

В.Н.МИХАЙЛОВ
А.Д.ДОБРОВОЛЬСКИЙ

ОБЩАЯ ГИДРОЛОГИЯ



В.Н.МИХАЙЛОВ
А.Д.ДОБРОВОЛЬСКИЙ

ОБЩАЯ ГИДРОЛОГИЯ

Допущено
Государственным комитетом СССР
по народному образованию
в качестве учебника для студентов
географических специальностей
высших учебных заведений



Москва
«Высшая школа» 1991

ББК 26.21
М69
УДК 551.49

Рецензенты: Кафедра гидрологизумихин Н. В.) и кафедра океанологии (В. В.) Ленинградского государственного университета и проф. Комлев А. М. (Пермский государственный университет)

Михайлов В. Н., Добровольский В. В.
М69 **Общая гидрология: Учеб. для высш. шк., 1991.— 368 с.: ил.**
ISBN 5-06-000638-7

В учебнике изложены основы общей гидрологии, общие закономерности процессов, протекающих в гидросфере, рассмотрены основные физические и химические основы гидрологических процессов, закономерности и особенности гидрологических процессов. Приведены сведения о водных ресурсах Земли, задачи и пути использования и охраны вод.

Кроме студентов географических факультетов полезен также студентам гидрометеорологического факультета.

М 1805040700(4309000000)—284 110—91
001(01)—91

Учебное издание

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последнее время возросло значение гидрологических знаний в работе географов различных специальностей. Это связано с увеличением использования воды в народном хозяйстве, с расширением мелиоративного и гидротехнического строительства, с освоением биологических, минеральных и энергетических ресурсов Мирового океана, с проведением мероприятий по охране природы и, в частности, водных ресурсов. Гидрологические исследования особенно важны в связи с необходимостью ускорения научно-технического прогресса, охраны окружающей среды и сокращения расходования водных ресурсов.

Специалист-географ вне зависимости от своей узкой специальности должен хорошо представлять место и роль воды в природе и водных ресурсов в народном хозяйстве, сущность гидрологических процессов и их вклад в формирование природного облика Земли, систему научных знаний и методов исследований в области гидрологии, вопросы приложимости гидрологических знаний к другим разделам географии. Помочь в достижении этих целей — основное назначение курса «Общая гидрология» на географических факультетах университетов.

Основные задачи предлагаемого учебника:

— дать представление о наиболее общих закономерностях гидрологических процессов на Земле, показать роль и значение природных вод в географической оболочке (включая атмосферу, литосферу, биосферу);

— ознакомить студентов с основными географо-гидрологическими особенностями водных объектов разных типов: ледников, подземных вод, рек, озер, водохранилищ, болот, океанов и морей;

— показать сущность основных гидрологических процессов в водных объектах разных типов с позиций фундаментальных законов физики;

— дать представление об основных методах изучения водных объектов;

— показать практическую важность изучения гидрологических процессов и режима водных объектов для рационального использования их ресурсов в народном хозяйстве и для решения задач охраны природы.

В предлагаемом учебнике в отличие от существующей учебной литературы по курсу «Общая гидрология» значительно большее внимание уделено роли гидрологических процессов в формировании географической оболочки Земли в целом и в процессах, протекающих в других компонентах природной среды (литосфере, атмосфере, биосфере), значению гидрологических знаний в развитии народного хозяйства.

В учебнике с современных позиций дается характеристика процессов в различных водных объектах с учетом результатов последних отечественных и зарубежных исследований по таким, например, важнейшим разделам гидрологии, как водный баланс земного шара и СССР, водные ресурсы СССР, динамика ледников, речные наносы и русловые процессы, морские устья рек, режим водохранилищ, динамика вод океана и др. Важное место занимают в учебнике проблемы рационального использования водных ресурсов как части природного комплекса и их охраны, основные пути использования ресурсов океанов и морей, рек, подземных вод и т.д. Приведены новые данные о влиянии хозяйственной деятельности на гидрологические процессы.

В отличие от других учебников принят новый порядок изложения материала. Учебник начинается разделами, посвященными общим проблемам гидрологии: типизации водных объектов, основным физическим и химическим свойствам природных вод, физическим основам гидрологических процессов, их взаимосвязи с природной средой. При этом подчеркиваются важная роль уникальных химических и физических свойств воды, физическая общность многих процессов, протекающих в различных водных объектах, единство природных вод Земли.

Водные объекты разных типов рассматриваются в учебнике, начиная с объектов материкового звена круговорота воды на Земле (последовательно — ледники, подземные воды, реки, озера, водохранилища, болота) и кончая главными объектами океанического звена (океанами и морями). Описание ледников и подземных вод предшествует описанию рек, поскольку те и другие служат источниками питания рек, при этом ледники, занимающие самую «верхнюю» часть континентов, рассматриваются в первую очередь. В искусственных водных объектах — водохранилищах — протекают процессы, свойственные как рекам, так и озерам; поэтому водохранилища рассмотрены в отдельной главе после описания рек и озер. Болота, часто являющиеся результатом эволюции других водных объектов, заканчивают перечень водных объектов суши.

Завершается курс рассмотрением перспективных проблем использования и изучения природных вод.

Учебник подготовлен в соответствии с новой программой курса «Общая гидрология», составленной авторами и утвержденной Главным учебно-методическим управлением высшего образования Госу-

дарственного комитета СССР по народному образованию в качестве типовой программы для географических факультетов университетов.

При написании учебника использован опыт чтения курса «Общая гидрология» на географическом факультете Московского государственного университета. Основы этого курса были заложены профессором Б. П. Орловым, а в его развитии и совершенствовании принимали участие профессора В. Д. Быков, Г. Н. Голубев и авторы настоящего учебника.

Главы 1—9 написаны В. Н. Михайловым, глава 10 — А. Д. Добровольским; предисловие, введение и заключение написаны авторами совместно.

Авторы искренне благодарны за конструктивные советы и замечания по рукописи учебника заведующему кафедрой гидрологии суши Ленинградского университета проф. Н. В. Разумихину и заместителю заведующего кафедрой океанологии того же университета доц. В. В. Клепикову, заведующему кафедрой гидрологии суши Пермского университета проф. Ю. М. Матарзину и проф. той же кафедры А. М. Комлеву.

Авторы очень признательны за советы и помощь при подготовке учебника к изданию своим коллегам по географическому факультету МГУ профессорам М. А. Петросянцу, Р. С. Чалову и К. К. Эдельштейну, доцентам А. В. Васильеву, Г. П. Кумсиашвили, В. Л. Лебедеву, старшему преподавателю Н. И. Алексеевскому, старшим научным сотрудникам В. С. Савенко и В. А. Скорнякову, научному сотруднику И. В. Пылеву. Авторы также благодарят за ценные замечания по рукописи учебника проф. геологического факультета МГУ В. А. Всеволожского, старшего научного сотрудника Музея землеведения МГУ Л. С. Леви, заведующего отделом климатологии и гидрологии Института географии АН СССР А. Н. Кренке, доцентов Башкирского и Иркутского университетов В. К. Баскакова и Н. С. Беркина.

Авторы

ВВЕДЕНИЕ

Вода — одно из самых распространенных на Земле химических соединений. Природные воды образуют океаны, моря, озера, реки, водохранилища, болота, ледники, в виде пара находятся в атмосфере, проникают в почву и горные породы литосферы. Без воды невозможно существование биосферы и жизни на Земле. Исключительно велика роль воды в формировании географической оболочки Земли и облика поверхности нашей планеты. Вода — важный компонент многих ландшафтов.

Вода — не только элемент природной среды, но и активный геологический и географический фактор: она служит носителем механической и тепловой энергии, транспортирует вещества, совершает работу. Вода, благодаря своей подвижности, играет важнейшую роль в обмене веществом и энергией между геосферами и различными географическими районами.

Поистине универсальная роль воды в природе объясняется ее своеобразными и во многом аномальными физическими и химическими свойствами. Благодаря этим свойствам вода определяет не только все процессы в водных объектах, но и многие особенности климатических, метеорологических и геоморфологических процессов на Земле.

1. ВОДА В ПРИРОДЕ И ЖИЗНИ ЧЕЛОВЕКА

Известный русский ученый В. И. Вернадский — один из основоположников геохимии — писал: «Вода стоит особняком в истории нашей планеты. Нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход основных самых грандиозных, геологических процессов. Нет земного вещества — минерала, горной породы, живого тела, которое бы ее не заключало. Все земное вещество — под влиянием свойственных воде частичных сил, ее парообразного состояния, ее всездущности в верхней части планеты — ею проникнуто и охвачено»¹.

Антуану де Сент-Экзюпери принадлежат о воде такие слова: «Вода! У тебя нет ни вкуса, ни цвета, ни запаха, тебя не опишешь,

¹ Вернадский В. И. Избр. соч. М., 1960. Т. IV. Кн. 2. С. 24.

тобой наслаждаешься, не понимая, что ты такое. Ты не просто необходима для жизни, ты и есть жизнь... Ты — величайшее в мире богатство...»¹

Вода используется человеком не только как необходимое средство жизнедеятельности (питьевая вода, вода в составе растительных или животных продуктов питания). Современное общественное производство основано на широком применении воды: ее используют в процессе получения энергии (гидроэнергетика, тепловая и атомная энергетика); вода — необходимое условие существования сельского хозяйства, водного транспорта, добывающих отраслей промышленности, рыбного хозяйства, коммунального хозяйства, отдыха и туризма. Вода поистине пронизывает всю жизнь человека. Нехватка воды — тяжкое бедствие для людей. Без широкого использования воды нельзя преодолеть в глобальном масштабе ни продовольственный, ни энергетический кризисы.

