнения, что позволяет выращивать высокие, устойчивые урожаи ценных сельскохозяйственных культур (хлопок, рис).

Немаловажную роль играют водохранилища в речном транспорте, способствуя увеличению судоходных глубин на реках и спрямлению судового хода. Наличие водохранилищ увеличивает пропускную способность рек.

В водохранилищах выращиваются ценные породы промысловых рыб и создаются условия для новых прогрессивных форм ведения рыбного хозяйства. В водохранилищах разводится также водоплавающая птица, развивается звероводство. При создании водохранилищ улучшаются условия хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Строительство крупных водохранилищ вносит изменения во внутрихозяйственное землеустройство и севообороты. В целях борьбы с наводнениями, приносящими большой ущерб народному хозяйству (повреждение мостов, зданий, затопление земель и др.), строятся регулирующие водохранилища, которые задерживают паводковые воды.

Водоохранилища используются также для оздоровления и отдыха населения. В живописных местах на прилегающих к водохранилищам территориях строятся дома отдыха, санатории, туристские базы. Особенно велико в этом отношении

значение водохранилищ, которые строятся в степных, полупустынных, пустынных и горных районах вблизи крупных городов.

Известно и отрицательное влияние водохранилищ на природные условия. Образование водохранилищ вызывает затопление и размыв земель. Кроме того, при заполнении водохранилища в нем происходит быстрый подъем уровня воды, который оказывает большое влияние на грунтовые воды. Уровень их повышается за счет инфильтрации воды из водохранилища. Ширина зоны подпора грунтовых вод колеблется от нескольких десятков метров до нескольких километров. В результате подпора грунтовых вод может возникать подтопление земель (когда грунтовые воды доходят до дневной поверхности), вызывающее заболачивание их или чрезмерное увлажнение, при котором возможно засоление пахотных, сенокосных и лесных угодий.

Эти изменения, как правило, в наибольшей степени проявляются в районах близ плотины ГЭС, где подпор максимальный, и в значительно меньшей степени в верхнем участке водохранилища – зоне выклинивания подпора.

Водный баланс и гидрологический режим

К водохранилищам предъявляются высокие требования при их создании: геофизическая и инженерная проработка проекта, особенно плотины; определение и прогноз гидрологического режима, влияние на уровень грунтовых вод прилегающих территорий, формирование качества воды при заполнении и затоплении территорий (луга, леса, болота, населенные пункты, сельскохозяйственные угодья, фермы и т. д.). Особое внимание уделяется поддержанию проектного уровня водохранилища и обеспечению гидрологического режима в соответствии с его главной проектной целью. Выполнение этой задачи основывается на расчетах водного баланса в проекте и в процессе эксплуатации водохранилища. В проекте водохранилища учитываются все виды водного питания в пределах его поверхностного и подземного водосбора и расходы воды

по схеме сработки уровня в соответствии с сезонными колебаниями и выполнением основных целей водохранилища: работа ГЭС, обеспечение судоходства, подача воды на питьевые и хозяйственные нужды.

Подсчет приходной и расходной частей водного баланса обычно производится перед плотинной. Учитываются помесечные объемы воды, выраженные в тысячах и миллионах кубических метров. Учитываются следующие элементы водного баланса:

1. Приток речных вод $W_{\text{п}}$ с водосборной территории (бассейна);

2. Осадки $W_{\text{о}}$, выпадающие на зеркало водохранилища в твердом и жидком виде;

3. Зарегулированный сток из водохранилища $W_{\text{с}}$ учитывается по данным наблюдений за сбросом воды из водохранилища и забором ее на промышленные и другие нужды;

4. Испарение с поверхности водохранилища $W_{\text{и}}$;

5. Потери воды во время оседания льда на берегах водохранилища при сработке уровня зимой ($-W_{\text{л}}$) и затопления водохранилища весной ($+W_{\text{л}}$). Эти потери определяются по наблюдениям за толщиной льда на водохранилище и по площади его в начале и конце сработки;

6. Наполнение и сработка водохранилища $\pm W$, определяемые условиями регулирования стока водохранилищем по кривой зависимости объемов водохранилища от уровня воды в нем.

Общее уравнение водного баланса водохранилища за любой отрезок времени (например, месяц) имеет следующий вид:

$$W_{\text{п}} + W_{\text{о}} = W_{\text{с}} + W_{\text{и}} \pm W_{\text{л}} \pm W.$$

В этом уравнении приведены только основные элементы водного баланса водохранилища, которые можно учитывать на основании специально поставленных наблюдений. Для каждого водохранилища могут быть более или менее значимые составляющие, требующие специальных учетов (грунтовое и подземное питание).

В расходной части водного баланса обязательно должны учитываться интересы рыбного хозяйства: обеспечения нереста рыб поддержанием необходимого уровня и регулирование зимней сработки водохранилища с обеспечением выживаемости рыб в подледном пространстве (между дном и льдом). Известны случаи, когда при большой сработке лед ложился на грунт и рыбы погибали от задавливания или образования заморных условий.

Термический режим речных и озерных водохранилищ близок соответственно рекам или озерам с учетом тех же составляющих. Ледовый режим водохранилищ, как и озер, характеризуется периодами замерзания, ледостава и вскрытия. Ледостав и вскрытие может иметь свои особенности, но процессы замерзания и вскрытия ближе озерам. Весеннее наполнение водохранилищ обычно снимает проблемы паводка, но при быстром притоке вод с бассейна и несвоевременной сработке водохранилища могут переполняться (ФПУ) и могут возникать угрозы разрушения дамб и плотин. В зимний и весенний период 2010 г. такие угрозы рассматривались для плотины Красноярской ГЭС.

Гидрохимический режим водохранилищ определяется приточными водами и, главным образом, ложем водохранилища, затопленными землями. Они могут быть сельскохозяйственными угодьями, лугами, лесными почвами, болотами, городских и сельских поселений, кладбищ, промышленных предприятий, под животноводческими фермами и т. д. Из почв вымываются органические и минеральные соединения. Богатые азотом и фосфором земли сельхозугодий, особенно черноземы, становятся источником биогенов для фитопланктона, прежде всего синезеленых водорослей, что приводит к их массовому развитию – «цветению». Проблема «цветения» очень остро стояла для водохранилищ Днепровского каскада, особенно Киевского, Днепродзержинского и Каховского, где затопленные черноземные почвы дали большой приток биогенов (азот и фосфор). Прибрежная зона водохранилищ обильно

зарастает водными макрофитами. Затопление торфяников делает воду «рыжей» и снижает рН.

В первые годы существования водохранилищ минерализация их вод несколько повышается за счет вымываемых солей из затопленных почв. Особенно это проявляется в засушливых местностях и в малых водоемах. В дальнейшем формирование гидрохимического режима обусловлено климатическими условиями и искусственным регулированием речного стока. Сказывается также степень проточности водохранилища.

Наименьшая минерализация воды наблюдается весной во время притока талых вод и затем постепенно повышается по мере увеличения грунтового питания.

В глубоких участках водохранилищ, где накапливаются органические вещества (растительные остатки, торф), наблюдается ухудшение газового режима, вплоть до заморов.

Летом при интенсивном фотосинтезе в поверхностном слое может быть избыток кислорода, а в придонном его дефицит. Ветровое перемешивание в летнее время выравнивает газовый режим в толще воды и у дна.

Благоприятный газовый режим и большое количество питательных веществ в водах водохранилищ помогает интенсивному развитию флоры и фауны, которые в видовом и количественном отношении гораздо богаче, чем в реках. Это особенно проявляется в начале существования водохранилищ. По мере ослабления процесса выщелачивания биогенных веществ из затопленных почв интенсивность биологических процессов ослабевает.

Большой проблемой для равнинных водохранилищ является разрушение берегов и отложение песков и глин в русловой части. Расширение водохранилищ приводит к их обмелению и уменьшению глубин по фарватеру. На всех водохранилищах Волги, в том числе Горьковском у с. Диево Городище, постоянно ведутся дноуглубительные работы.

Примером разрушения берегов водами Горьковского водохранилища в пределах Ярославля может служить размыв

берега Верхнего острова. За последние 40 лет было разрушено и смыто в русловую часть около 150 м песчаного берега.

Растительный и животный мир водохранилищ

Если водохранилище создается на реке и затопливается часть долины, то оно получает в наследство флору и фауну затопленных рек, озер, прудов, стариц и даже болот. В зависимости от типа водохранилищ в первые годы формирования гидрологического и гидрохимического режимов, так называемого становления водохранилищ, проходит и период формирования гидробиологического режима.

Этому времени посвящено огромное количество научных исследований и публикаций. Еще до создания любого водохранилища, особенно крупного, на стадии проекта делается прогноз биологической продуктивности, прежде всего рыбопродуктивности. Надо сказать, что все прогнозы оправдываются лишь в малой степени, а для водохранилищ волжского и днепровского каскадов они вовсе не оправдались. Во-первых, у ученых не было опыта в таких исследованиях. До 40–50-х гг. прошлого столетия крупные водохранилища не создавались. Первым на Волге было Рыбинское водохранилище, которое заполнялось с перерывами с 1941 по 1947 г. Во-вторых, формирование водохранилищ как самостоятельных водоемов – чрезвычайно сложный, многоплановый процесс, в развитие которого существенно включается хозяйственная деятельность, часто с непредсказуемыми последствиями.

Главной особенностью любого водохранилища является становление его режима в первые 2–3 года и больше. В первую же весну водные насекомые-гетеротопы – мошки, комары: кулициды, хирономиды, гелеиды; поденки, веснянки, ручейники, мухи, слепни и др. роятся над прибрежными мелководьями, там где раньше были пашни, луга и леса. Из сделанных ими кладок выходит масса личинок-детритофагов, которые заселяют грунты, бывшие почвы, богатые органическим веществом. Личинки быстро растут и не поедаются еще

не освоившими эти места рыбами. На следующий год этих насекомых уже в сотни раз больше. На мелководьях начинают нереститься рыбы, их молодь хорошо питается и успешно выживает; стада рыб растут, ихтиопродукция необыкновенно высокая и кажется, что это будет всегда. Но проходит несколько лет, ранее плодородные земли размываются, органика выедается и сносится в открытое водохранилище, на месте пашен, лугов и лесов образуются песчаные и глинистые отмели, где уже нечем питаться личинкам насекомых и рыбам. Биологическая продуктивность огромных территорий резко снижается, и от ранее прогнозируемых 40–50 кг рыбы на гектар территорий водохранилищ к 8–10-му году от начала существования водохранилища, например Рыбинского, насчитывается лишь 4–8 кг. Это некая общая схема развития жизни в водохранилищах. В целом все гораздо сложнее и многообразнее с учетом типа водохранилища, региона и хозяйственной нагрузки на водоем. На речном водохранилище с уменьшением проточности ухудшается химический и газовый состав воды, увеличиваются температуры, усиливается ветровая гидродинамика, уровень режим неустойчивый. Все это сказывается на развитии жизни в толще воды и на дне. Для проточных водохранилищ в фауне и флоре можно видеть подобие с поймами реки. В озерных водохранилищах можно видеть почти тот же состав, показатели обилия и динамику популяций и биоценозов, что и в озерах.

Глава 8. Болота

Происхождение болот

Болота как самостоятельный элемент гидросферы составляют небольшую ее часть. «В мире болота занимают весьма обширные территории. По данным Международной организации Wetlands International, более 500 млн га на нашей планете, независимо от природной зоны, занято болотами. В России болота занимают 161 млн га (М. С. Боч) и распространены очень неравномерно: местами заболоченность составляет 80% территории и более (Западная Сибирь), 30% (Карелия), а в центральных районах площади болот невелики. По нашим данным (Botch, 1996), болота занимают в Европейской части России 38 млн га, в Западной Сибири – 75 млн га, в Восточной и Средней Сибири – 24 млн га, на Дальнем Востоке, Камчатке, Сахалине – 27 млн га»⁶.

Значительная часть болот входит в систему рек или озер (низовые, частично переходные). «Настоящие» самостоятельные болота – верховые. Их немного, и они подвергаются везде осушению. Научный интерес к болотам со стороны биологов-ботаников и зоологов большой. Это часто уникальные естественные экосистемы – завершающая стадия эволюции озер, со своеобразной флорой и фауной. Со стороны гидрологов интерес к болотам состоит в изучении водного баланса болот и его доли в водном балансе рек и озер и как места истоков рек.