Хотя вода на Земле в целом — это в основном возобновляемый природный компонент, водные ресурсы в отдельных районах подвержены антропогенному истощению и загрязнению. Вода — бесценное богатство человечества, поэтому водные ресурсы люди должны бережно и экономно использовать и охранять.

2. ВОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ. ПОНЯТИЕ О ГИДРОСФЕРЕ

Большая часть воды, участвующей в круговороте веществ на Земле, представлена в виде *водных объектов*, т.е. скоплений природных вод на земной поверхности или в верхних слоях земной коры, обладающих определенным гидрологическим режимом. *Выделяют три группы водных объектов — водотоки, водоемы и особые водные объекты.*

К *водотокам* относятся водные объекты на земной поверхности с поступательным движением воды в руслах в направлении уклона (реки, ручьи, каналы). *Водоемы* — это водные объекты в понижениях земной поверхности с замедленным движением вод (океаны, моря, озера, водохранилища, пруды, болота). Группу водных объектов, не укладываемых в понятие водотоков и водоемов, составляют *особые водные объекты — ледники и подземные воды* (водоносные горизонты и артезианские бассейны).

Водные объекты могут быть постоянными и временными (пересыхающими).

Многие водные объекты обладают *водосбором*, под которым понимается часть земной поверхности или толщи почв и горных пород, откуда вода поступает к данному водному объекту. Водосборы имеются у всех океанов, морей, озер, рек. Граница между смежными водосборами называется *водоразделом*. Различают *поверхностный (орографический) и подземный водоразделы*. Совокупность

¹ Антуан де Сент-Экзюпери. Планета людей// В сб.: Избранное. М., 1964. С. 275.

водотоков и водоемов в пределах какой-либо территории называют *гидрографической сетью*.

Природные воды Земли формируют ее *гидросферу*. Устоявшихся определений понятия гидросферы и ее границ пока нет. Традиционно *под гидросферой понимают чаще всего прерывистую водную оболочку земного шара, расположенную на поверхности земной коры и в ее толще, представляющую совокупность океанов, морей и водных объектов суши (рек, озер, болот, подземных вод), включая снежный покров и ледники*. В такой трактовке гидросфера не включает атмосферную влагу и воду в живых организмах. Однако существуют и более узкое и более широкое толкования понятия гидросферы. В первом случае под ней понимают лишь воды, находящиеся между атмосферой и литосферой, во втором — в понятие гидросферы включают все природные воды Земли, участвующие в глобальном круговороте веществ, в том числе подземные воды в верхней части земной коры, атмосферную влагу и воду живых организмов. Такое широкое понимание термина «гидросфера» представляется наиболее правильным. В этом случае гидросфера — это уже не прерывистая оболочка, а действительно геосфера, включающая не только скопления самой воды (снега, льда) на земной поверхности, но и взаимосвязанные с ними воды в верхней части литосферы и нижней части атмосферы. При такой трактовке возникает новая, малоизученная географическая проблема «взаимопроникания» различных геосфер (гидросферы, литосферы, атмосферы). Поскольку вода одновременно и место обитания многих организмов, и условие их существования, то границы гидросферы в широкой трактовке этого понятия будут приблизительно совпадать с границами биосферы в понимании В. И. Вернадского.

3. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Любой водный объект и его режим могут быть описаны с помощью некоторого набора *гидрологических характеристик*. Эти характеристики делятся на несколько групп. Приведем некоторые из них:

1. *Характеристики водного режима*: уровень воды (H , м. абс. или см над 0 поста), скорость течения (v , м/с), расход воды (Q , м³/с), сток воды за интервал времени Δt (W , м³), уклон водной поверхности (I , величина безразмерная) и т.д. Большинство этих характеристик может быть отнесено не только к водотокам и водоемам, но и к особым водным объектам — ледникам, подземным водам.

2. *Характеристики теплового режима*: температура воды, снега, льда (T , °С), теплосодержание водного объекта или тепловой сток за интервал времени Δt (θ , Дж) и т.д.

3. *Характеристики ледового режима*: сроки наступления и окончания различных фаз ледового режима (замерзания, ледостава,

таяния, вскрытия, очищения от льда), толщина ледяного покрова и т.д.

4. *Характеристики режима наносов*: содержание в воде взвешенных наносов (s , кг/м³), расход наносов (R , кг/с), данные о распределении наносов по фракциям (крупности) и т.д.

5. *Характеристики формы и размера водного объекта*: его длина (L , м, км), ширина (B , м, км), глубина (h , м) и т.д.

Кроме того, к числу гидрологических условно относят и очень важные для описания любого водного объекта такие характеристики, как *гидрохимические* — минерализацию воды (M , мг/л) или ее соленость (S , ‰), содержание отдельных ионов солей, газов, загрязнителей и др.; *гидрофизические* — плотность воды (ρ , кг/м³), вязкость воды и др.; *гидробиологические* — состав и численность водных организмов (экз/м²) и величину биомассы (г/м³, г/м²) и др.

Совокупность гидрологических характеристик данного водного объекта в данном месте и в данный момент времени определяет гидрологическое состояние водного объекта.

Гидрологическое состояние водного объекта подобно погоде применительно к состоянию атмосферы подвержено постоянным пространственно-временным изменениям. Оно всегда детерминировано и определяется характером процессов, происходящих в водном объекте, его связью с другими водными объектами, атмосферой, литосферой и т.д. Однако вследствие сложности и многофакторности этих процессов и связей и недостаточного знания их природы мы часто вынуждены подходить к оценке гидрологического состояния водного объекта как явлению, подверженному случайным изменениям, которые подчиняются вероятностным законам и поддаются статистическому анализу.

При длительных наблюдениях за любым водным объектом обнаруживаются некоторые закономерности в изменениях его гидрологического состояния, например, в течение года. *Совокупность закономерно повторяющихся изменений гидрологического состояния водного объекта — это его гидрологический режим.* Аналогом гидрологического режима применительно к атмосфере можно считать климат.

Сущность гидрологического режима водных объектов — это изменение гидрологических характеристик в пространстве и во времени. Под изменением гидрологических характеристик *в пространстве* понимают их изменение от места к месту (вдоль, поперек или по глубине реки, вдоль или по глубине моря или озера и т.д.), от одного водного объекта к другому.

Изменение гидрологических характеристик *во времени (временная изменчивость)* имеет несколько видов. Выделяют изменчивость *вековую* (с интервалами времени или периодами, исчисляемыми веками); *многолетнюю* (периоды колебаний — от нескольких до десятков лет), *внутригодовую*, или *сезонную* (колебания в течение года), *кратковременную* (с периодом в несколько суток, например

синоптического масштаба) и *суточную*, или *внутрисуточную* (колебания в течение суток).

Гидрологический режим водного объекта — хотя и закономерное, но все же лишь **внешнее** проявление некоторых более сложных **внутренних процессов**, свойственных водному объекту, или обусловленных его взаимодействием с другими водными объектами, атмосферой, литосферой. Наблюдая за уровнем или расходом воды в реке, например, и выясняя закономерности их изменения, т.е. изучая их режим, мы пока оставляем в стороне причины этих изменений. Для того чтобы их вскрыть, необходимо изучить уже некоторые как внутренние, так и внешние процессы, воздействующие на режим водного объекта. Поэтому *гидрологи изучают не только гидрологический режим водных объектов, но и гидрологические процессы, под которыми понимается совокупность физических, химических и биологических процессов, определяющих закономерности формирования гидрологического состояния и режима водного объекта.*

4. НАУКИ О ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

Гидрология и ее подразделение. Природные воды на Земле и гидрологические процессы изучает комплекс наук, объединяемых общим понятием «*гидрология*». Термин «гидрология» образован из латинских слов «гидро» — вода и «логос» — наука. Однако гидрология занимается изучением не воды как таковой (физического вещества или химического соединения), а изучением распространения и режима природных вод на Земле. Термин «гидрология» впервые появился в 1694 г. в книге, содержащей «начала учения о водах», изданной Мельхиором во Франкфурте-на-Майне. В действительно самостоятельную науку гидрология оформилась лишь в 20—30-х годах нашего столетия, в нашей стране — после Великой Октябрьской социалистической революции.

Гидрологию подразделяют прежде всего на крупные разделы по направленности и методам исследований. Это — *общая гидрология*, изучающая наиболее общие закономерности гидрологических процессов и явлений, *региональная гидрология* (или *гидрография*), занимающаяся изучением и описанием конкретных водных объектов, *прикладная* (или *инженерная*) *гидрология*, разрабатывающая методы расчета и прогноза различных гидрологических характеристик, *гидрометрия*, разрабатывающая методы измерений и наблюдений при изучении природных вод, и *специальные разделы гидрологии*, такие, как *физика природных вод* (или *гидрофизика*), *химия природных вод* (или *гидрохимия*), *биология природных вод* (или *гидробиология*).

Общая гидрология по объектам исследования подразделяется на три большие части: *гидрологию морей* (синоним — *физическая океанология*), занимающуюся изучением океанов и морей; *гидрологию суши*, или точнее *гидрологию поверхностных вод суши* (часто назы-

ваемую просто гидрологией), изучающую водные объекты суши — реки, озера, водохранилища, болота, ледники; *гидрологию подземных вод*, изучающую воды, находящиеся в свободном состоянии в верхней части земной коры.

Гидрология суши, в свою очередь, по объектам исследования подразделяется на *гидрологию рек* (устаревшее название — *потамология*), *гидрологию озер* (иногда называемую также лимнологией или озероведением), *гидрологию болот* и *гидрологию ледников*.

Болота как физико-географические объекты (геоморфологические, биологические, а также и гидрологические процессы в болотах) изучает также комплексная наука «*болотоведение*». Гидрология болот поэтому может считаться одновременно частью гидрологии суши и болотоведения. То же касается ледников. Как природные объекты их изучает раздел физической географии, называемый «*гляциологией*», включающий помимо гидрологических также геологические, геоморфологические, климатические и другие исследования. Поэтому гидрологию ледников можно одновременно считать и частью гидрологии суши, и частью гляциологии. Гидрологию подземных вод иногда отождествляют с самостоятельной наукой «*гидрогеологией*» — разделом геологии. Однако гидрогеология включает многие вопросы, не относящиеся непосредственно к гидрологии (например, поиск и добыча подземных вод). Поэтому гидрология подземных вод также может считаться как частью гидрологии, так и частью гидрогеологии.

В последнее время в качестве самостоятельных разделов гидрологии стали выделять *гидрологию водохранилищ*, сочетающую методы гидрологии рек и гидрологии озер, а также *гидрологию морских устьев рек*, пограничную между океанологией и гидрологией рек.

Отдельные разделы, выделяемые в гидрологии по направленности и методам исследований, так же, как и общая гидрология, допускают подразделение по объектам изучения. Так, в рамках региональной гидрологии (гидрографии) можно выделить *региональную океанологию*, *гидрографию рек*, *гидрографию озер* и т.д. Прикладная гидрология также может быть подразделена на *прикладную океанологию* (например, промысловую) и *инженерную гидрологию суши*. Прикладную (инженерную) гидрологию суши, в свою очередь, иногда подразделяют на самостоятельные разделы применительно и к рекам, и к озерам — *гидрологические расчеты* и *гидрологические прогнозы*. Гидрометрия также может относиться и к морям, и к рекам, и к озерам. В специальных разделах гидрологии могут быть выделены подразделы, относящиеся к водным объектам разных типов, например *физика океана*, *химия океана*; комплекс дисциплин, имеющих отношение к физике речного потока, — *динамика русловых потоков*, *теория русловых процессов*; а также *гидрофизика рек*, *гидрофизика озер*; *гидрохимия рек*, *гидрохимия озер*; *биология океана*, *гидробиология рек* и т.д. Специальные разделы гидрологии входят одновременно разделами в физику, химию, биологию.

Необходимо обратить внимание на то, что устоявшейся и общепринятой классификации разделов гидрологии как науки пока не существует, поэтому в различных пособиях можно встретить довольно существенные различия в названиях и толковании содержания отдельных разделов гидрологии.

Общая гидрология, ее предмет, задачи и связь с другими науками. *Предмет общей гидрологии как науки — природные воды Земли и процессы, в них происходящие при взаимодействии с атмосферой, литосферой и биосферой и с учетом влияния хозяйственной деятельности.* Термин «общая» указывает на то, что рассматриваются наиболее общие (не узкоспециальные и не региональные) вопросы гидрологии и что речь идет о всех водных объектах Земли, включая реки, озера, водохранилища, болота, ледники, подземные воды, океаны и моря.

Задача общей гидрологии состоит в рассмотрении основных и наиболее общих закономерностей процессов в водных объектах, выявлении их взаимосвязей с процессами, протекающими в атмосфере, литосфере и биосфере. Особое значение при этом имеет установление закономерностей круговорота воды на земном шаре, географического распределения различных гидрологических характеристик в глобальном масштабе и рассмотрение гидрологических процессов как важнейшего фактора в жизни географической оболочки Земли.

Общая гидрология как часть комплексной науки — гидрологии — прежде всего тесно связана с другими ее разделами — региональной гидрологией (гидрографией), прикладной (инженерной) гидрологией, гидрометрией, специальными разделами гидрологии. Перечисленные крупные разделы гидрологии, т.е. науки так называемого гидрологического цикла, не могут полноценно существовать без взаимодействия, взаимного проникновения и обогащения. Так, например, общие законы гидрологии нельзя познать без изучения конкретных водных объектов (региональная гидрология) и наоборот. Многие общие законы гидрологии установлены с помощью специальных разделов гидрологии — физики, химии, биологии природных вод. Без гидрометрии невозможно изучение любых водных объектов. Прикладная гидрология широко использует законы, установленные общей гидрологией и специальными разделами гидрологии и т.д.

Общая гидрология (и гидрология в целом), изучающая природные воды, относится к наукам *географическим* и тесно связана с другими географическими науками — метеорологией и климатологией, геоморфологией, гляциологией, картографией и т.д. Эта связь отражает объективно существующее **единство природы**, проявляющееся во взаимосвязи и взаимодействии всех компонентов природной среды, а вода, как отмечалось выше, — один из ведущих ее элементов. Но связь вод и других компонентов природной среды обоюдная. Поэтому и соответствующие науки тесно взаимосвязаны.

Так, с одной стороны, метеорология и климатология позволяют объяснить многие гидрологические явления (дождевые паводки, накопление льда в ледниках, ветровые течения в морях и т.д.), но, с другой стороны, и гидрология помогает метеорологам и климатологам изучать процессы в атмосфере как результат взаимодействия с водными объектами (обмен водой, теплом и т.д.). Точно так же тесно взаимодействуют гидрология и геоморфология, например, при изучении формирования речных русел, оврагов, морских берегов и т.д. О связи гидрологии и гляциологии уже говорилось выше.

Связана общая гидрология (и гидрология в целом) и с другими естественными науками — *геологией, биологией, почвоведением, геохимией*. Гидрология (и общая гидрология, в частности) не может продуктивно развиваться без опоры на фундаментальные науки — *физику, химию, математику*.

К гидрологии тесно примыкают разделы физики: гидрофизика, гидромеханика и гидравлика, термодинамика. Многие гидрологические закономерности, как будет показано в гл. 2, имеют в своей основе строгие физические законы и поэтому без использования достижений соответствующих разделов физики познаны быть не могут. Гидрохимия как раздел гидрологии широко использует законы взаимодействия химических веществ и методы химического анализа их состава. Таким образом, общая гидрология связана с физикой и химией через специальные разделы гидрологии.

Использование математики в гидрологии идет в двух направлениях. Во-первых, широко применяются методы математической обработки материалов наблюдений с использованием математической статистики. Во-вторых, применение физических законов в гидрологии требует строгих формулировок, использования методов математического моделирования.

Связана гидрология и с такой сферой деятельности человека, как *техника*. Гидрология широко использует достижения техники при проведении измерений и наблюдений, обработки их результатов; гидрометрия имеет дело с разнообразной измерительной техникой, иногда весьма сложной. При обработке данных наблюдений, их анализе, различных расчетах, математическом моделировании широко используется электронно-вычислительная техника. В то же время развитие некоторых областей техники (гидротехнического строительства на реках и морях, мелиоративных и других мероприятий и т.п.) не может обойтись без использования гидрологических знаний.

5. МЕТОДЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Современная гидрология располагает большим арсеналом взаимодополняющих друг друга методов познания гидрологических процессов.

Важнейшее место в гидрологии занимают *методы полевых исследований*. Исторически это был первый способ познания законов

природы, но и в наши дни без использования или учета результатов полевых работ не обходится ни одно гидрологическое исследование. *Полевые исследования подразделяют на экспедиционные и стационарные.* Первые из них заключаются в проведении относительно кратковременных (от нескольких дней до нескольких лет) экспедиций на водных объектах (в океане, на леднике, реке, озере). Вторые состоят в проведении длительных (обычно многолетних) наблюдений в отдельных местах водных объектов — на специальных гидрологических станциях и постах. Обычно при гидрологических исследованиях сочетают экспедиционный и стационарный методы. В последнее время стали широко применяться так называемые *нетрадиционные методы — дистанционные измерения с помощью локаторов, аэрокосмические съемки и наблюдения, автономные регистрирующие системы (автоматические гидрологические посты на реках, буйковые станции в океанах).*

Широко использует гидрология и *методы экспериментальных исследований.* Различают эксперименты в лаборатории и эксперименты в природе. В первом случае на специальных лабораторных установках проводят эксперименты в условиях, полностью контролируемых экспериментатором. Так, в лабораториях изучаются различные режимы движения воды и наносов, размывы речного русла, гидрохимические процессы и т.д. Во втором — наблюдения проводятся на небольших участках природных объектов, специально выбранных для детальных исследований. Человек не в состоянии регулировать проявление природных процессов, но благодаря специальному выбору ряда внешних условий (например, характера почвы, растительности, крутизны склонов и т.д.), применению специального оборудования и особых методов (включая изотопные) и тщательным наблюдениям можно создать условия для исследований, невозможных при обычных полевых работах. Так, в гидрологии для изучения отдельных вопросов проводят наблюдения на так называемых «экспериментальных площадках» на склонах, «экспериментальных водосборах», «полигонах» в океане и т.д.