В 1971 г. была подписана Рамсарская международная конвенция (по названию иранского города Рамсар) касательно сохранения болотных экосистем. В настоящее время эту конвенцию подписало около полутора сотен государств. Рамсарская конвенция применяет широкий подход к определению водно-болотных угодий (ВБУ), взятых под ее защиту, – это районы болот, фенов, пойм, торфяных угодий или водоемов и т. д. Болотные (болотистые) системы, объединяющие болота, плавни и торфяники, являются одной из пяти основных групп ВБУ.

⁶ Боч М. С., Кузнецов О. Л. Юпаяжсуо // Водно-болотные угодья России. Т. 2: Ценные болота. М.: Wetlands International, 1999. С. 17–19: URL: <http://tulamires.hut1.ru/publ1.html>.

Двойственная природа болот (водоем-суша) вызывает разные определения понятия «болото». Болота следует отличать от заболоченных территорий, которые возникают на прилежащих к водохранилищам территориях и в районах интенсивного орошаемого земледелия. Наиболее емкое определение болота следующее: *«Болотом называется природное образование, представляющее собой участок земной поверхности с избыточным увлажнением верхних его слоев в течение большей части года, наличием процесса торфообразования и специфической болотной растительности, которая приспособлена к избытку влаги и недостатку кислорода в почве. Болота развиваются при застойном или слабопроточном увлажнении верхних слоев грунта»*. Слой торфа на «настоящем» болоте имеет толщину не менее 30 см, при которой живые корни основной массы болотных растений не достигают подстилающего минерального грунта.

При малой толщине торфа корни большинства растений располагаются в минеральном грунте – такие пространства называются *заболоченными землями*. Заболоченные земли могут стать начальной фазой формирующихся болот. На них произрастают луговые растения и кустарники. Увлажненность таких земель колеблется сильнее, чем болот. Болото удерживает воду как губка. Высокая капиллярность торфа и мха обеспечивает поднятие воды близко к поверхности.

Из болот могут вытекать реки, например р. Улейма вытекает из болот Борисоглебского р-на. Среди болот могут быть озеровидные водоемы с глубиной до 4–5 м, оставшиеся от не полностью заболоченного озера. Череда таких участков открытой воды – «окон» – характерна для так называемых *марей* (у озера Эворон, в 180 км от г. Комсомольск-на Амуре; в Западной Сибири и Приморском крае, Карелии).

Образование болот происходит двумя путями – вследствие постепенного обмеления и зарастания стоячих водоемов и путем заболачивания земель.

Мелкие озера могут превратиться в болото очень быстро путем зарастания. Так, Согожское озеро в системе озер Некрасовской поймы (Ярославская обл.) заросло, превратилось в бо-

лото за 30 лет, с 60-х гг. прошлого столетия. За это же время в белорусском Полесье превратилось в болота более 30 озер. Такое быстрое зарастание обычно происходит при смыве удобрений с прилегающих сельхозугодий. Огромные массивы болот в Мурманской обл. (до 40% территории) и Карелии образовались на месте выпаханых ледником озер с водонепроницаемым твердым дном из коренных пород. Более глубокие впадины до сих пор остаются озерами или системой озер.

Глубокие, более 10 м, озера заболачиваются медленно, путем нарастания *сплавин-зыбунов* из тростников, рогоза, трифоли, сабельника от берегов (рис. 55).

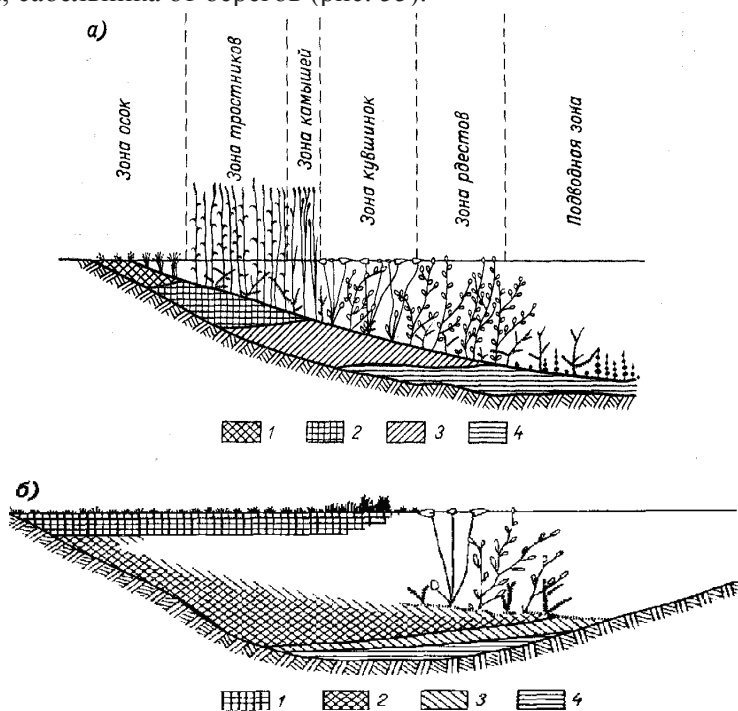


Рис. 55. Схема зарастания водоема:

- а) с пологими берегами: 1 – осоковый торф, 2 – тростниковый и камышовый торф, 3 – сапрпель, 4 – сапрпельлит; б) с крутыми берегами: 1 – торф сплавины из остатков различных растений, 2 – пелоген, 3 – сапрпельевый торф, 4 – сапрпельлит

Образование болот на суше бывает в следующих случаях.

1. При подъеме уровня грунтовых вод в результате подтопления территорий, например, созданием водохранилищ. Возникают лесные болота и подтапливаются суходолы.

2. На лесных вырубках и после пожаров происходит интенсивное заболачивание с прекращением транспирации воды лесом.

3. В поймах рек, на староречьях при изменении направления излучин (при незавершенном меандрировании).

4. В результате создания бобрами плотин на малых речках затапливаются заливные луга и низкие берега. Быстрое нарастание дерновины способствует удержанию влаги.

Типы болот

Болота классифицируются по некоторым общим для них признакам: по условиям водно-минерального питания, характеру растительности и высотному положению по отношению к окружающей местности. Различают три основных типа болот: *низинные* (евтрофные), *переходные* (мезотрофные) и *верховые* (олиготрофные).

Низинные (травяные) болота появляются при зарастании мелководных прибрежий рек и озер, за береговым валом или бровкой, на одном уровне с водоемом. Травяная растительность еще укореняется в дно и получает минеральное питание.

По краям таких болот развиваются зеленые мхи, осоки, тростники, рогоз, камыши, ивняк. Они получают обильное питание за счет грунтовых вод, а также периодически затапливаются паводковыми водами рек, за счет чего постоянно обогащаются минеральными солями, поддерживающими развитие травяной растительности. Поверхность этих болот слабовогнутая. Болота за счет кормного травяного детрита – евтрофные. В них могут обитать многие лимнические виды животных и даже моллюски, хотя и со слабо кальцинированной раковинной.

Дальнейшее зарастание, отложения растительных остатков и увеличения торфяного слоя приводит к повышению уровня болота, растительность теряет связь с дном и перестает получать минеральное питание. Поверхность болота выравнивается, происходит постепенная замена травяной растительности болотной (пушица, багульник, росянки, мох-сфагнум, кукушкин лен, белокрыльник,

обильны голубика, морошка, появляется клюква, на кочках – черника и брусника. Могут расти березы, в том числе карликовая береза, ольха и др. Болото становится переходным – мезотрофным (среднекормным). Иногда такие болота называют лесными. Наземная фауна таких болот более разнообразная, особенно в группах пресмыкающихся (ужи, змеи, лягушки) и птиц (тетерева, глухари и хищники). Испражнения птиц увеличивают минеральное питание или восполняют его недостаток, особенно под деревьями, где растительность становится обильнее и разнообразнее. Водных организмов становится все меньше.

Дальнейшее нарастание сфагнового покрова и накопление торфа приводит к тому, что переходное болото совершенно теряет связь с грунтовыми водами и получает питание только за счет атмосферных осадков.

Количество питательных веществ в болоте уменьшается еще больше, в результате распространяются самые неприхотливые к минеральному питанию растения: белые сфагновые мхи и кустарнички (вереск, багульник и пр), в массе клюква, морошка, встречается угнетенная сосна, карликовая березка (в северных регионах). Болото становится верховым, олиготрофным, выпуклым из-за преимущественного нарастания мха и торфа в середине, а по краям идет разложение и уплотнения торфа. Вода с большим содержанием гуминовых кислот, гидрокарбонатов нет (4-й тип вод по Алекину, 1970). Население таких вод чрезвычайно бедно (рис. 56).

Вода болот

Главная продукция болот – торф. Торфяной слой (*залеж*) может достигать десятков метров. Интенсивность его накопления (летопись, хронология) прослеживается на срезе торфяной залежи по степени разложения торфяной массы. Она зависит от температуры, осадков и других составляющих водного питания болот.

В торфяном слое имеется свободная и связанная вода. Свободная вода под влиянием силы тяжести может стекать в сторону уклона. Она встречается в виде постоянных болотных ручьев, речек, озер и озерков, водяных линз, в жилах внутри торфа или в виде временных скоплений на поверхности болота после сильных дождей, снеготаяния или разливов рек.

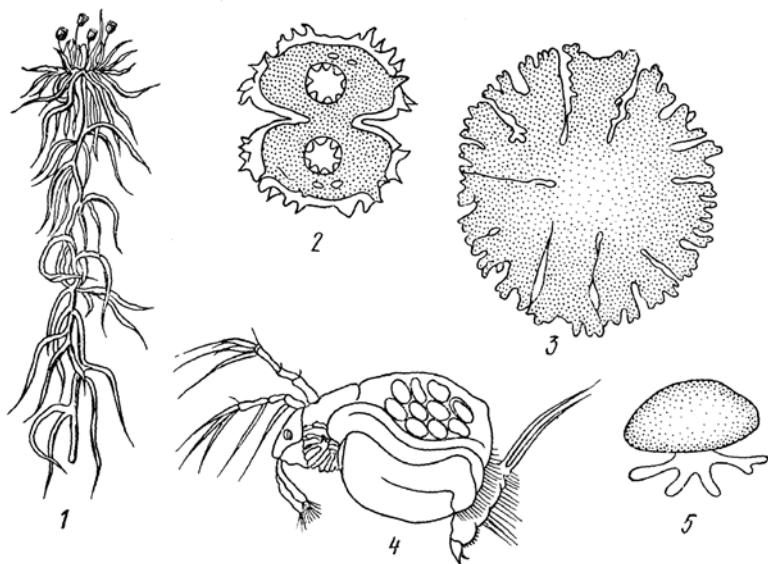


Рис. 56. Представители населения болот (из: Константинов, 1986):
1 – *Sphagnum*, 2 – *Xanthidium*, 3 – *Micrasterias*, 4 – *Macrotrix*, 5 – *Arcella*

Связанная с торфяной массой вода не отделяется под действием силы тяжести и подразделяется на: а) *капиллярную* – в узких каналах, образованных частицами торфа; она передвигается силами поверхностного натяжения; эта вода удаляется из торфяной массы путем испарения как с поверхности, так и с болотной растительности; б) *коллоидальную*, которая состоит из смеси воды и мельчайших частиц торфа; удаляется из торфа путем высушивания; в) *осмотическую* – внутри неразрушившихся растительных клеток, которая может быть удалена только после разрушения оболочек этих клеток путем химического воздействия, и г) *гидратную*, входящую в вещество торфа в качестве химической составной части.

Торф имеет пористую структуру с различным размером и формой пор. Если все поры торфяного грунта будут заполнены водой, это будет характеризовать его максимальную влажность (от 87 до 97%), которая называется полной влагоемкостью торфа. Избыточная влага испаряется и стекает с болот или ее искусственно отводят посредством канав.

Гидрологический режим болот

Гидрологический режим болот определяется условиями их питания, колебанием уровня грунтовых вод, процессами испарения, движения воды, стока с болот, замерзания и оттаивания их.