Установить связи между различными гидрологическими характеристиками или между ними и другими определяющими факторами (например, высотой местности, осадками, скоростью ветра) в конкретных природных условиях, а также оценить вероятность наступления того или иного гидрологического явления помогают *эмпирические и статистические методы*, использующие современные приемы обработки данных наблюдений и математической статистики.

И наконец, завершающим этапом исследований во многих случаях становятся теоретические обобщения и анализ. *Теоретические методы* в гидрологии базируются, с одной стороны, на законах физики, а с другой — на географических закономерностях пространственно-временных изменений гидрологических характеристик. Среди этих методов в последнее время на первый план выходят *методы математического и имитационного моделирования, системного ана-*

лиза, гидролого-географических обобщений, включая гидрологическое районирование и картографирование.

6. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ ВОД И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГИДРОЛОГИИ

Природные воды давно и интенсивно используются человеком. В социальном и экономическом развитии многих стран мира водные ресурсы играли и играют весьма важную роль.

Велико значение использования природных вод и в развитии народного хозяйства нашей страны, и оно с каждым годом расширяется.

По характеру использования вод все современные отрасли народного хозяйства обычно подразделяют на водопотребителей и водопользователей. Водопотребители — это те отрасли, которые изымают воду из ее естественных источников (водотоков, водоемов, водоносных пластов и т.д.), потребляют ее для выработки промышленной или сельскохозяйственной продукции и для бытовых нужд населения и возвращают в источники в другом месте, в меньшем количестве и часто худшего качества. К отраслям-водопотребителям относятся: промышленность, тепловая и атомная энергетика, сельское хозяйство, коммунальное хозяйство, которые используют воду для промышленного, коммунально-бытового и сельскохозяйственного водоснабжения, а также орошения и обводнения земель. Водопользователи — это те отрасли, которые не изымают воду из источников и используют не саму воду, а ее энергию или используют воду как среду или элемент ландшафта. К отраслям-водопользователям относятся: гидроэнергетика, водный транспорт, рыбное хозяйство, а также такие виды человеческой деятельности, как отдых на воде, водный туризм, водные виды спорта и др.

Водные ресурсы во всех странах мира стараются использовать рационально, т.е. с наибольшим эффектом и наименьшими потерями, комплексно. Одновременно принимаются и меры по охране вод.

В СССР приняты «Основы водного законодательства Союза ССР и союзных республик» с целью обеспечения рационального использования вод для нужд населения и народного хозяйства, охраны вод от загрязнения, засорения и истощения, предупреждения вредного воздействия вод, улучшения состояния водных объектов. В этом документе отмечено, что в соответствии с Конституцией СССР воды в нашей стране — **это государственная собственность** и предоставляются они только в пользование. В единый государственный водный фонд входят все воды (водные объекты) СССР — реки, озера, водохранилища, каналы, пруды, другие поверхностные водоемы и водные источники; внутренние моря и территориальные воды СССР; подземные воды; ледники.

Основами водного законодательства предусмотрены права и обязанности различных водопотребителей и водопользователей, меры по

рациональному использованию и охране вод. Для учета вод по количественным и качественным показателям, регистрации водопользователей, а также для учета использования вод учреждены Государственный контроль за использованием вод и Государственный водный кадастр.

В нашей стране в последнее время принимаются энергичные меры по рациональному использованию и охране водных ресурсов. Разрабатываются мероприятия по охране речных и морских бассейнов, например бассейнов рек Волги, Дона, морей Балтийского, Черного и Азовского, Арктического бассейна, озер Байкал, Онежское, Ладожское и др.

Наиболее остро стоит проблема резкого сокращения непроизводительного и бесхозяйственного потребления вод. В связи с этим в самые ближайшие годы предусмотрено осуществить комплекс неотложных мер по экономному и рациональному использованию водных ресурсов и охране бассейнов рек, озер и других источников от загрязнения и истощения. В промышленности предстоит резко нарастить объемы оборотного водоснабжения, внедрить безводные и маловодные технологические процессы и тем самым сократить удельный расход воды на единицу продукции. В сельском хозяйстве необходимо значительно сократить непроизводительное расходование воды в орошаемой земледелии, проводить комплексную реконструкцию действующих оросительных систем, сократить удельный расход воды на гектар орошаемых земель. В коммунальном хозяйстве предстоит повысить технический уровень эксплуатации систем водоснабжения и реконструировать их, сократить удельный расход воды на коммунальные нужды. Контроль за состоянием водопотребления в стране и его соответствием общим задачам охраны поверхностных и подземных вод возложен на созданный в 1988 г. Государственный комитет СССР по охране природы.

Независимо от того, идет ли речь о водопотребителях или водопользователях, эксплуатация водных ресурсов, оценка возможности и эффективности их использования невозможны без научных исследований. В рациональном освоении водных ресурсов важная роль принадлежит гидрологии.

Гидрологи обеспечивают водопотребителей и водопользователей данными о количестве и качестве воды, о пространственно-временных изменениях гидрологических характеристик. Промышленность и коммунальное хозяйство заинтересованы в оценке как количества, так и качества потребляемой воды, орошаемое земледелие — в данных о режиме источника, из которого осуществляется водозабор. Водный транспорт нуждается в сведениях о режиме водных объектов (уровнях воды, глубинах, волнении, течениях), гидроэнергетика — в данных о современном и ожидаемом режиме речного стока, рыбное хозяйство — в сведениях о физико-химических характеристиках воды (температуре, солености, содержании кислорода). Любое при-

брежное строительство нуждается в данных об уровнях воды, волнении, ледовых явлениях.

Гидрологические исследования необходимы не только для удовлетворения запросов водопотребителей и водопользователей. Велика роль их и в решении таких проблем, как защита населенных пунктов и земель от наводнений, причем не только на реках, но и в приморских районах, как прогнозы погоды и состояния водных объектов (долгосрочные прогнозы погоды невозможны без учета динамических и тепловых процессов в океанах, а прогнозы режима рек — конкретная задача одного из разделов гидрологии), как защита водных объектов от истощения и загрязнения (гидрологи участвуют в контроле состояния водных объектов, предупреждают о нежелательных изменениях их режима и качества воды, принимают участие в разработке природоохранных мероприятий) и т.д.

7. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ ИСТОРИИ ГИДРОЛОГИИ

Развитие гидрологических знаний всегда стимулировалось практическими потребностями. Первые примитивные гидрологические наблюдения люди стали проводить еще в глубокой древности. Вместе с тем гидрология как самостоятельная наука еще очень молода. Это кажущееся противоречие объясняется тем, что действительно активное использование водных ресурсов, потребовавшее прогресса в гидрологических знаниях, началось всего 50—80 лет тому назад. И большинство крупных достижений в гидрологии было сделано совсем недавно, причем именно для решения конкретных и важных в народнохозяйственном отношении проблем.

История гидрологии суши. В глубокой древности жизнь человека вблизи воды, особенно если эта вода использовалась им для орошения полей, во многом зависела от режима водных объектов. Человек вынужден был следить за этим режимом, вести наблюдения. К числу самых ранних гидрологических наблюдений относятся наблюдения древних египтян за колебаниями уровня воды на Ниле с помощью «ниломеров» — первых гидрологических постов.

Вместе с развитием начал других наук в Древней Греции возникли и некоторые гидрологические представления. Древнегреческому философу Фалесу принадлежит утверждение, что в основе всех явлений находится вода. Гидрологические явления вызывали большой интерес древнегреческого историка и путешественника Геродота. Ему принадлежат первые исследования древнего Нила и Дуная (Истра). К воде проявляли интерес и другие мыслители Древней Греции — Платон и Аристотель (они задумались о происхождении рек и источников).

Вклад в развитие гидрологических знаний внесли древнеримские мыслители. Витрувий интересовался поиском подземных вод, Герон Александрийский первый предположил, что расход воды равен произведению площади поперечного сечения потока на скорость тече

ния. О познаниях древних римлян в гидрологии и гидротехнике свидетельствуют и акведуки — водопроводы Рима — удивительные сооружения древности.

Новый толчок в развитии гидрологических знаний приходится на эпоху Возрождения. Леонардо да Винчи (1452—1519) одним из первых нашел правильное толкование происхождения рек, отметив роль и дождевых, и подземных вод. Леонардо да Винчи провел первые наблюдения за динамикой водного потока и может считаться основоположником речной гидравлики.

Дальнейший прогресс гидрологических знаний приходится на XVII в. Гидрологическими явлениями интересовался Декарт. Первые количественные оценки в гидрологии принадлежат Пьеру Перро (брату более известного Шарля Перро, автора волшебных сказок). Он рассчитал, что дождевой воды вполне достаточно для поддержания стока рек. Подобные вычисления продолжил и развил Мариотт. Оценку роли испарения в гидрологических процессах впервые сделал астроном Галлей, друг и соратник Ньютона. Галлей первый дал четкое представление о круговороте воды в природе и его приближенную количественную оценку.

XVIII и XIX века ознаменовались быстрым развитием гидравлики. Здесь необходимо упомянуть французов Пито, Шези, Дарси, шведа Даниила Бернулли (члена Петербургской академии), ирландца Маннинга. Достижения в области гидравлики предопределили в последующем прогресс и в различных разделах гидрологии.