Питание. Болота имеют как поверхностное питание (атмосферные осадки, поверхностный приток воды), так и грунтовое. Для каждого типа болот характерен свой вид питания. *Верховые* (моховые) болота питаются атмосферными осадками. *Низинные* (травяные) болота получают наибольшее питание во время периодического затопления внешними речными или озерными водами, а также питаются грунтовыми водами и атмосферными осадками. В питании *переходных* (смешанных) болот принимают участие как атмосферные осадки, так и грунтовые воды (Гидрология суши, 1976).

Химизм воды. Вода верховых болот богата гуминовыми веществами, выделяющимися в процессе образования торфа из мхов (имеет бурую окраску) и содержит не более 3–5 мг солей, тогда как, например, в воде низинных болот количество их достигает 16–20 мг/л.

Активная реакция среды (рН) – высокая (4,0–4,5, до 3 в верховых болотах). Высокую кислотность определяют гуминовые кислоты торфяной вытяжки и выделение серной кислоты сфагновым мхом. Болотные воды бактерицидны. В них сохраняются сотни и тысячи лет пыльца растений, споры грибов, остатки животных, по которым можно составить летопись происхождения и развития болот, историю окружающего их растительного и животного мира.

Водоемкость болот. Обводненность болот имеет два максимума – весной и осенью и два минимума – летом и зимой, что соответствует режиму уровня вод в реках. В целом водный режим болот и уровень грунтовых вод, как и для открытых водоемов, соответствует климатическим условиям региона и водности бассейнов. Наинизший уровень грунтовых вод характерен для лесных болот из-за «отсасывания» воды на питание и транспирацию деревьев. Испарение воды больше с низинных и переходных болот (вода ближе к поверхности и имеется открытая вода – «окон-

ца»), меньше – с верховых в связи с большей рыхлостью поверхности и меньшей температурой капиллярной воды.

Температура болот. Чем больше воды в болотах (низинные и переходные), тем больше и глубже они прогреваются и больше их теплоемкость. Верховые сфагновые болота содержат меньше воды, верхний слой – капиллярный, а мох обладает плохой теплопроводностью. Нагревается только верхний слой мха. Так, летом в дневные часы температура на поверхности болота достигает 30° С, а уже на глубине всего 25 см она падает до 12–14° С (Гидрология суши, 1976). Замерзание болот, особенно верховых, наступает позже, чем открытых водоемов, и промерзание значительно меньше из-за рыхлости поверхностного слоя. Этому способствует еще и выпадающий снег. Оттаивание болот происходит быстрее у низинных и переходных, позже – верховых.

Влияние болот на речной сток

Влияние болот на сток рек неоднозначно. По этому вопросу у гидрологов и болотоведов существуют разногласия. Все зависит от наличия свободной воды в болотах. Поскольку низинные и переходные болота более связаны поверхностным и грунтовым стоком с реками, то их водный режим близок. Тем не менее уровень воды в реках может колебаться резче и опережает снижение уровня воды в этих болотах из-за их рыхлой структуры и наличия разных видов воды. Болота какое-то время удерживают воду и подпитывают реки. Верховые болота весной быстро отдают избыточную воду речкам, берущим начало из них в нижнем, грунтовом горизонте, переполняя их, а затем удерживают воду, как губка, и не подпитывают речки в летнюю межень. Некоторые гидрологи считают в связи с этим возможность осушения верховых болот.

Водный баланс болот

«Воднобалансовые» исследования болот необходимы для решения многих водохозяйственных задач, например при выборе наиболее эффективных способов мелиорации, установлении взаимосвязи водного режима болот с водным режимом речных бассейнов, на которых они расположены, и др. Изучение вод-

ного баланса болот имеет свою специфику, зависящую от климатических условий, типа болот, их питания, характера поверхности (выпуклая, вогнутая).

Водный баланс болот представляет соотношение прихода и расхода влаги и выражается следующим уравнением:

$$X - Y_1 - Y_2 + Y_3 + Y_4 + Y_5 - E + \Delta W + \eta = 0,$$

где X – атмосферные осадки; Y_1 – сток вытекающих из болота водотоков; Y_2 – горизонтальный сток по деятельному слою болота, поступающий на суходол рассредоточенным потоком; Y_3 – приток на болото со стороны суходолов (по рекам и ручьям); Y_4 – приток на болото поверхностных вод со склонов окружающих суходолов, а также грунтовых вод по водоносным горизонтам, выклинивающимся в торфяную залежь на границе болота; Y_5 – вертикальный водообмен между торфяной залежью и подстилающим ее минеральным грунтом ($Y_5 > 0$); E – суммарное испарение; ΔW – изменение влагозапаса в деятельном слое болота ($\Delta W > 0$); η – остаточный член уравнения водного баланса или невязка баланса, возникающая вследствие не учитываемых элементов баланса и погрешностей определения его элементов.

Составляющие водного баланса: атмосферные осадки X , суммарное испарение E , сток из болота Y_1 , приток в болото по впадающим рекам и ручьям Y_3 – измеряются непосредственно. Изменение запасов болотных вод ΔW – вычисляется по данным наблюдений за колебаниями уровня болотных вод и коэффициента водоотдачи деятельного слоя; горизонтальный сток по деятельному слою Y_2 устанавливается по данным об уровнях болотных вод и экспериментально определяемым фильтрационными характеристиками деятельного слоя торфяной залежи. Величины Y_4 и Y_5 вычисляются суммарно как остаточный член уравнения водного баланса.

Уравнение водного баланса используется для расчета годовых, сезонных, месячных и декадных водных балансов болотного массива за отдельные годы. Для длительного периода наблюдения составляющая баланса ΔW равна нулю.

В зависимости от условий питания болота уравнение водного баланса может быть упрощено за счет исключения или

приравнивания нулю отдельных его компонентов» (Гидрология суши, 1976).

Болота играют важную экологическую роль: участвуют в гидрологическом режиме ландшафта, создают микроклиматы, являются естественными биофильтрами (буфер для загрязнений) и средой обитания животных и растений. «Болота собирают из атмосферы газ. А обилие газа в атмосфере – одна из причин глобального потепления. В западно-сибирских болотах – это один из источников поглощения углекислого газа. И если мы начнем уничтожать болота, мы лишимся одного из главных районов, где углекислый газ превращается в торф»⁷.

Болотные экосистемы способны аккумулировать большой спектр загрязняющих веществ из атмосферы. Они способны накапливать такие токсичные техногенные элементы, как мышьяк, селен, свинец, кадмий, ртуть и другие, консервируя их на многие годы. В болотах надолго могут консервироваться органические загрязнители, в частности нефтепродукты и, по-видимому, пестициды. Учитывая масштабы заболоченных площадей Западной Сибири, значение болот как биологического фильтра трудно переоценить. Секреты гидрологической роли болот раскрыты еще далеко не до конца.

На болотах произрастает множество полезных растений (ягодные, лекарственные, мох и др.). В тундровой зоне можно встретить древесные растения в необычном виде: осину как кустарник, стелящиеся на мху ели и сосны, карликовая березка. Только так под снегом они зимой защищены от холодов и ветров. Растут такие деревья очень медленно. Маленькая сухая елочка, с диаметром ствола в 2 см, имела весьма солидный возраст – 56 лет. Его прирост составлял всего один миллиметр за три года.

Раскинувшиеся на большие площади болота дают прибежище птицам и животным. Они представляют места гнездования водоплавающих птиц, в том числе лебедя-кликун. Редкими видами птиц являются также орлан-белохвост и серый журавль.

На территории республики Коми охраняется 114 эталонных и клюквенных болот общей площадью немногим более 0.5 млн га. На них сохраняются в естественном состоянии наиболее инте-

⁷ Российская газета. № 4456. 1 сентября 2007 г. Болота как национальная ценность. URL: <http://pda.rg.ru/2007/09/01/bolota.html>.

ресные в научном отношении и типичные болота с характерной для них флорой и растительностью, различными болотными комплексами, и уникальные, с редкими видами растений и птиц. Основной программой Дарвинского биосферного заповедника, расположенного на Центральном мысе Рыбинского водохранилища, является изучение и сохранение болотных экосистем.

Распространение болот в России и их использование в народном хозяйстве

Общая площадь болот в России составляет около 2,1 млн км², т. е. около 10% всей территории. Из этого количества на Европейскую часть России приходится около 0,6 млн км² (12% площади), а на Азиатскую – 1,5 млн км² (около 9%).

На Европейской территории России наибольшее количество болот расположено в зоне избыточного увлажнения, т. е. на северо-западе и севере, покрывая до 40% всей территории. Значительной заболоченностью (до 50% и более) характеризуется зона тундры, затем средняя и северная часть Карелии (40–50%). В западной части Европейской территории России болота располагаются преимущественно в понижениях, а в восточной – на водоразделах. Большой заболоченностью отличаются низменности с близким от поверхности залеганием подземных вод. Здесь преобладают низинные болота, например Полесье, Мещера, Молого-Шекснинская, Ильменско-Волховская низменности и др. Заболоченность в Европейской части СССР уменьшается к югу и юго-востоку.

В Азиатской части России наиболее заболочена Западная Сибирь. До 70% ее территории покрывают болота различных типов. В зоне тайги находится около 80% торфяных болот России. Значительной заболоченностью отличаются широколиственные леса Дальнего Востока; мощные торфяные болота встречаются на Камчатке.

В южных районах России заболоченность уменьшается, и в зоне степи, полупустынь и пустынь болота встречаются изредка в поймах больших рек.

В России в широких масштабах проводилось осушение и освоение болот и заболоченных земель в Белоруссии, Украины,

Прибалтийских республиках, Сибири, на Дальнем Востоке и в центральных районах РФ. Со времен перестройки эти мероприятия сильно ослабли и проводятся локально и по усмотрению властей суверенных республик.

Осушенные низинные болота используются для сельскохозяйственного производства: в качестве сенокосных угодий, для посева зерновых, технических и овощных культур, разведения садов и пр. Например, осушенная пойма р. Ирпень в настоящее время является основной овощной базой столицы Украины г. Киева. На месте бывших Колхидских болот возделывают плантации цитрусовых и других субтропических культур. Осушенные земли при надлежащем уходе способны давать в течение многих лет высокие урожаи.

Торфяные болота служат источниками топлива для промышленности и теплоэлектростанций (Шатурская ГРЭС и др.).

Болота содержат огромные запасы торфа. В России сосредоточено 62,6% всех его мировых запасов. Применение торфа разнообразно. Он широко используется как топливо; путем переработки из него получают воск, парафин, смазочные масла и др.

Торф применяется для изготовления изоляционных строительных материалов, картона, бумаги и пр. При переработке торф дает ряд ценных химических продуктов: торфяную смолу, бензин, керосин, аммиак, винный спирт и др.

Широкое применение имеет торф в сельском хозяйстве в качестве азотистого удобрения, а также при изготовлении торфоперегнойных горшочков для посадки овощных культур. Верхние слои слаборазложившегося торфа (моховой очес) являются хорошей подстилкой для скота на скотофермах.

Глава 9. Подземные воды

Типы подземных вод по происхождению

К подземным относятся воды, находящиеся в недрах Земли в жидком, парообразном и твердом состоянии и заполняющие поры, пустоты и трещины в горных породах. По способу образования (происхождения) подземные воды принято делить на четыре группы:

инфильтрационные, образованные в результате проникновения атмосферных осадков (просочившиеся) в толщу рыхлых горных пород;

конденсационные, образующиеся из водных паров атмосферного и почвенного воздуха, проникающего в почву или выходящие на дневную поверхность породы, обычно в засушливых областях;

седиментогенные, формирующиеся в результате проникновения морских иловых вод в толщу пород на различных стадиях осадкообразования и позднее;

межаморфогенные (магматические (ювенильные)), образованные из поднимающихся из недр земли (из магматической и метаморфической зон) паров и, может быть, и с диссоциированными газами.

Подземные воды образуются и смешанным путем, что подтверждается их химическим и газовым составом и режимом. Воды смешанного происхождения в природе самые распространенные.

Виды подземных вод

Различают следующие виды воды в породах и минералах:

1) **связанную**; 2) **свободную**; 3) **в твердом состоянии**; 4) **в виде пара**.