Начало гидрологических наблюдений в России относится к XV—XVI вв.: в записях русских летописцев сохранились сведения о наводнениях, паводках, замерзании и вскрытии рек. Много данных о реках и озерах приведено в «Книге Большому чертежу» — приложении к одной из первых карт России (1552). В 1773 г. эти сведения были переизданы Н. И. Новиковым под заглавием «Древняя Российская Идрография, содержащая описание Московского государства рек, протоков, озер, кладезей и какие по ним города и урочища и на каком они расстоянии».

В XVII в. начались наблюдения за уровнем воды на р. Москве. При Петре I проводились первые гидрологические изыскания на Дону, Оке, Волге для их судоходного использования. В 1715 г. были организованы постоянные наблюдения за режимом р. Невы у Петропавловской крепости. В изучение рек заметный вклад внесли русские землепроходцы и географы XVIII в.

В XIX в. изыскания, связанные с улучшением судоходных условий на реках России, были расширены. Крупные гидрографические работы на реках провела созданная в 1875 г. при Министерстве путей сообщения навигационно-описная комиссия. В 1881 г. были впервые опубликованы данные наблюдений за уровнем воды на реках.

Ценные материалы по гидрографии дали экспедиции П. П. Семёнова-Тян-Шанского, Н. М. Пржевальского. В конце XIX в. в России

вышли крупные обобщающие работы известных естествоиспытателей В. М. Лохтина, Н. С. Лелявского, В. В. Докучаева, А. И. Воейкова, заложившие основы учения о реках.

Широкое развитие гидрологических изысканий и исследований в нашей стране началось после Великой Октябрьской социалистической революции. Эти исследования были направлены на комплексное и планомерное использование водных ресурсов страны (не только для судоходства, но и для гидроэнергетики и орошения). В 1919 г. был создан Российский гидрологический институт, который в 1926 г. преобразуется в ныне существующий Государственный гидрологический институт. По инициативе В. И. Ленина в 1920 г. был принят исторический план электрификации России (план ГОЭЛРО), выполнение которого потребовало проведения широких гидрологических исследований.

В 1929 г. был учрежден Гидрометеорологический комитет при Совете Народных Комиссаров СССР, на который возлагалось проведение гидрологических наблюдений и исследований. В 1933 г. этот комитет был преобразован в Центральное управление Единой гидрометеорологической службы СССР (ЦУЕГМС), а в 1936 г. — в Главное управление гидрометеорологической службы (ГУГМС) при Совете Министров СССР. В 1931 г. в нашей стране начались работы по составлению «Водного кадастра СССР» — систематизированных сведений о режиме рек, озер, морей, ледников, подземных вод. В предвоенный период усилиями крупных ученых В. Г. Глушкова, Д. И. Кочерина, М. А. Великанова, Б. В. Полякова, Е. В. Близняка и многих других были разработаны теоретические основы гидрологии суши. Таким образом, гидрология суши как самостоятельная наука оформилась в Советском Союзе в 20—30-е годы нашего столетия.

В послевоенные годы восстановление и дальнейшее развитие народного хозяйства страны потребовали существенного расширения гидрологических изысканий и исследований. Ведутся гидрологические работы для крупного гидроэнергетического строительства на Днепре и Волге, мелиоративных мероприятий на юге европейской территории Союза и в Средней Азии, улучшения судоходных условий на Волге и сибирских реках. В это время помимо перечисленных выше ученых крупный вклад в развитие гидрологии суши внесли Б. А. Аполлов, Б. Д. Зайков, П. С. Кузин, Л. К. Давыдов, Г. В. Лопатин, А. В. Огиевский, Д. Л. Соколовский, Г. П. Калинин, М. И. Львович и др.

Исследования озер проводились Д. А. Анучиным, Л. С. Бергом, Г. Ю. Верещагиным, Л. Л. Россолимо, Б. Б. Богословским, А. И. Тихомировым и др. Ледники изучали С. В. Калесник, Г. К. Тушинский, В. М. Котляков и др. Режим подземных вод изучался А. Ф. Лебедевым, О. К. Ланге, Б. И. Куделиным, О. В. Поповым и др. В исследовании водного режима болот большой вклад внесли А. Д. Дубах, К. Е. Иванов и др.

В 1979 г. Главное управление гидрометеорологической службы

преобразовано в Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, а в 1988 г. — в Государственный комитет СССР по гидрометеорологии, а затем в Министерство природопользования и охраны окружающей среды. Ведутся крупные гидрологические исследования по всей территории Советского Союза. Заметными вехами в развитии гидрологии суши были пять Всесоюзных гидрологических съездов (1924, 1928, 1957, 1973 и 1986).

В 60-е годы значительный импульс получило международное сотрудничество в области гидрологии суши. Большой вклад в развитие гидрологии внесло Международное гидрологическое десятилетие (МГД), учрежденное ЮНЕСКО на 1965—1974 гг. С 1975 г. осуществляется постоянно действующая Международная гидрологическая программа (МГП), в которой активно участвуют ученые-гидрологи нашей страны из различных учреждений (Государственного гидрологического института, Института водных проблем, Института географии и Института озероведения АН СССР, Московского, Ленинградского университетов и др.). Важным вкладом советских ученых-гидрологов в МГП стал капитальный труд «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» (1974).

С 1978 г. в СССР введен Государственный водный кадастр (ГВК), представляющий собой систематизированный, постоянно пополняемый и уточняемый свод сведений о водных объектах, составляющих единый государственный водный фонд, о режиме, качестве и использовании вод. ГВК состоит из трех разделов: 1) поверхностные воды (реки и каналы; озера и водохранилища; качество вод суши; селевые потоки; ледники; моря и морские устья рек); 2) подземные воды; 3) использование вод.

Данные ГВК систематизируются и издаются по территориям союзных республик, бассейнов рек и озер. Данные ГВК подразделяются на архивные материалы (книжки наблюдений, таблицы и др.); долговременные технические носители информации (микрофильмы, магнитные ленты); публикуемые материалы (каталоги водных и водохозяйственных объектов, ежегодные и многолетние данные о режиме и др.). «Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши» служат продолжением издававшихся до 1978 г. «Гидрологических ежегодников» и «Материалов наблюдений на озерах и водохранилищах». В рамках Государственного водного кадастра в настоящее время в СССР создаются банк данных о водных ресурсах и автоматизированная информационная система (АИС ГВК).

В комплексе мер, осуществляемых в СССР по защите водных ресурсов от истощения и загрязнения, особая роль принадлежит введенной в 70-х годах системе мониторинга качества поверхностных вод. Такой мониторинг осуществляет Государственная служба наблюдений и контроля за загрязнением объектов природной среды (ГСНК).

История гидрологии морей (океанологии). Начальные сведения о морях и океанах получили первые мореплаватели на Земле — финикийцы, шумеры, египтяне, позже греки и римляне. Однако более

систематические океанографические наблюдения в океанах связаны с эпохой Великих географических открытий XV и XVI вв. (с экспедициями Колумба, Магеллана и др.).

В XVIII—XIX вв. были проведены первые специальные экспедиции В. Беринга, Г. И. Чирикова, Х. П. Лаптева, С. И. Челюскина, Дж. Кука, И. Ф. Крузенштерна и Ю. Ф. Лисянского, Ф. Ф. Беллинсгаузена и М. П. Лазарева, О. Е. Коцебу и Э. Х. Ленца, Ф. П. Литке и многих других. Благодаря этим экспедициям уточнялась карта Мирового океана и накапливались сведения о свойствах его вод.

Первой в полном смысле научной океанологической экспедицией считают кругосветную экспедицию на английском корвете «Челленджер» в 1872—1876 гг., когда были проведены исследования по всему океанологическому комплексу в Мировом океане: по физике, химии, геологии и биологии.

В дальнейшем крупный вклад в развитие океанологии внесли С. О. Макаров, В. Бьеркнес, В. Экман, М. Кнудсен, Ф. Нансен. Авторами одних из первых обобщающих научных трудов по океанологии были в Германии О. Крюммель, в России И. Б. Шпидлер и Ю. М. Шокальский.

В годы советской власти морские гидрологические исследования расширились, особенно в связи с освоением Северного Ледовитого океана и Северного морского пути. В 1921 г. по декрету, подписанному В. И. Лениным, было создано первое советское научное океанологическое учреждение — Плавающий морской научный институт (Плаводморин).

Крупный вклад в становление советской океанологии, которое также можно отнести к 20—30-м годам нашего столетия, внесли Н. М. Книпович, Ю. М. Шокальский, В. Ю. Визе, Н. Н. Зубов, В. Б. Штокман, В. В. Шулейкин.

В последнее время целенаправленные океанологические исследования в нашей стране ведут Институт океанологии АН СССР (ИОАН), Морской гидрофизический институт АН УССР, Государственный океанографический институт (ГОИН), Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ААНИИ), Всесоюзный научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО) и др.

Проведены и проводятся крупные океанологические экспедиции во всех океанах и во многих морях. Систематические исследования полярного района ведут научно-исследовательские дрейфующие на льду станции «Северный Полюс» (первая из них под руководством И. Д. Папанина работала еще в 1937—1938 гг.).