Связанная вода делится на химически и физически связанную. Химически связанная вода содержится в минералах (гипс, мирабилит, мусковит и т. д.) и может быть высвобождена только при высоких температурах и давлении.

Физически связанная вода делится на *гигроскопическую* и *пленочную*.

Гигроскопическая вода образуется в результате поглощения породой паров воды из воздуха. Она не подчиняется силе тяжести, не передает гидростатического давления, не обладает растворяющей способностью, замерзает при температуре -78°C , недоступна для растений. При нагревании породы до $100\text{--}105^{\circ}\text{C}$ она полностью удаляется.

Пленочная вода образуется в породах при конденсации водяных паров, покрывая тонкой пленкой (не более $0,001\text{ см}$) поверхности отдельных частиц породы сверх слоя гигроскопической воды. Эта вода также не подчиняется силе тяжести, не передает гидростатического давления, замерзает при температуре ниже -6°C . Она плохо используется растениями, но благоприятствует деятельности микроорганизмов, способствуя почвообразованию. Движение пленочной воды происходит по поверхности частиц грунта в сторону менее тонких пленок.

Выделение группы связанных вод справедливо лишь для сравнительно небольшого слоя литосферы – $4\text{--}5\text{ км}$, где низкие давление и температура. На больших глубинах связанные воды становятся свободными. Общие запасы физически и химически связанной воды около $84,3 \times 10^{16}\text{ т}$, или 842 млн км^3 .

Свободная вода по своим физическим особенностям делится на *гравитационную* и *капиллярную*. Вода, движущаяся в порах, трещинах и пустотах под влиянием силы тяжести, называется *гравитационной*. Достигая водонепроницаемых пород и перемещаясь по водоупору в соответствии с уклоном его поверхности, она образует водоносный горизонт. Выше уровня гравитационных грунтовых вод расположена *капиллярная* вода, заполняющая капиллярные поры и удерживающаяся в них силами поверхностного натяжения. В условиях, когда силы капиллярного натяжения превышают силу тяжести, она способна подниматься в тонких трубках. Высота ее подъема обратно пропорциональна диаметру капилляров и составляет: в мелкозернистом песке $35\text{--}100\text{ см}$, супеси – от $100\text{) }150\text{ см}$, глине – $400\text{--}500\text{ см}$.

В капиллярном движении воды выделяют капиллярное поднятие верхней части пласта под действием поверхностного натяжения, горизонтальное движение под влиянием силы тяжести в нижней его части. Мощность капиллярной каймы изменяется во времени. В районах с глубоким залеганием уровня подземных вод капиллярная вода является основным источником питания растений, но в условиях сухого климата высокая капиллярная кайма может стать причиной засоления почв.

Вода в твердом состоянии распространена в областях сезонной многолетней мерзлоты. Общее количество таких вод громадно – 300 000 км³.

Парообразная вода занимает поры, пустоты и трещины в земной коре от ее поверхности до мантии. В поверхностном слое земной коры находится пояс холодного пара, который мигрирует с воздухом атмосферы или диффундирует из атмосферы в почвы и подпочвы под влиянием разности в упругости пара. На больших глубинах с температурой 500°С капельно-жидкая вода замещается парообразной фазой пояса горячего пара, распространяющегося до мантии.

Классификация подземных вод по условиям залегания в земной коре

По содержанию влаги и свободных гравитационных вод в земной коре различают *зоны аэрации* и *полного насыщения*. Под *зоной аэрации* подразумевается поверхностная толща земной коры, где подземные воды бывают спорадически и в которой происходят энергично процессы окисления благодаря наличию в пустотах породы воздуха. Под *зоной насыщения* подразумевается та часть земной коры, которая лежит ниже зеркала первого от поверхности постоянного водоносного горизонта; *зоны аэрации* включают *почвенные воды* и *верховодку*; воды полного насыщения – *грунтовые* и *межпластовые* воды.

Почвенные воды залегают у самой поверхности и напитывают почву на очень небольшую глубину. Под влиянием солнечной радиации и транспирации растений почвенные воды испаряются, и поверхность земли становится совершенно сухой. В случае вы-

падения атмосферных осадков почвенные воды передвигаются вглубь, но водоупора не достигают. Поэтому их называют *подвешенными*.

Верховодка – безнапорный горизонт подземных вод, залегающий наиболее близко к земной поверхности над местным водоупором и не имеющий сплошного распространения. Она образуется в результате просачивания дождевых и талых вод. Уровень верховодки подвержен колебаниям в зависимости от гидрометеорологических условий. Эта вода легко загрязняется, исчезает в засушливое время года или промерзает зимой, поэтому использовать ее в бытовых целях нельзя.

Грунтовые воды – воды первого от поверхности постоянно-го водоносного горизонта, расположенного на первом водоупорном слое, не перекрытом водонепроницаемой породой. Эти воды могут представлять неподвижный подземный водоем, если их водоупорное ложе залегает чашеобразно, поверхность или зеркало грунтовых вод в таком случае лежит горизонтально.

Если зеркало грунтовых вод обладает уклоном, то в сторону уклона под действием силы тяжести стекает и грунтовая вода, это потоки нисходящие. Скорость перемещения грунтовых вод в крупнозернистых песках 1,5–2,0 м/сут, в мелкозернистых песках и супесях 0,5–1,0 в суглинках и лессах 0,1–0,3 м/сут. Так как грунтовые воды ненапорные, область их питания совпадает с областью распространения и питание происходит за счет: а) инфильтрации атмосферных осадков и снеговых вод; б) фильтрации из рек, озер, водохранилищ и каналов; в) конденсации водяных паров и внутригрунтового испарения; г) подтока (подпитывания) из более глубоких водоносных горизонтов.

Колебания уровня грунтовых вод иногда имеют весьма выраженный характер и достигают в течение года нескольких метров. В условиях континентальной климата умеренных широт наивысший уровень приходится на весну, в морском климате – на зиму. На положение уровня грунтовых вод оказывают влияние колебания температуры почвы, атмосферного давления, рельеф местности, заселенность, заболоченность, искусственные

причины. В приморских областях грунтовые воды подвержены воздействию морских приливов.

Температура грунтовых вод может подвергаться значительным колебаниям, причем они тем сильнее, чем ближе зеркало грунтовых вод к поверхности земли. Если зеркало грунтовых вод лежит неглубоко, то грунтовые воды испытывают суточные колебания температуры и в условиях холодных зим могут замерзать. При более глубоком залегании грунтовых вод суточные колебания постепенно затухают, но сезонные колебания все же могут иметь место.

Минерализация и химический состав грунтовых вод формируются и изменяются в результате взаимодействия физико-географических, геологических, физико-химических, физических, биологических и антропогенных факторов. Роль последних все возрастает по мере развития техники и хозяйственного освоения территорий. Для грунтовых вод характерны зональные различия состава и концентрации растворенных веществ в пространстве и значительные колебания во времени. Так как географической зональности подчиняются и другие элементы режима грунтовых вод (температура, уровень), можно сделать вывод о зональности грунтовых вод.

Зональными называют грунтовые воды, особенности залегания, состав питания и режим которых зависят от климата и сочетания геоморфологических, почвенно-ботанических и литологических факторов. Выделяют семь основных зон грунтовых вод:

1) тундровая зона ультрапресных вод – зеркало находится близко от дневной поверхности или сливается с ней;

2) лесная зона пресных высокостоящих вод – грунтовые воды залегают на глубине 1,5–4 м;

3) степная зона слабоминерализованных и глубокозалегающих вод– грунтовые воды залегают на глубине до 20 м и имеют гидрокарбонато-кальциевую минерализацию от 0,5 до 1,0 г/л, а на междуречьях – хлоридную и хлоридно-сульфатную минерализацию от 8 г/л;

4) зона солевых глубокозалегающих грунтовых вод и транзитных потоков пресных вод полупустынной и пустынной зон – основная масса грунтовой воды засушливых зон – представлена

миграционными потоками, поступающими из районов с иными природными условиями;

5) зона слабоминерализованных и глубокозалегающих вод тропических степей и саванн – грунтовые воды залегают на глубине от 15 до 50 м;

6) зона высокостоящих и пресных грунтовых вод экваториальных лесов – при избыточном атмосферном увлажнении и обилии поверхностных водоемов в зоне гилей грунтовые воды стоят высоко;

7) зона подземных вод областей многолетней мерзлоты Северной Азии и Северной Америки – определяющую роль играют специфические тепловые условия за последнее геологическое время, а не величина увлажнения территории.

Межпластовые воды отличаются от *грунтовых* тем, что межпластовый водоносный грунт перекрыт с поверхности водоупорной кровлей. Поэтому питание их атмосферными водами происходит только там, где верхний водоупорный пласт отсутствует. Межпластовые воды подразделяются на два типа: *ненапорные* (нисходящие) и *напорные* (восходящие).

Ненапорные межпластовые воды насыщают водоносный пласт частично и стекают по уклону так же, как и грунтовые.

Напорные межпластовые воды залегают в тектонических структурах, вогнутых (мульдообразных) или наклонных пластах. Их обычно называют артезианскими по имени французской провинции Артуа, где в 1126 г. впервые в Европе неожиданно при бурении скважин были вскрыты фонтанирующие воды, которые получили название артезианских.

Геологические структуры, отличающиеся изгибом чередующихся слоев внизу (синеклизы, синклинали) и поэтому содержащие напорные воды, называются артезианскими бассейнами. Именно в них сосредоточена основная масса подземных вод материков. Каждый артезианский бассейн находится в определенных геологических структурах и имеет объем, исчисляемый тысячами кубических метров. В СССР известно около 90 артезианских бассейнов. В числе их и самый крупный на Земле Западно-Сибирский бассейн площадью 3 млн км². Мощные артезианские

бассейны обнаружены на всех материках и во всех природных зонах. В каждом бассейне выделяются области питания, напора и разгрузки. В области питания водоносный горизонт имеет свободную поверхность и питается грунтовыми водами. В области напора вода при наличии скважины может подняться выше уровня водоносного горизонта или фонтанировать. В области разгрузки вода выходит на поверхность, переходит в грунтовые воды или непосредственно питает реки. Некоторые участки артезианских бассейнов находятся ниже уровня моря.

Например, к востоку от побережья Флориды в Атлантическом океане известен участок с пресной водой, окруженной соленой. Капитаны судов пополняют запасы пресной воды прямо в море. Область распространения пресной воды в море имеет около 30 м в диаметре и отличается от окружающей соленой воды своим цветом и низкой температурой.

Артезианские воды, залегая глубоко в земной коре, испытывают воздействие внутреннего тепла Земли, поэтому они нередко имеют высокую температуру. Воду, имеющую температуру 37–42° С, называют термальной, свыше 42° С – горячей (гипертермальной).

Химический состав артезианских вод весьма разнообразен. Верхние пласты в пределах глубин от 100 до 600 м имеют пресную или слабоминерализованную гидрокарбонатную воду; на них сказывается опресняющее влияние атмосферных, поверхностных и грунтовых вод. Ниже залегают минерализованные воды, химический состав которых формируется в результате смешения верхних пресных нижних высокоминерализованных вод. По преимуществу они сульфатные и щелочные.

Глубокие минерализованные воды, или рассолы, накопились в процессе осадкообразования в эпохи морских трансгрессий разных геологических периодов. Они образуют зону высокоминерализованных вод, чаще хлоридного типа.

Особую разновидность артезианских вод представляют минеральные воды, обладающие лечебными свойствами: углекислые, водородные, радоновые, бромистые, железистые и др. Так

как артезианские воды залегают на больших глубинах и изолированы от загрязнения с поверхности, качество их хорошее.

Подземные воды в трещиноватых и закарстованных породах

Трещинными называют воды, содержащиеся в трещинах и небольших пустотах горных пород. Эти воды приурочены, как правило, к трещинам тектоническим и вторичным (выветривания). Тектонические трещины распространяются на глубину до 100–500 м и больше, вторичные – неглубокие (десятки метров). Ширина различных трещин магматических пород достигает обычно нескольких миллиметров, реже сантиметров и очень редко метров. Трещины бывают заполнены рыхлым материалом. Воды, циркулирующие по трещинам магматических пород, называют трещинножильными, а воды, содержащиеся в трещинах и пустотах осадочных пород, – трещиннопластовыми. Особенности циркуляции и режима этих вод различны.