Учеными СССР подготовлены и изданы крупные труды в области океанологии: Морской атлас, Атласы океанов, десяти томное издание «Океанология», семитомное издание «География Мирового океана».

Как и в гидрологии суши, в последние 20—30 лет в океанологии широко развернулось международное сотрудничество с активным участием советских ученых. Здесь следует упомянуть Международ-

ный Геофизический год и Год международного геофизического сотрудничества (МГГ—МГС, 1957—1959). Это были согласованные исследования по всем направлениям геофизики, в том числе и по океанологии. Они охватывали весь Мировой океан и проводились силами многих государств, но наиболее интенсивно велись работы кораблями СССР, США, Японии. Опыт такой международной кооперации стал развиваться, появились новые проекты (или программы). Очень крупной была программа изучения глобальных атмосферных процессов (ПИГАП). Большая часть исследований по этой программе проходила на океанах. Громадный материал для познания океана дали исследования на особых полигонах, первым из которых стал западный район северной половины Атлантического океана. Изучение велось на основе советско-американской программы «ПОЛИМОДЕ» на протяжении 1974—1979 годов на девяти кораблях СССР и на девяти — США. В 1986 г. Океанографический институт в Вудс-Холе издал фундаментальный «Атлас Полимоде», который содержит результаты обработки гигантского материала, полученного в результате выполнения программы «ПОЛИМОДЕ». Осуществление международных программ продолжается. Разработана объединенная глобальная система океанографических станций (ОГСОС), появилась программа WOCE (ГЭЦО), посвященная изучению общей циркуляции океана вплоть до 2000 года, есть международные программы по слежению (мониторингу) за загрязнением океана и борьбе с этим загрязнением и др.

Глава 1. ХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПРИРОДНЫХ ВОД

Вода — это простейшее устойчивое в обычных условиях химическое соединение водорода с кислородом. По своей химической природе — это оксид водорода H_2O . В чистом виде вода — вещество бесцветное, не имеющее ни вкуса, ни запаха.

1.1. ВОДА КАК ВЕЩЕСТВО, ЕЕ МОЛЕКУЛЯРНАЯ СТРУКТУРА И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ

Молекула воды несимметрична: три ядра образуют равнобедренный треугольник с двумя ядрами водорода в основании и ядром кислорода в вершине (рис. 1.1).

Атом кислорода в молекуле воды присоединяет к себе два электрона, отнятых от атомов водорода, и тем самым приобретает отрицательный заряд. В свою очередь, оба атома водорода, лишенные электронов, становятся положительно заряженными протонами. Молекула воды поэтому образует электрический диполь.

Полярное строение воды и возникающее в воде электрическое поле обуславливают большую диэлектрическую проницаемость воды — величину, показывающую, во сколько раз силы взаимодействия электрических зарядов уменьшаются в воде по сравнению с силами их взаимодействия в вакууме. Высокая диэлектрическая проницаемость воды предопределяет большую ее ионизирующую способность, т.е. способность расщеплять молекулы других веществ, что обуславливает сильное растворяющее действие воды.

Каждая молекула воды, обладающая двумя положительными и двумя отрицательными зарядами, способна образовать четыре так называемые водородные связи, т.е. соединения положительно заряженного ядра водорода (протона), химически связанного в одной

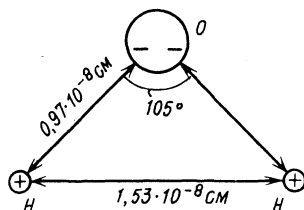


Рис. 1.1. Строение молекулы воды

молекуле с отрицательно заряженным атомом кислорода, принадлежащим другой молекуле.

Молекулярное строение воды изучено еще недостаточно, но большинство исследователей придерживается в настоящее время следующих взглядов на молекулярную структуру воды. Водяной пар состоит преимущественно из мономерных (одиночных) молекул воды, т.е. водородные связи практически не реализуются. В твердом состоянии (лед) строение воды в высокой степени упорядочено. В кристаллах льда молекулы воды составляют гексагональную систему с прочными водородными связями. Такая структура весьма рыхлая и, как иногда говорят, «ажурная». Вода в жидком состоянии занимает промежуточное положение между паром и льдом. В такой воде сохраняются элементы «льдоподобного» молекулярного каркаса, а его пустоты частично заполняются одиночными молекулами. Поэтому «упаковка» молекул в воде, находящейся в жидком состоянии, более плотная, чем у льда, и плавление льда приводит не к уменьшению, а к «аномальному» увеличению плотности.

Переход от полностью упорядоченной рыхлой молекулярной структуры, свойственной льду, к более плотной структуре, свойственной воде в жидком состоянии, не происходит мгновенно в процессе плавления льда, а продолжается и в жидкой воде. При повышении температуры наряду с упомянутым уплотнением «упаковки» молекул происходит и свойственное всем веществам увеличение объема воды вследствие роста интенсивности теплового движения молекул. В диапазоне повышения температуры от 0 до 4° С преобладает процесс уплотнения воды, при температуре выше 4° С — тепловое расширение. Поэтому вода обладает «аномальным» свойством — наибольшей плотностью не при температуре плавления, а при 4° С.

Присущие воде водородные связи примерно в десять раз прочнее, чем связи, обусловленные межмолекулярными взаимодействиями, характерными для большинства других жидкостей. Поэтому для преодоления этих связей при плавлении, испарении и нагревании воды необходимо гораздо больше энергии, чем в случае других жидкостей. Это определяют ряд «аномалий» тепловых свойств воды.

Водород и кислород имеют несколько природных изотопов: ^1H («обычный» водород), ^2H , или D («тяжелый» водород, или дейтерий), ^3H , или T (радиоактивный «сверхтяжелый» водород, или тритий), ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O . Поэтому и сама вода имеет переменный изотопный состав. Природная вода — это смесь вод разного изотопного состава. Наиболее распространена вода, состоящая из изотопов ^1H и ^{16}O , доля других изотопных видов воды ничтожна — менее 0,27%. Воду с изотопным составом $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ называют «обычной» водой и обозначают просто H_2O , остальные виды воды (кроме $^3\text{H}_2\text{O}$) называют «тяжелой» водой. Иногда «тяжелой» водой считают лишь дейтериевую воду $^2\text{H}_2\text{O}$ (или D_2O). Вода с изотопным составом $^3\text{H}_2\text{O}$ (или T_2O) — так называемая «сверхтяжелая» вода. Ее на Земле находится всего 13—20 кг. Приведенные в дальнейшем сведения относятся только к «обычной» воде.

1.2. ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОДЫ. ВОДА КАК РАСТВОРИТЕЛЬ

Вода — слабый электролит, диссоциирующий по уравнению



Уравнение (1.1) характеризует так называемое *ионное равновесие воды*. Состояние ионного равновесия природных вод отражает *водородный показатель рН*, который представляет собой *логарифм концентрации водородных ионов (моль/л)*, взятый с обратным знаком: $\text{pH} = -\lg [\text{H}^+]$.

Величина рН характеризует кислотную или щелочную реакцию воды. При заданной температуре соблюдается условие постоянства ионного произведения воды: $[\text{OH}^-] \cdot [\text{H}^+] = K_w = \text{const}$. При температуре от 0 до 50° С $K_w \sim 10^{-14}$. При отсутствии примесей $[\text{H}^+] = [\text{OH}^-]$, поэтому в этих условиях $[\text{H}^+] = [\text{OH}^-] = 10^{-7}$. Величина $\text{pH} = 7$ характеризует нейтральную, $\text{pH} > 7$ — щелочную, $\text{pH} < 7$ — кислую реакцию воды.

Благодаря особенностям своего молекулярного строения вода обладает свойством хорошо растворять различные химические соединения. Природная вода представляет собой *слабый раствор*. Суммарное содержание в воде растворенных неорганических веществ (концентрация солей) выражают либо в виде *минерализации* M (мг/л, г/л), либо в относительных единицах (% , ‰). *Содержание растворенных в воде веществ в г/кг или в промилле (‰), называется соленостью воды (S‰)*. Численные величины минерализации M и солености ($S‰$) воды для не очень насыщенных растворов обычно соотносятся как $M \text{ мг/л} \sim 0,001 S‰$.

По содержанию солей (минерализации или солености) природные воды подразделяют на четыре группы: пресные — менее 1‰, солоноватые — 1 — 25‰, соленые (морской солености) — 25 — 50‰, высокосолёные (рассолы) — свыше 50‰.

Границы между группами выделены по следующим соображениям: 1‰ — это верхний предел солёности питьевой воды, 25‰ (точнее 24,7‰) — солёность, при которой температура наибольшей плотности и температура замерзания воды совпадают. В морях солёность воды выше 50‰, как правило, не наблюдается.

Минерализация природных вод разного типа может изменяться в довольно широких пределах: от 0,01 г/л в атмосферных осадках до 600 г/л в рассолах.

К числу главных **ионов солей**, находящихся в природных водах, относятся отрицательно заряженные ионы (анионы) — HCO_3^- — гидрокарбонатный, SO_4^{2-} — сульфатный, Cl^- — хлоридный и положительно заряженные ионы (катионы) — кальция Ca^{2+} , магния Mg^{2+} , натрия Na^+ и калия K^+ .

Все природные воды делятся по преобладающему аниону на три класса: гидрокарбонатный, сульфатный и хлоридный; по преобладающему катиону на три группы: кальциевую, магниевую, натриевую.

Природные воды различного происхождения обычно имеют и раз-

личный солевой состав и относятся соответственно к разным классам и группам. Обнаружена связь солевого состава природных вод с их минерализацией или соленостью (рис. 1. 2): в пресных водах преобладают ионы H_3SiO_4^- , HCO_3^- , Ca^{2+} ; в солоноватых — SO_4^{2-} , Na^+ ; в соленых — Cl^- , Na^+ .

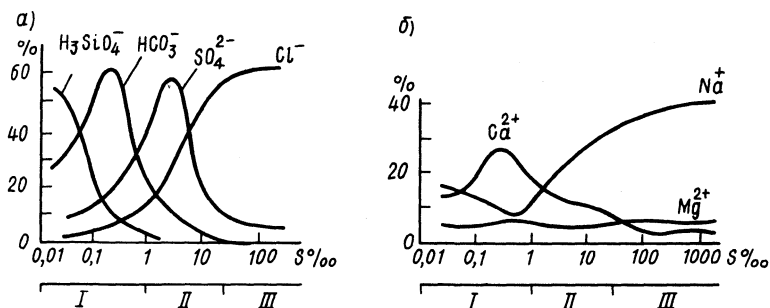


Рис. 1.2. Зависимость содержания главных анионов *а* и катионов *б* в солевом составе природных вод (в %) от минерализации (солености) воды по М. Г. Валяшко:

воды: *I* — пресные, *II* — солоноватые, *III* — соленые

Речные воды, как правило, относятся к гидрокарбонатному классу и кальциевой группе. Подземные воды нередко относятся к сульфатному классу и магниевой группе. Воды океанов и морей принадлежат к хлоридному классу и натриевой группе.

Сумма концентрации наиболее распространенных двухвалентных катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} называется общей жесткостью воды. Повышенная жесткость обусловлена растворением в воде горных пород, содержащих карбонаты и сульфаты кальция и магния.

Газы хорошо растворяются в воде, если способны вступать с ней в химические связи (аммиак NH_3 , сероводород H_2S , сернистый газ SO_2 , диоксид углерода, или углекислый газ CO_2 , и др.). Прочие газы мало растворимы в воде. При понижении давления, повышении температуры и увеличении солености растворимость газов в воде уменьшается.

Наиболее распространенные газы, растворенные в природных водах, — это кислород O_2 , азот N_2 , диоксид углерода CO_2 , сероводород H_2S . Источниками поступления газов в воду служат атмосфера (в основном для O_2 , N_2 , CO_2), жизнедеятельность растений (O_2), разложение органического вещества (CO_2 , CH_4 , H_2S).

На практике нередко пользуются относительной характеристикой содержания в воде растворенных газов — *процентом насыщения A* , который равен $A = (\Phi/P) \cdot 100\%$, где Φ — фактическое содержание газа, P — равновесная концентрация в воде при данной температуре. Если фактическое содержание газа в воде больше равновесной концентрации и величина $A > 100\%$, то происходит выделение газа

в атмосферу. Если вода не насыщена газом и $A < 100\%$, то происходит поглощение водой газа из атмосферы.

Важные особенности природных вод определяются содержанием в них угольной кислоты H_2CO_3 и ее форм — ионов HCO_3^- и CO_3^{2-} , а также диоксида углерода CO_2 . Перечисленные вещества находятся в воде в состоянии так называемого *карбонатного равновесия*:



Добавление ионов водорода H^+ (сильной кислоты) смещает карбонатное равновесие **влево** (в сторону кислой реакции) и переводит карбонаты (CO_3^{2-}) и бикарбонаты (HCO_3^-) в угольную кислоту (H_2CO_3) и диоксид углерода (CO_2). Добавление же ионов гидроксида OH^- (сильного основания) влечет за собой уменьшение концентрации ионов H^+ и смещает карбонатное равновесие **вправо**, в сторону образования карбонатов и бикарбонатов (и щелочной реакции).

Соотношение различных форм угольной кислоты в воде и прежде всего растворенного CO_2 и иона HCO_3^- — главный фактор, определяющий величину рН. Уменьшение содержания в воде диоксида углерода CO_2 вследствие его выделения в атмосферу или в результате фотосинтеза влечет за собой повышение величины рН, превращение угольной кислоты в бикарбонаты и бикарбонатов в карбонаты. Растворение уголекислых солей кальция и магния также ведет к увеличению рН. Наоборот, увеличение содержания в воде CO_2 вследствие поступления из атмосферы, дыхания организмов и окисления органических веществ сопровождается превращением карбонатов в бикарбонаты и уменьшением рН. Осаждение карбонатов вызывает превращение бикарбонатов в диоксид углерода и также уменьшает рН.

По О. А. Алекину, величина рН составляет: в рудничных водах менее 4,5, в водах болот 4,5—6, в подземных водах 5,5—7,2, в реках и озерах 6,8—8,5, в океанах 7,8—8,3, в соленых озерах обычно более 8,5.

К числу так называемых **биогенных веществ**, растворенных в воде и потребляемых в процессе жизнедеятельности организмов, относятся соединения азота N, фосфора P, кремния Si. Эти вещества поступают в воду из атмосферы, грунтов, а также при разложении сложных органических соединений. Их источником служат также промышленные, сельскохозяйственные и бытовые стоки.

Содержатся в воде и различные растворенные **органические вещества**: углеводы, белки и продукты их разложения, липиды — эфиры жирных кислот, гуминовые вещества и др.

Микроэлементами называют вещества, находящиеся в воде в малых количествах (менее 1 мг/л), или «следах». Многие микроэлементы в очень малых концентрациях необходимы для жизнедеятельности организмов, а в повышенных концентрациях могут стать ядами. К числу наиболее распространенных микроэлементов относятся бром Br, иод I, фтор F, литий Li, барий Ba, так называемые

«тяжелые металлы» — железо Fe, никель Ni, цинк Zn, кобальт Co, медь Cu, кадмий Cd, свинец Pb, ртуть Hg и др.

К микроэлементам в природных водах относятся и радиоактивные вещества как естественного (калий ^{40}K , рубидий ^{87}Rb , уран ^{238}U , радий ^{226}Ra и др.), так и антропогенного (стронций ^{90}Sr , цезий ^{137}Cs и др.) происхождения.

Таким образом, содержащиеся в растворенном состоянии в воде ионы солей, газы, биогенные и органические вещества, микроэлементы различаются как по концентрации, так и по роли в физических, химических и биологических процессах в водной среде.

Особую категорию содержащихся в воде веществ составляют так называемые *загрязнители*, т.е. вещества, оказывающие вредное воздействие на живую природу. Это прежде всего нефтепродукты, ядохимикаты (пестициды, гербициды), удобрения, моющие средства (детергенты), некоторые микроэлементы (очень токсичны тяжелые металлы — ртуть, свинец и кадмий), радиоактивные вещества. Большая часть загрязнителей имеет антропогенное происхождение, хотя существуют и естественные источники загрязнения природных вод.

Особенности химического состава природных вод вместе с некоторыми их физическими свойствами, о которых пойдет речь ниже, часто объединяются в понятие «*качество воды*», при этом обычно имеют в виду пригодность вод для какого-либо использования. Поэтому *качество воды — характеристика состава и свойств воды, определяющая пригодность ее для конкретного водопользования.*

1.3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОДЫ

1.3.1. Агрегатные состояния воды и фазовые переходы

Вода может находиться в трех агрегатных состояниях, или фазах, — твердом (лед), жидком (собственно вода), газообразном (водяной пар). Очень важно, что при реально существующих на Земле диапазонах атмосферного давления и температуры вода может находиться одновременно в разных агрегатных состояниях. В этом отношении вода существенно отличается от других физических веществ, находящихся в естественных условиях преимущественно либо в твердом (минералы, металлы), либо в газообразном (O_2 , N_2 , CO_2 и т.д.) состоянии.

Изменения агрегатного состояния вещества называют фазовыми переходами. В этих случаях свойства вещества (например, плотность) скачкообразно изменяются. Фазовые переходы сопровождаются выделением или поглощением энергии, называемой *теплотой фазового перехода* («скрытой теплотой»).

Зависимость агрегатного состояния воды от давления и температуры выражается *диаграммой состояния воды*, или *фазовой диаграммой* (рис. 1.3).