Трещинные воды в зависимости от характера трещиноватости могут быть напорными и ненапорными. Они широко распространены на Украине, на Урале и в Восточном Прибалхашье, используются для питьевого водоснабжения. Трещинные воды Кавказа (мацеста, талги, нарзан) широко используются для лечебных целей.

Воды, приуроченные к подземным каналам и большим пустотам, образующиеся в результате выщелачивания водами осадочных горных пород, называют *карстовыми*.

Особенности карстовых вод следующие:

1) воды пресные, обычно ненапорные грунтового типа, как правило, имеют связь с поверхностными водотоками, из-за отсутствия водоупорной кровли часто легко загрязняются;

2) уровни вод в мелком карсте залегают высоко, а в глубоком – низко, вблизи меженного уровня рек. Междуречья обычно дренированы до уровня местного базиса эрозии;

3) режим вод крайне неустойчивый, наблюдаются очень резкие колебания уровня, расхода и температур. Глубина водной поверхности изменяется от 30 до 100 м;

4) связь карстовых вод с водами рек очень своеобразна: реки исчезают в закарстованных породах и, появляясь вновь, образуют мощные родники;

5) движение вод сложное и разнонаправленное: в области питания вод – вертикальное, а в зоне полного насыщения – горизонтальное, по уклону пластов к участкам разгрузки.

Благодаря растворяющей деятельности воды внутри карстующихся пластов образуются пещеры, имеющие вид длинных галерей, местами расширяющихся в обширные залы. Крупнейшими пещерами мира считаются Хеллох в Швейцарии и Мамонтова на западном склоне Аппалачей. Залы и проходы первой образуют сложный лабиринт длиной 78 км, второй – свыше 71 км.

В карстовых массивах выделяют три яруса карстовых вод, различающихся режимом и условиями движения. От поверхности земли до уровня грунтовых вод расположен верхний ярус аэрации, сквозь который атмосферные воды проходят, не задерживаясь. Ниже его находится промежуточный ярус сезонного колебания зеркала подземных вод: во влажный сезон он выше, в сухой ниже. Именно в этом ярусе формируются пещерные горизонты. В нижнем ярусе постоянного полного насыщения формируется горизонт взаимно связанных грунтовых вод. Здесь происходит питание некоторых рек и родников.

Своеобразны и озера карстовых районов. Они занимают котловины провального происхождения, обычно небольшие по площади, но глубокие. Если дно озера находится в нижнем ярусе полного насыщения, озеро постоянно. Если озерная котловина заканчивается в ярусе сезонных колебаний подземных вод, озеро существует только в период дождей. Карстовые воды широко распространены в Прибалтике, Крыму, Северном Кавказе, Приуралье, Республике Марий-Эл, Средней Азии, Центральном Казахстане) и за рубежом (Югославия, Чехословакия, Испания) и используются для водоснабжения.

Подземные воды зоны многолетней мерзлоты

На значительной части суши – 14% ее площади (в России на 49%), где средние годовые температуры отрицательные, на неко-

торой глубине от поверхности горные породы имеют многие годы отрицательную температуру. Слои пород с отрицательной температурой называются многолетнемерзлыми слоями, многолетней, «вечной» мерзлотой. Мощность слоя многолетней мерзлоты колеблется в больших пределах: от 1–2 до нескольких сотен метров. В большинстве районов мощность многолетней мерзлоты не превышает 400–650 м при максимальной 1500 м, обнаруженной в верховьях р. Мархи в Восточной Сибири. Выше многолетнемерзлого слоя располагается слой сезонной мерзлоты, оттаивающей в теплое время года. Этот слой называется *деятельным*, или *активным*. Толща многолетней мерзлоты и слой сезонного промерзания могут непосредственно переходить один в другой или же между ними бывает талая прослойка. Если слой многолетней мерзлоты ежегодно смыкается со слоем сезонного промерзания, то многолетняя мерзлота называется *сливающейся*; если указанного соединения не наблюдается, мерзлота называется *несливающейся*. В направлении от побережья арктических морей к умеренным широтам многолетняя мерзлота переходит от сплошной, когда встречаются лишь отдельные участки немерзлых пород (так называемые *талики*), к *прерывистой* и далее *островной*.

В соответствии с характером вертикального строения зоны многолетней мерзлоты подземные воды ее могут быть подразделены на *надмерзлотные*, *межмерзлотные* и *подмерзлотные*. Надмерзлотные воды залегают на толще многолетней мерзлоты на водоупоре. Они часто встречаются на дне речных долин речных котловин, а также у подножий склонов; реже эти воды скапливаются на склонах и водоразделах.

Надмерзлотные воды подразделяются на *сезонно промерзающие*, *верховодку*, находящуюся только в пределах деятельного слоя; на *сезонно частично промерзающие*, у которых только верхняя часть расположена в активном слое, на *сезонно не промерзающие*, залегающие ниже слоя сезонного промерзания. Увеличение запасов надмерзлотных вод в жидкой фазе наблюдается в теплый период года в связи с оттаиванием их в слое сезонного промерзания, а также за счет выпадения дождей в этот период. При этом наибольшие запасы надмерзлотных вод обычно создаются в конце

теплого периода. В холодный период года частично промерзающие, надмерзлотные воды, расположенные между слоями многолетней мерзлоты и сезонного промерзания, расширяясь при замерзании, могут образовать подземный наледный бугор, нередко значительных размеров. В отдельных случаях происходит разрыв деятельного слоя почв и грунтов, и часть надмерзлотных вод изливается на поверхность, где и застывает в виде наледи.

Межмерзлотные воды встречаются в жидкой и твердой фазе, но чаще всего в твердой фазе в виде пластов, линз, жил и т. д.; они обычно не подвержены сезонному промерзанию и оттаиванию. Межмерзлотные воды в жидкой фазе имеют водообмен с над- и подмерзлотными водами; обычно связаны с подрусловыми потоками, с водами рек и озер; в большинстве случаев существуют за счет восходящих подмерзлотных вод, обладают напором. Они нередко выходят на поверхность в виде родников, дебитом в десятки и сотни кубических метров в секунду (например, источники Алданского и Верхне-Колымского массивов).

Подмерзлотные артезианские воды имеют широкое распространение. По минерализации они разнообразны – от пресных, используемых для водоснабжения (Якутск, Вилюйск), до рассолов.

Области питания вод удалены от областей циркуляции на сотни километров и представляют собой либо плоскогорья, либо сквозные талики под руслами больших рек и озер.

Надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные воды взаимодействуют под долинами крупных рек и в котловинах озер, т. е. там, где многолетняя мерзлота отсутствует.

Пресные межмерзлотные и подмерзлотные воды используются для водоснабжения, минерализованные, термальные подмерзлотные воды – в бальнеологии.

Родники (источники), их типы и режим

Естественные выходы подземных вод на дневную поверхность получили название *родников* или *источников*. У родников различают *жерло*, откуда изливается вода, *родниковую воронку*, образующую иногда небольшой водоем, изливающийся дальше *ключ*, дающий начало ручьям и рекам. Выступать на дневную поверхность могут и грунтовые, и межпластовые (напорные и ненапорные), и

трещинные, и карстовые, и надмерзлотные, и межмерзлотные, и подмерзлотные воды. Наибольшее количество воды дают источники, связанные с трещиноватыми и закарстованными породами. Выходы подземных вод весьма многочисленны и разнообразны. Поэтому родники принято классифицировать по ряду признаков. По гидравлическим особенностям выделяют родники *нисходящие* (ненапорные) и *восходящие* (напорные). Первые питаются грунтовыми водами, обычно приурочены к осадочным породам, выходят в долинах рек и на склонах, прикрытых деллювиальным чехлом. Могут пересыхать или перемерзать.

Восходящие родники представляют естественные выходы напорной воды, которая может подниматься либо под влиянием гидростатического давления, либо под влиянием газов и паров. Часто наблюдаются в зонах разломов и на склонах различных артезианских бассейнов и речных долин.

По минерализации родники подразделяются на *пресные, солоноватые, соленые и рассольные*; по химическому составу – на *гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные*; по газовому составу – на *метановые, сероводородные, радоновые*, углекислые, азотные и др.; по температуре – на *холодные, теплые, термальные*.

По геоморфологическим и геоструктурным признакам различают родники: равнинных областей, предгорий и конусов выноса, горно-складчатых областей, областей многолетней мерзлоты, районов молодой вулканической деятельности.

Родники равнинных областей наблюдаются в долинах рек, на контактах пород различной проницаемости. Их часто называют эрозионными. Температура эрозионных родников изменяется от 5 до 8° С, дебит постоянный, минерализация вод небольшая.

Подземные воды родников предгорий и конусов выноса содержатся в аллювиально-пролювиальной грубообломочной толще, образуя сплошной поток со свободной поверхностью и значительным уклоном. Питание этих родников ледниковое, поэтому воды пресные, гидрокарбонатные. Максимальный дебит родников и наименьшая минерализация наблюдаются летом, в период интенсивного таяния ледников.

Родники горно-складчатых областей весьма разнообразны по составу, температуре вод, дебиту. Зачастую режим родников этих областей определяется азональными факторами.

Родники областей многолетней мерзлоты делятся на две группы: 1) *нисходящие*, холодные, приуроченные к надмерзлотным водам, 2) *восходящие*, питающиеся подмерзлотными водами. Первые действуют только летом, дебит их невелик. Вторые являются очагами разгрузки артезианских вод, имеют значительный дебит, различную минерализацию и температуру. Например, температура родника Талого вблизи Магадана 92° С.

Родники районов молодой вулканической деятельности. Наиболее типичны для этой области – *гейзеры* – источники, периодически выбрасывающие фонтаны горячей воды и пара с температурой до 185° С. Гейзеры приурочены к областям недавнего или современного вулканизма, где магматические очаги, расположенные неглубоко, создают особые геотермические и гидрогеологические условия. Районов с гейзерами на Земле немного: Камчатка, Исландия, Северная Америка, Япония, Новая Зеландия

Горные породы по их отношению к воде можно разделить на две основные группы: *водопроницаемые* и *водоупорные*.

Водопроницаемыми называют такие породы, в пустотах которых воды свободно продвигаются;

водоупорные – породы, практически не пропускающие через себя воду.

Водопроницаемость обусловлена либо тем, что в горном массиве имеются трещины и пустоты, либо тем, что породы зернисты (пески). Увеличение трещиноватости и скважности (наличие пустот) пород всегда ведет к росту их водопроницаемости. Говоря о гидрологических свойствах зернистых горных пород, прежде всего необходимо иметь в виду их пористость. Под пористостью понимают отношение суммарного объема пор (V_n) к объему всей породы (V), выраженное в процентах или в долях единицы:

$$\Pi = \frac{V_n}{V} \cdot 100\%.$$

Пористость зависит от размеров частиц породы, их отсортированности и расположения. Наименьшей пористостью обладают

магматические, метаморфические и плотные осадочные породы. Так, пористость гранитов, гнейсов, кварцитов 0,02–2%, известняков, мергелей 1,5–22%, песчаников 2–38%, песков 35–42%, глин четвертичных 50–54%, лессов 52–56%. От пористости зависит влагоемкость породы – ее способность вмещать в себя путем заполнения всех пустот определенное количество воды. Наиболее влагоемки очень мелкозернистые породы, например глина. Их полная влагоемкость достигает 50–60%. Однако пористость не оказывает такого влияния на водопроницаемость пород, как их трещиноватость и скважность, т. к. водопроницаемость определяется не столько объемом пор, сколько их размерами и формой. Например, глины, обладая высокой пористостью (до 54%), непроницаемы для воды, т. к. поры у них очень тонкие, чешуйчатые; у песков пористость меньше (35–42%), но поры у них округлые, хорошо проницаемые для воды.

Использование подземных вод. Подземные воды используются 2 миллиардами людей в качестве питьевой воды и для ирригации. Ресурсы подземных вод находятся под угрозой. В Аризоне (США) ежегодно потребляется 400 млн м³ подземных вод, что вдвое превышает объем вод, возвращающихся в почву с дождями. Япония за 100 лет использовала 2/3 запасов своих подземных вод. В Мексике количество водоносных слоев, которые признаны чрезмерно эксплуатируемыми, увеличилось почти до 130 к 1990-м гг. по сравнению с 32 в 1975 г. В число негативных последствий чрезмерной эксплуатации входит загрязнение запасов пресной воды с поверхности в результате откачки и солью, поскольку морская вода просачивается в почву взамен откачанной пресной воды. В Испании более половины из 100 водоносных слоев чрезмерно эксплуатируются. Возобновление отрицательное.

Подземные воды распространены по всей территории России и являются одним из источников питания рек. Большая их часть непосредственно связана с речным стоком и озерными котловинами. Объем естественных ресурсов подземных вод оценивается в 787,5 км³/год, статические запасы составляют 28 тыс. км³.

На территории России разведано 3367 месторождений подземных вод, из них эксплуатируется лишь 48%. Эксплуатацион-

ные запасы разведанных месторождений составляют 28,5 км³/год. Степень их использования в среднем по России не превышает 33%, около половины использованной воды расходуется на хозяйственно-питьевые нужды.

Суммарный отбор подземных вод составляет всего лишь 4,5% от потенциальных эксплуатационных ресурсов (около 230 км³/год), т. е., несмотря на достаточно большие запасы пресных подземных вод, их использование остается невысоким. Из общего объема эксплуатационных ресурсов около половины (113 км³/год) не связаны с речным стоком.

Основные компоненты химического состава пресных подземных вод

Подземные воды можно рассматривать не только как наиболее используемую, уязвимую и динамичную составляющую геологической среды, но и как основной индикатор ее состояния. При оценке состояния геологической среды основное внимание уделяется подземным водам, в первую очередь пресным, которые, помимо всего прочего, являются и ценнейшим полезным ископаемым.

Несмотря на малую минерализацию, до 1,5 г/л, пресные подземные воды представляют собой сложную многокомпонентную систему, включающую целый комплекс неорганических и органических соединений, газов и живого вещества. Несмотря на малую минерализацию, до 1,5 г/л, пресные подземные воды представляют собой сложную многокомпонентную систему, включающую целый комплекс неорганических и органических соединений, газов и живого вещества.

Неорганические вещества – макро- и микрокомпоненты. В зависимости от концентрации неорганических веществ в подземных водах выделяют макрокомпоненты (десятки и сотни мг/л) и микрокомпоненты (менее 1 мг/л). Макрокомпоненты определяют химический тип воды и, как следствие, ее основные потребительские свойства. В первую очередь, к ним следует отнести Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, Cl⁻, SO₄²⁻ и HCO₃⁻. Концентрации и возможность накопления в подземных водах макрокомпонентов определяются геолого-гидрогеологическими условиями данного района и во

многим зависят от минерального состава водовмещающих пород. К микрокомпонентам можно отнести все другие элементы. В настоящее время в воде их обнаружено более 80. Большая часть из них содержится в воде в концентрациях менее 1 мкг/л.

Пресная подземная вода может использоваться для питьевого водоснабжения, но при условии, что содержание многих микрокомпонентов в естественных условиях не должно превышать установленные ПДК (предельно допустимые концентрации).

К воде, используемой для хозяйственно-питьевого водоснабжения, предъявляемые требования можно свести к двум основным условиям: безвредности ее для организма и удовлетворительному качеству по вкусу, запаху, прозрачности и другим внешним свойствам.

В настоящее время качество питьевой воды, как правило, оценивается путем сравнения ее свойств и величин содержания в воде различных компонентов с их утвержденными значениями и ПДК. Если таких превышений не обнаружено, вода считается годной к употреблению для питьевых целей. Однако еще в 1964 г. проф. П. Е. Калмыков писал: *«Вода, принимаемая внутрь в натуральном виде или в виде напитков, а также в составе пищи, с полным основанием может рассматриваться как питательное вещество в точном смысле этого понятия»*. В связи с этим представляется, что, говоря об «экологическом качестве» питьевой воды, необходимо от однозначных оценок типа «пригодна – не пригодна» переходить к определению ее природных свойств, влияющих на здоровье человека. Наибольший интерес при этом представляют концентрации в воде элементов, активно участвующих в физиологических процессах.

Принципы и методы определения значений предельно допустимых концентраций. Нормы предельно допустимых концентраций устанавливаются по органолептическим и санитарно-токсикологическим показателям. Первая группа показателей устанавливается с учетом физических свойств воды (вкус, запах, прозрачность и т. д.), вторая – с учетом токсичности и возможности накопления в организме человека нормируемых элементов и соединений. В основе нормирования каждого вещества долж-

но лежать: изучение его токсического воздействия; изучение его влияния на органолептические свойства воды; изучение его влияния на процессы естественного самоочищения водоемов от загрязнений органической природы.

Отдельной группой среди неорганических веществ следует выделить *радиоактивные элементы*. Концентрации радиоактивных элементов измеряются не в весовых единицах на объем, а в количестве распадов изотопа за секунду в единице объема. Один распад в секунду в радиологии получил название беккерель (Бк). Таким образом, концентрации радиоактивных элементов в воде измеряются в беккерелях на литр. Наиболее распространенными естественными радиоактивными изотопами в природных водах являются изотопы калия с атомным весом 40 (^{40}K), радия (^{226}Ra), радона (^{222}Rn), урана (^{238}U). Как правило, их суммарная концентрация не превышает 10 Бк/л, однако в местах, где в геологическом разрезе встречаются радиоактивные минералы, концентрация естественных радиоэлементов в воде может достигать тысячи и более Бк/л.

Органические вещества. Пресные подземные воды всегда содержат то или иное количество органического вещества. В естественных условиях их содержание, как правило, уменьшается с глубиной. Состав органических веществ довольно сложен и может быть представлен всеми классами органических соединений. Наиболее распространены высокомолекулярные кислоты (например, гуминовые кислоты и фульвокислоты). Они постоянно присутствуют в грунтовых водах в количестве от одного до нескольких мг/л. В последние годы в подземных водах обнаружен целый ряд аминокислот, являющихся структурными элементами белков. Кроме того, в пресных подземных водах нефтегазоносных провинций, как правило, присутствуют нафтенновые кислоты и различные углеводородные соединения.

Так как определение отдельных органических соединений в подземных водах затруднено, то, как правило, оценивается их суммарное число. Наиболее распространена суммарная оценка органических веществ с помощью величины окисляемости ($\text{мгO}_2/\text{л}$) количества органических углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) и азота ($\text{N}_{\text{орг}}$).

Наиболее точной характеристикой общего содержания органических веществ в подземных водах является количество $C_{\text{орг}}$.

Микроорганизмы. Из микроорганизмов наибольшее значение в пресных подземных водах имеют бактерии, также встречаются микроскопические водоросли, простейшие и вирусы. Различают аэробные и анаэробные бактерии. Первым для развития требуется кислород, вторые существуют при его отсутствии, восстанавливая сульфаты, нитраты и другие кислородсодержащие вещества. В пресных подземных водах зоны активного водообмена развиваются гнилостные, сапрофитные, денитрифицирующие и клетчатковые бактерии. Общее число бактерий может достигать миллиона на 1 мл воды, микроскопических водорослей – тысяч на один литр, простейших – сотен и тысяч на один литр. Число бактерий в воде зависит, главным образом, от наличия в ней питательных веществ. Болезнетворные бактерии, для развития которых нужен живой белок, сохраняются в подземных водах, как правило, не более 400 сут.

Газы. Основными газами, растворенными в пресных подземных водах, являются кислород, азот, углекислый газ и сероводород. В незначительных количествах встречаются и все остальные газы. По генетическим признакам выделяют газы воздушного происхождения (O_2 , N_2 , CO_2), биохимические (CO_2 , H_2S , N_2) и газы ядерных превращений (He, Ra). Наиболее негативное влияние на потребительские свойства воды оказывает наличие в ней сероводорода. Это связано не только с органолептическими показателями. Сероводород вызывает интенсивную коррозию металлических обсадных труб и другого оборудования в результате образования гидротроилита ($FeS \cdot nH_2O$). В пресных подземных водах преобладают растворенные формы химических элементов. Коллоидные формы присутствуют в основном только в грунтовых водах. Главным образом это соединения элементов с органическими веществами гумусового ряда, особенно с фульвокислотами, а также полимерные соединения кремнезема. В истинном растворе вещество может находиться в виде простых и комплексных ионов, а также нейтральных ионных пар и молекул.

Основные процессы, определяющие условия формирования химического состава пресных подземных вод

Практически все пресные подземные воды по своему генезису относятся к инфильтрационным, т. е. образовавшимся в результате инфильтрации атмосферных осадков. В дальнейшем химический состав инфильтрационных вод формируется под действием физико-химических и биохимических процессов, приводящих к равновесию между водой, водовмещающими породами, газами и живым веществом. Среди них в первую очередь следует выделить: *растворение* – процесс перехода вещества из твердой фазы в жидкую, сопровождающийся разрушением кристаллической структуры твердой фазы, *выщелачивание* – избирательное извлечение какого-либо компонента из твердого вещества, сохраняющего при этом свою кристаллическую структуру, *кристаллизацию* – процесс выделения твердой фазы из насыщенного раствора, *сорбцию и десорбцию* – процесс избирательного поглощения или выделения газообразных и растворенных веществ твердой фазой, *ионный обмен* – процесс эквивалентного обмена веществом между твердой и жидкой фазами, *биохимические процессы* – процессы, связанные с окислением или восстановлением вещества под действием микроорганизмов. Все вышеперечисленные процессы взаимосвязаны и, в свою очередь, определяют характер окислительно-восстановительных реакций, протекающих в самом водном растворе.

Далее рассмотрим миграцию вещества в подземных водах. Подземные воды представляют собой сложную подвижную среду. Миграция вещества происходит преимущественно вследствие конвекции, т. е. перемещения вещества вместе с водной фазой. При очень малых скоростях потока возрастает роль диффузии – миграции вещества благодаря наличию градиентов концентрации. В реальном диапазоне скоростей фильтрации подземных вод массоперенос осуществляется главным образом путем конвекции, т. е. вместе с потоком жидкости. Средняя действительная скорость потока V определяется уравнением: $V = kI/n$, где k – коэффициент фильтрации, I – напорный градиент, n – активная пористость.

В процессе миграции происходит диффузионное и фильтрационное рассеивание вещества, т. е. его дисперсия. Фильтрационная дисперсия обусловлена ветвлением элементарных струек воды в результате неоднородности поля скоростей потока внутри порового пространства (микродисперсия) и неоднородности пор в водовмещающих породах (макродисперсия). Таким образом, при миграции вещества в подземных водах образуется ореол его рассеивания с уменьшением концентраций к его краям.

Помимо дисперсии, миграция вещества в подземных водах сопровождается химическими, биохимическими и физико-химическими процессами, направленными на приведение в равновесное состояние системы вода – порода. В случае попадания в подземные воды загрязняющих веществ совокупность перечисленных выше процессов обобщается понятием *самоочищение*.

Понятие о загрязнении подземных вод

Под антропогенным загрязнением подземных вод понимают ухудшение качества воды (химических, физических, биологических свойств), вызванное хозяйственной деятельностью человека. Понятие «загрязнение» относится прежде всего к подземным водам питьевого назначения. Загрязнение подземных вод может выразиться в повышении содержания природных компонентов, а также в появлении специфических веществ искусственного происхождения – неорганических (цианиды, роданиды), органических (нефтепродукты, пестициды, фенолы, синтетические поверхностно-активные вещества (СПАВ) и др.). Обычно выделяют две стадии загрязнения: начальную стадию, когда содержания компонентов выше фонового, но ниже ПДК, и собственно загрязнение, когда концентрации отдельных компонентов превышают ПДК. По видам загрязнителей выделяют химическое, биологическое, радиоактивное и тепловое загрязнения, по масштабу – локальное и региональное.

Поступать загрязнение в водоносный горизонт может практически со всех сторон: сверху, сбоку, снизу и непосредственно в пласт в результате закачки. Влияние загрязняющих веществ на равновесие в системе вода – порода – газ – живое вещество.

С точки зрения влияния загрязняющих веществ на гидрохимические свойства подземных вод выделяют инертные загрязняющие вещества и активные загрязняющие вещества. Инертные не изменяют Eh – pH состояния подземных вод, слабо участвуют в процессах комплексообразования и т. д. (NO_3^- , Cl^- , некоторые органические вещества). Активные загрязняющие вещества изменяют гидрогеохимическую обстановку и, как следствие, нарушают равновесие в системе вода – порода – газ – живое вещество (H^+ , Fe^{2+} , H_2S и т. д.).

Взаимосвязь гидродинамического и гидрохимического режимов подземных вод. Гидродинамический и гидрохимический режимы подземных вод тесно связаны. При понижении уровней нарушается гидрогеохимическое равновесие, усиливаются окислительные процессы, изменяются pH, Eh и, как следствие, состав подземных вод. Например, если водовмещающие породы содержат сульфидные минералы, то снижение уровня подземных вод приведет к окислению сульфидов, снижению pH подземных вод и, как следствие, к увеличению содержания в воде многих металлов ($\text{MS} + 2\text{O}_2 = \text{M}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$). Также при понижении уровня возможен подток сбоку или переток снизу некондиционных подземных вод. При повышении уровня изменяется водно-солевой баланс грунтовых вод, увеличивается испарение с капиллярной каймы, вода начинает контактировать с новыми водовмещающими породами, и, как следствие, изменение химического состава.

Характеристика гидрогеохимических свойств наиболее распространенных загрязнителей. Неорганические вещества. Среди неорганических загрязнителей наиболее распространены компоненты общего химического состава воды (Cl , SO_4 , NO_3), газы (H_2S), микроэлементы, в основном это тяжелые металлы, а также родониды ($\text{Kt}(\text{NCS})_n$) и цианиды ($\text{Kt}(\text{CN})_n$), применяемые при обогащении металлических руд. Теоретически неорганическим загрязнителем может быть большинство элементов.

Органические вещества. В настоящее время существуют ПДК для питьевых вод более чем для тысячи органических соединений. Наиболее часто в подземных водах встречаются

ся повышенные количества нефтепродуктов, синтетических поверхностно-активных веществ, фенолов, хлорорганических (ХОП) и фосфорорганических (ФОП) пестицидов. В последнее время все большее внимание обращается на высокотоксичные полиароматические углеводороды и диоксины.

Радиоактивные вещества. Наиболее распространенными радиоактивными загрязнителями являются изотопы ^{90}Sr (время олураспада 28,4 года), ^{137}Cs (30 лет), при ядерных испытаниях и авариях также может происходить загрязнение изотопами ^{131}I (8,1 сут.), ^{239}Pu (24400 лет), ^{238}U (4,5·10⁹ лет), ^{60}Co (5,25 лет).

Биологическое загрязнение подземных вод. Данный вид загрязнения вызывается различными микроорганизмами – водорослями, бактериями, вирусами. Наиболее опасно загрязнение болезнетворными организмами, поступающими в подземные воды в основном с фекальными и хозяйственно-бытовыми водами. Время выживания болезнетворных микробов в подземных водах может достигать 400 сут. Биологическое загрязнение подземных вод может интенсифицироваться тепловым загрязнением.

Последствия загрязнения подземных вод. Загрязнение подземных вод не является локальным процессом, оно тесно связано с загрязнением окружающей природной среды в целом. Содержащиеся в подземных водах зоны активного водообмена загрязнения в конечном итоге попадают в реки и озера (области разгрузки). Загрязнение пресных подземных вод, используемых для хозяйственно-питьевого водоснабжения, не только сказывается на здоровье людей и состоянии окружающей среды, но и приводит к необходимости колоссальных затрат на очистку воды, ремонт и реконструкцию очистных сооружений, дополнительных затрат на здравоохранение. Это происходит на фоне недостаточной изученности и состояния загрязнения, и влияния многих вредных компонентов на здоровье людей и животных, и неразвитости методов исследований многих новых видов загрязнения.

Влияние состояния подземных вод на человека

В связи с глобальным загрязнением поверхностных вод централизованное водоснабжение все в большей степени ориентируется на подземные воды. Однако в условиях растущей техногенной нагрузки на окружающую среду и подземные воды подвергаются загрязнению. Техногенные компоненты обнаруживаются уже не только в верхних, слабо защищенных, водоносных горизонтах, но и в глубоких артезианских резервуарах. Загрязнение подземных вод влечет за собой целый ряд экологических и социальных последствий. Требуется серьезного внимания распространение загрязняющих компонентов из подземных вод по пищевым цепям. В этом случае токсические элементы попадают в организм человека не только с питьевой водой, но и через растительную и животную пищу. Даже если население не пьет загрязненную воду, а только использует ее для приготовления пищи, водопоя скота и полива растений, это может отразиться на здоровье не только нынешнего, но и последующих поколений. Своевременный, оперативный и качественный контроль за химическим составом воды, используемой для хозяйственно-бытовых целей, является одним из условий улучшения состояния здоровья населения. Проблема качества подземных вод в настоящее время превратилась в одну из самых актуальных проблем человечества.

Значение химического состава воды при ее использовании

Пресные подземные воды используются как для питьевого водоснабжения, так и в промышленности, сельском хозяйстве, на транспорте – практически при всех видах человеческой деятельности. В зависимости от целей использования воды требования к ее химическому составу могут быть различны. К воде, применяемой в различных отраслях промышленности, предъявляются требования в соответствии со спецификой данного вида производства. Например, в сахарном производстве необходимо, чтобы вода имела минимальную минерализацию, так как при-

сутствие любых солей затрудняет варку сахара. В пивоваренном производстве требуется отсутствие в воде CaSO_4 , препятствующего брожению солода. В воде, применяемой для винокуренного производства, нежелательно присутствие хлористого кальция и магния, которые задерживают развитие дрожжей. В текстильной и бумажной промышленности не допускается присутствие в воде железа, марганца и кремниевой кислоты. Производство искусственного волокна требует малой окисляемости воды (менее 2 мгО/л) и минимальной жесткости (до 0,64 мг-экв/л). Такие же требования по жесткости предъявляются к воде и в энергетической промышленности.

При оценке качества подземных вод нормируемые элементы можно разделить на две группы. В первую группу входят элементы, фоновые концентрации которых в пресных подземных водах часто близки к ПДК. К ним относятся F, Fe, Be, Se, Sr, Mn и ряд других. Вторую группу составляют элементы, естественные концентрации которых, как правило, значительно ниже ПДК. Такими элементами являются Cu, Mo, Pb, Zn и некоторые другие. Однако следует учитывать, что такое распределение весьма условно, и в каждом конкретном случае для прогноза возможных концентраций микроэлементов в подземных водах необходимо прежде всего изучить гидрогеологические условия района и минералогический состав водовмещающих пород. Так, например, Cu, Zn и Pb могут иметь повышенные концентрации в районах полиметаллического оруденения. В связи с тем, что подземные воды с регионально повышенными концентрациями нормируемых элементов достаточно широко и закономерно распределены в земной коре, при гидрогеологических исследованиях выделяют гидрогеохимические провинции с фиксированным набором элементов, имеющих концентрации на уровне или выше ПДК.

Глава 10. Ледники

Ледники существенно влияют на тепловой и меньше на водный балансы Земли. Но они не являются субстратом жизни, поэтому в нашей концепции гидросферы как главной сферы биосферы ледникам я уделяю малое место в дисциплине «Учение о гидросфере» и, соответственно, в данном пособии.

Наземные льды, собственно ледники, составляют значительную долю по объему вод гидросферы ($2,4 \times 10^{10}$ млн т). Это на два порядка больше, чем масса подземных льдов (5×10^8 млн т) и на 3 порядка больше, чем плавающих морских льдов (4×10^7 млн т) и снежного покрова (10^7 млн т) (Клиге и др., 1998).

Ледники – неотъемлемый элемент выюкогорных ландшафтов и полярных бассейнов. Ледникам свойственно движение под действием силы тяжести. К настоящему времени ледники занимают площадь 16,5 млн км², или 10,9 % всей суши на Земле. 95% ледников находится в Антарктиде (более 13 млн км²) и Гренландии (ок. 1,68 млн км² из 2,23 млн км² площади этого острова), 10% покровных льдов приходится на острова Арктики и горные районы, главным образом Европы, Азии и Америки (Атлас снежно-ледовых ресурсов мира, 1997). Значение их в активном водообмене Г. достаточно скромное. В настоящее время ледники понемногу тают и роль их в глобальном водообмене возрастает. В проблеме глобального потепления ледникам отводится большая роль в прогнозе уровня Мирового океана, питания рек и возможного затопления огромных площадей речных долин, густо населенных людьми, ведущими интенсивное сельское хозяйство.

Ледники существуют всюду, где темпы аккумуляции снега значительно превышают темпы абляции (таяния и испарения). В процессе формирования ледника важную роль играют *режеляция* и *пластичность* льда. Режеляцией (смерзанием) называется свойство льда спаиваться в одну общую глыбу вследствие отвердевания жидкой пленки, находящейся между отдельными его кусками. При температуре 0°C смерзание происходит при нормальном давлении, а при низких температурах – при повышенном. Благодаря режеляции происходит слияние ледниковых потоков, заплывание в них трещин и т. д. Пластичностью на-

зывают способность вещества (в данном случае льда) менять свою форму без разрыва *сплошности* под влиянием непрерывно действующей силы.

Свойственная льду пластичность обуславливает способность ледника течь под влиянием силы тяжести. Пластичность льда зависит от температуры и давления. Чем ближе температура льда к точке плавления (0°C) и чем больше давление, под которым он находится, тем пластичнее, текучее лед, например ледник Антарктиды (Соломенцев и др., 1976).

Выделяют четыре основных типа ледников: материковые ледниковые покровы (*покровные ледники*), *ледниковые шапки* (относительно небольшие массы льда, покрывающие высокое плато или горный хребет, от которых в разных направлениях отходят долинные ледники), *долинные ледники* (альпийские) и предгорные ледники (ледники подножий, нижняя часть долинно-го ледника или двух сливающихся долинных ледников).

Самая большая мощность ледников – 4330 м – установлена близ станции Бэрд (Антарктида). В центральной Гренландии толщина льда достигает 3200 м. Судя по сопряженному рельефу, можно предположить, что толщина некоторых ледниковых шапок и долинных ледников намного более 300 м, а у других измеряется всего десятками метров.

Ледники всех типов характеризуются тремя основными процессами: *аккумуляцией* (накоплением) льда, *движением* вниз по склонам гор и долин под действием сил гравитации и *абляцией* (расходом-испарением) ледникового вещества (снега, фирна, кристаллического льда). Интенсивность аккумуляции и абляции зависит от климата региона.

Снег, выпадающий на ледник, в результате таяния и вторичного замерзания превращается в зернистые кристаллы ледяной породы, называемой *фирном*. Эти зерна в диаметре могут достигать 3–10 мм и более. Фирн имеет слоистую структуру, отражающую снежные осадки. Верхний слой фирна имеет плотность 0,3–0,5, ниже, уплотняясь, фирн переходит в белый фирновый лед с плотностью 0,85, а затем в чистый, прозрачный, собственно ледниковый лед голубого цвета плотностью 0,88–0,91.

Постепенно мощность льда увеличивается до тех пор, пока лед не приходит в движение и не образуется ледник. Скорость такого преобразования снега в ледник зависит главным образом от того, насколько темпы аккумуляции снега превышают темпы его абляции (испарения) («Кругосвет» Энциклопедия, 2003).

Снежный покров горных ледников, не успевший превратиться в фирн, способен сползать в виде *лавин* или *снежных обвалов* с крутых склонов (более 15°). Лавины представляют собой грозные явления и могут возникать по разным причинам: от громкого звука до сейсмических явлений.

Все ледники находятся в движении и имеют трещины, по которым от покровных ледников откалываются части и образуются айсберги (происходит *отёл* айсбергов).

Водный режим ледников. Основным источником питания ледника являются твердые атмосферные осадки и частично горная изморозь (ожеледь) и конденсация водяных паров по нижней контуре ледника. Выделяют 4 типа водного режима, проявляющихся в отдельных зонах поверхности ледника: 1) отсутствие аккумуляции льда (снежно-ледяная зона); 2) превращения талых вод в фирн; 3) зона фирна и образования кристаллического льда; 4) зона абляции – сток талых вод.

Термический режим ледников. Ледники составляют устойчивую криогенную зону Земли – криолитозону (Данилов, 1983).

Существуют несколько классификаций ледников по термическому режиму. В более простой, исходной классификации М. Лагалли (Lagalli, 1933; цит. по: Мачерет Ю. Я., 2006). Выделяют 3 термических зоны в ледниковой толще: поверхностную, срединную и глубинную. В поверхностном слое, до 15–20 м, происходят сезонные колебания температуры от низких сухого льда до близких к 0°C, когда лед становится рыхлым немного выше 0°C с образованием талой воды, инфильтрующейся в нижние горизонты или стекающей в долины. Срединный слой толщиной в десятки и сотни метров имеет постоянную температуру. Глубинный слой может иметь температуру плавления льда выше 0°C между ложем и массой льда (теплые ледники), где образуются подледниковые воды, питающие горные реки и способствующие

щие движению ледника. При небольшой толще ледника в десятки метров ледники примораживаются к ложу (холодные ледники Гренландии).

Ледники находятся в движении. Скорость движения ледников зависит от характера ложа, его уклона и толщины ледниковой массы. Крупные ледники движутся быстрее малых. Скорость и периодичность движения ледника зависит и от климатической зоны, когда пластичность льда меняется от атмосферной температуры. Чем ближе температура льда к точке плавления, тем больше пластичность и текучесть льда. Пластичность увеличивается и от давления, когда между ложем и льдом возникают положительные температуры (в Антарктиде).

Движущийся ледник производит большую работу по преобразованию ложа и покрова земли, на который надвигается ледниковая масса. Прежде всего сдвигаются, выпахиваются рыхлые породы, перемешиваются и насыщаются льдом и водой. По фронту движения ледника формируется морена. Моренный материал в конце ледникового языка образует конечную морену.

После последнего оледенения Евразии (70–11 тыс. лет) и таяния ледника на территории Европы (8–10 тыс. лет назад) образовалась конечная морена, на которой мы сейчас живем. Под поверхностью земли Ярославской области до 150 м моренного материала. На поверхности морены образовались озера, болота, и с нее берут начало реки южного направления – Волга, Днепр.

В современную эпоху наблюдается таяние ледников, прежде всего горных. Наблюдается интенсивное таяние ледников в Гималаях. Оно вызвано не только проблемным парниковым эффектом, но скорее всего из-за оседающих на них пыли и сажи от промышленных выбросов в атмосферу. Таяние горных ледников, в районе которых находятся истоки многих рек всех материков, может привести к повышению уровня Мирового океана на 180–370 см в ближайшие 100 лет. В настоящее время наблюдается таяние арктических наземных ледников (как и вечномерзлотных льдов). В то же время происходит нарастание антарктической ледовой массы. Причины могут быть разные, в том числе истон-

чение озонового экрана над Антарктидой, вплоть до образования и расширения озоновых дыр.

В явлениях глобального потепления таяние ледников – одно из возможных катастрофических последствий. Помимо повышения уровня Мирового океана даже на десятки метров и, следовательно, затопления многих плодородных речных долин, таяние гринландского ледника и уменьшение давления ледяной массы на поверхность этого громадного острова, может привести к перераспределению пластовых давлений на северной акватории Атлантического океана. В результате может усилиться сейсмическая активность в этом регионе, что приведет к мощным подводным землетрясениям и возникновению высоких волн цунами, катастрофичных для американского и европейского материков. Такие предположения существуют, но они спорны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авакян, А. Б. Водохранилища / А. Б. Авакян, В. П. Салтанкин, В. А. Шарапов. – М., 1987. – 326 с.
2. Алёкин, О. А. Основы гидрохимии / О.А. Алёкин. – Л., 1970. – 444 с.
3. Баранов, И. В. Лимнологические типы озер СССР / И. В. Баранов. – Л., 1962. – 226 с.
4. Богатов, В. В. Экология речных сообществ российского Дальнего Востока / В. В. Богатов. – Владивосток: Дальнаука, 1994. – 218 с.
5. Богословский, Б. Б. Общая гидрология / Б. Б. Богословский, А. А. Самохин, К. Е. Иванов, Д. П. Соколов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 422 с.
6. Богоров, В. Г. Планктон Мирового океана / В. Г. Богоров. – М.: Наука. 1974. – 320 с.
7. Боч, М. С. Юпьяжсуо // Водно-болотные угодья России. Т. 2. Ценные болота / М. С. Боч, О. Л. Кузнецов. – М.: Wetlands International. – 1999. – С. 17–19.
8. Верещака, А. Л. Биология моря / А. Л. Верещака. – М.: Научный мир, 2003. – 192 с.
9. Вернадский, В. И. Биосфера: В 2 т. / В. И. Вернадский. – Л.: Науч. хим.-техн. изд-во, 1926а. – 147 с.
10. Виноградов, А. П. Введение в геохимию океана / А.П. Виноградов. – М.: Наука, 1967. – 215 с.
11. Виноградов М.Е. Вертикальное распределение океанического зоопланктона / М. Е. Виноградов. – М., 1968. – 320 с.
12. Гурьянова, Е. Ф. Особенности фауны Северного Ледовитого океана и их значение для понимания истории ее формирования / Е. Ф. Гурьянова // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое / под ред. А. И. Толмачёва. – Л. : Гидрометеиздат, 1970. – С. 126–161.
13. Данилов, И. Д. Криолитозона Земли и ее районирование / И. Д. Данилов // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1983. – № 1. – С. 20–28.

14. Зайцев, Ю. П. Морская нейстонология / Ю. П. Зайцев. – Киев: Наукова думка, 1970. – 264 с.
15. Зайцев, Ю. П. Жизнь морской поверхности / Ю. П. Зайцев. – Киев: Наукова думка, 1974. – 109 с.
16. Китаев, С. П. Основы лимнологии для гидробиологов и ихтиологов / С. П. Китаев. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – 395 с.
17. Клиге, Р. К. История гидросферы / Р. К. Клиге, И. Д. Данилов, В. Н. Конищев. – М.: Научный мир, 1998. – 368 с.
18. Константинов, А. С. Общая гидробиология / А. С. Константинов. – М., 1986. – 472 с.
19. Лапо, А. В. Следы былых биосфер / А. В. Лапо. – 2-е изд. – М.: Знание, 1987. – 198 с.
20. Львович, М. И. Мировые водные ресурсы и их будущее / М. И. Львович. – М.: Мысль, 1974. – 448 с.
21. Маккавеев, Н. И. Русловые процессы / Н. И. Маккавеев, Р. С. Чалов. – М.: МГУ, 1986. – 115 с.
22. Мачерет, Ю. Я. Радиозондирование ледников / Ю. Я. Мачерет. – М.: Научный мир, 2006. – 392 с.
23. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 638 с.
24. Одум, Ю. Экология / Ю. Одум. – М.: Мир, 1986. – Т. 1. – 328 с.
25. Одум, Ю. Экология / Ю. Одум. – М.: Мир, 1986. – Т. 2 – 376 с.
26. Парин, Н. В. Рыбы открытого океана / Н. В. Парин. – М.: Наука, 1988. – 272 с.
27. Рылов, В. М. Что понимать под «планктонными» организмами? / В. М. Рылов // Русск. гидробиол. журн. – 1922. – Т. 1, № 8. – С. 241–247.
28. Соломенцев, Н. А. Гидрология суши / Н. А. Соломенцев, А. М. Львов, С. Л. Симиренко, В. А. Чекмарев. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 432 с.
29. Тарасов, В. И. Гидросфера: Учеб. пособие / В. И. Тарасов. – Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1990.

30. Тарасов, Н. И. О морском обрастании / В. И. Тарасов // Зоол. журн. – 1961. – Т.40, № 4. – С. 477–489.
31. Rodhe, W. Limnologie – Wj und Wozu? / W. Rodhe // Arch.Hydrobiol. – 1972. Suppl. № 42.
32. <http://gazeta.priroda.ru/php?act=view&g=8&r=2523>.
33. <http://bse.sci-lib.com/article100568.html>
34. <http://slovari.yandex.ru/dict/bse/article/00029/54200.htm&stpar1=7.133.1> М. Е.
35. <http://www.ecosystema.ru/07referats/slovgeo/953.htm>
36. <http://pda.rg.ru/2007/09/01/bolota.html>
37. <http://tulamires.hut1.ru/publ1.html>

Содержание

Введение.....	3
Глава 1. Общие сведения о гидросфере.....	5
Происхождение и формирование гидросферы.....	12
Глава 2. Химические и физические свойства воды.....	15
Состав воды.....	15
Общий химический состав природных вод	19
Глава 3. Круговорот воды.....	39
Водный баланс Земли.....	45
Глава 4. Мировой океан	49
Мировой океан (М. о.) и его подразделения	49
Уровень океанов и морей и причины его колебания	50
Физико-химические свойства вод океана.....	51
Динамика вод океанов	59
Океан как среда жизни	71
Полезные ископаемые и минеральные ресурсы Мирового океана.....	86
Краткая характеристика океанов.....	88
Глава 5. Озёра	100
Происхождение озёр.....	100
Морфология озерной котловины	106
Морфометрия озера	108
Питание озёр и водный баланс	111
Уровенный режим озёр.....	112
Динамические явления в озерах.....	114
Термический режим озёр	117
Оптические свойства воды. Прозрачность.....	124
Гидрохимия озёр. Минеральный состав озерных вод.....	125

Условия освещенности озер: прозрачность и цвет озерной воды	130
Жизнь в озерах	131
Глава 6. Реки	141
Определение реки. Понятия «Главные реки» и «Притоки». Речные системы	141
Исток; верхнее, среднее и нижнее течение реки; устье	142
Морфология реки	147
Водоразделы	150
Морфометрические характеристики бассейна.....	153
Физико-географические характеристики речного бассейна.....	154
Речные долины. Элементы долины. Образование долин и их типы	155
Продольный профиль реки	160
Поперечное сечение русла реки и его морфометрические характеристики	164
Виды питания рек	165
Тепловой и ледовый режим рек.....	166
Уровенный режим рек	171
Движение воды в реках	174
Деформация речного русла	177
Речные русла и их плановые очертания	179
Перекаты и плесы	181
Селевые потоки	183
Жизнь рек	184
Глава 7. Водохранилища.....	195
Водохранилища, назначение, строение и использование	195
Глава 8. Болота	205
Происхождение болот	205

Вода болот	211
Гидрологический режим болот.....	212
Влияние болот на речной сток.....	213
Водный баланс болот.....	214
Распространение болот в России и их использование в народном хозяйстве	216
Глава 9. Подземные воды	219
Типы подземных вод по происхождению	219
Виды подземных вод	219
Классификация подземных вод по условиям залегания в земной коре.....	222
Подземные воды в трещиноватых и закарстованных породах	226
Подземные воды зоны многолетней мерзлоты	228
Родники (источники), их типы и режим	230
Основные компоненты химического состава пресных подземных вод	234
Основные процессы, определяющие условия формирования химического состава пресных подземных вод	238
Понятие о загрязнении подземных вод	239
Влияние состояния подземных вод на человека	242
Значение химического состава воды при ее использовании	242
Глава 10. Ледники	239
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	249

Учебное издание

Семерной Виктор Петрович

Учение о биосфере

Учебное пособие

Редактор, корректор М. В. Никулина
Верстка И. Н. Иванова

Подписано в печать 21.09.10. Формат 60×84 1/16.
Бум. офсетная. Гарнитура «Times New Roman».
Усл. печ. л. 14,64. Уч.-изд. л. 12,03.
Тираж 150 экз. Заказ .

Оригинал-макет подготовлен в редакционно-издательском отделе
Ярославского государственного университета им. П. Г. Демидова.

Ярославский государственный университет им. П. Г. Демидова.
150000, Ярославль, ул. Советская, 14.

Отпечатано
ООО «Ремдер» ЛР ИД № 06151 от 26.10.2001.
г. Ярославль, пр. Октября, 94, оф. 37
тел. (4852) 73-35-03, 58-03-48, факс 58-03-49.