Кривая *ВВ'О* на рис. 1.3 носит название *кривой плавления*. При переходе через эту кривую слева направо происходит *плавление*

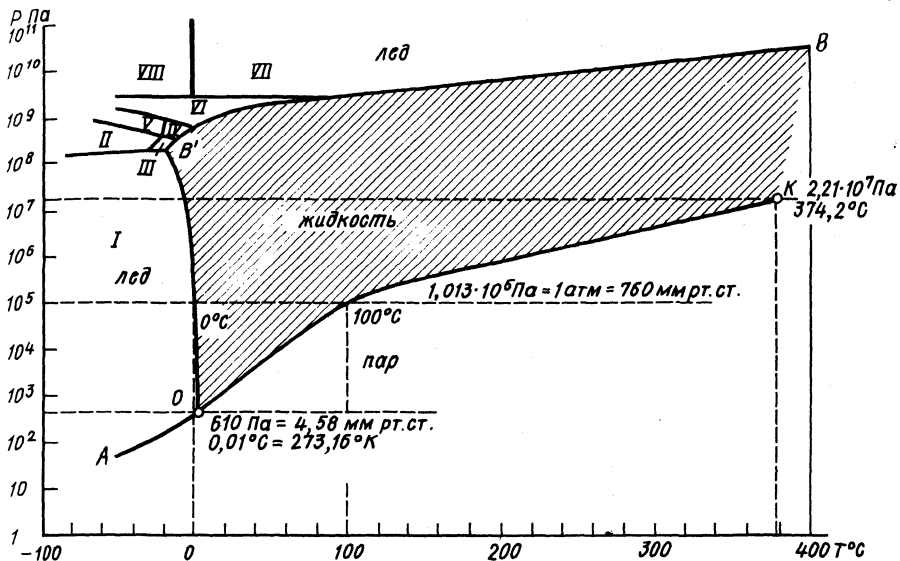


Рис. 1.3. Диаграмма состояния воды:
 I—VIII — различные модификации льда

льда, а справа налево — ледообразование (кристаллизация воды). Кривая ОК называется кривой парообразования. При переходе через эту кривую слева направо наблюдается кипение воды, а справа налево — конденсация водяного пара. Кривая АО носит название кривой сублимации, или кривой возгонки. При пересечении ее слева направо происходит испарение льда (возгонка), а справа налево — конденсация в твердую фазу (или сублимация).

В точке O (так называемой тройной точке, при давлении 610 Па и температуре 0,01° С или 273,16 К) вода одновременно находится во всех трех агрегатных состояниях.

Температура, при которой происходит плавление льда (или кристаллизация воды), называется температурой или точкой плавления $T_{пл}$. Эту температуру можно называть также температурой или точкой замерзания $T_{зам}$.

С поверхности воды, а также льда и снега постоянно отрывается и уносится в воздух некоторое количество молекул, образующих молекулы водяного пара. Одновременно с этим часть молекул водяного пара возвращается обратно на поверхность воды, снега и льда. Если преобладает первый процесс, то идет испарение воды, если второй — конденсация водяного пара. Регулятором направленности и интенсивности этих процессов служит дефицит влажности — разность упругости водяного пара, насыщающего пространство при данных давлении воздуха и температуре поверхности воды (снега, льда), и упругости фактически содержащегося в воздухе водяного

пара, т.е. абсолютной влажности воздуха. Содержание в воздухе насыщенного водяного пара и его упругость увеличиваются с ростом температуры (при нормальном давлении) следующим образом. При температуре 0°C содержание и упругость насыщенного водяного пара равны соответственно $4,856 \text{ г/м}^3$ и $6,1078 \text{ гПа}$, при температуре 20°C — $30,380 \text{ г/м}^3$ и $23,373 \text{ гПа}$, при 40°C — $51,127 \text{ г/м}^3$ и $73,777 \text{ гПа}$.

Испарение с поверхности воды (льда, снега), а также влажной почвы идет при любой температуре и тем интенсивнее, чем больше дефицит влажности. С ростом температуры упругость водяного пара, насыщающего пространство, растет, и испарение ускоряется. К увеличению испарения приводит и возрастание скорости движения воздуха над испаряющей поверхностью (т.е. скорости ветра в природных условиях), усиливающее интенсивность вертикального массо- и теплообмена.

Когда интенсивное испарение охватывает не только свободную поверхность воды, но и ее толщу, где испарение идет с внутренней поверхности образующихся при этом пузырьков, начинается процесс *кипения*. Температура, при которой давление насыщенного водяного пара равно внешнему давлению, называется *температурой* или *точкой кипения* $T_{\text{кип}}$.

При нормальном атмосферном давлении ($1,013 \cdot 10^5 \text{ Па} = 1,013 \text{ бар} = 1 \text{ атм} = 760 \text{ мм рт. ст.}$) точки замерзания воды (плавления льда) и кипения (конденсации) соответствуют по шкале Цельсия 0 и 100° .

Температура замерзания $T_{\text{зам}}$ и температура кипения воды $T_{\text{кип}}$ зависят от давления (см. рис. 1.3). В диапазоне изменения давления от 610 до $1,013 \cdot 10^5 \text{ Па}$ (или 1 атм) температура замерзания немного понижается (от $0,01$ до 0°C), затем при росте давления приблизительно до $6 \cdot 10^7 \text{ Па}$ (600 атм) $T_{\text{зам}}$ падает до -5°C , при увеличении давления до $2,2 \cdot 10^8 \text{ Па}$ ($2\,200 \text{ атм}$) $T_{\text{зам}}$ уменьшается до -22°C . При дальнейшем увеличении давления $T_{\text{зам}}$ начинает быстро возрастать. При очень большом давлении образуются особые «модификации» льда (II—VIII), отличающиеся по своим свойствам от обычного льда (льда I).

При реальном атмосферном давлении на Земле пресная вода замерзает при температуре около 0°C . На максимальных глубинах в океане (около 11 км) давление превышает 10^8 Па , или $1\,000 \text{ атм}$ (увеличение глубины на каждые 10 м увеличивает давление приблизительно на 10^6 Па , или 1 атм). При таком давлении температура замерзания пресной воды была бы около -12°C .

На снижение температуры замерзания воды оказывает влияние ее солёность (рис. 1.4). Увеличение солёности на каждые $10^0/00$ снижает $T_{\text{зам}}$ приблизительно на $0,54^{\circ}\text{C}$:

$$T_{\text{зам}} = -0,054 S. \quad (1.3)$$

Температура кипения с уменьшением давления снижается (см. рис. 1.3). Поэтому на больших высотах в горах вода кипит при температуре ниже, чем 100°C . При росте давления $T_{\text{кип}}$ возрастает до так называемой «критической точки», когда при $p = 2,2 \cdot 10^7$ Па и $T_{\text{кип}} = 374^\circ\text{C}$ вода одновременно имеет свойства и жидкости и газа.

Диаграмма состояния воды иллюстрирует две «аномалии» воды, оказывающие решающее влияние не только на «поведение» воды на Земле, но и на природные условия планеты в целом. По сравнению с веществами, представляющими собой соединения водорода с элементами, находящимися в Периодической таблице Менделеева в одном ряду с кислородом, — теллуром Te, селеном Se и серой S, температура замерзания и кипения воды необычно высока. Учитывая закономерную связь температуры замерзания и кипения с массовым числом упомянутых веществ, следовало бы ожидать у воды значения температуры замерзания около -90°C , а температуры кипения около -70°C . Аномально высокие значения температуры замерзания и кипения определяют возможность существования воды на планете как в твердом, так и в жидком состоянии и служат определяющими условиями основных гидрологических и других природных процессов на Земле.

1.3.2. Плотность воды

Плотность — главнейшая физическая характеристика любого вещества. Она представляет собой массу однородного вещества, приходящуюся на единицу его объема:

$$\rho = m/V, \quad (1.4)$$

где m — масса, V — объем. Плотность ρ имеет размерность $\text{кг}/\text{м}^3$.

Плотность воды, как и других веществ, зависит прежде всего от температуры и давления (а для природных вод — еще и от содержания растворенных и тонкодисперсных взвешенных веществ) и скачкообразно изменяется при фазовых переходах.

Зависимость плотности химически чистой воды от температуры представлена в табл. 1.1. При повышении температуры плотность воды, как и любого другого вещества, в большей части диапазона изменения температуры уменьшается, что связано с увеличением расстояния между молекулами при росте температуры. Эта закономерность нарушается лишь при плавлении льда и при нагревании

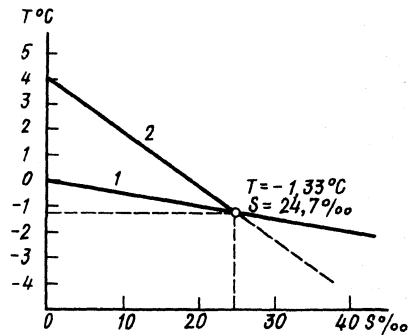


Рис. 1.4. Зависимость температуры замерзания $T_{\text{зам}}$ 1 и температуры наибольшей плотности $T_{\text{наиб.пл}}$ 2 от солености S (график Хелланд-Хансена)

Таблица 1.1. Изменение плотности и коэффициента объемного расширения химически чистой воды в зависимости от температуры при нормальном давлении

Агрегатное состояние воды	Температура воды, T °C						
	-20	-10	0	1	2	3	4
	<i>Плотность ρ, кг/м³</i>						
Вода	—	—	999,87	999,93	999,97	999,99	1000
Лед	920	—	916,7	—	—	—	—
	<i>Коэффициент объемного расширения $\beta \cdot 10^{-6}$, °C⁻¹</i>						
Вода	—	—	-67	-49	-31	-15	0
Лед	123	171	267	—	—	—	—

Продолжение табл. 1.1

Агрегатное состояние воды	Температура воды, T °C					
	5	10	15	20	25	30
	<i>Плотность ρ, кг/м³</i>					
Вода	999,99	999,73	999,13	998,23	997,08	995,68
Лед	—	—	—	—	—	—
	<i>Коэффициент объемного расширения $\beta \cdot 10^{-6}$, °C⁻¹</i>					
Вода	17	89	152	208	259	304
Лед	—	—	—	—	—	—

воды в диапазоне от 0 до 4° (точнее 3,98° C). Здесь отмечаются еще две очень важные «аномалии» воды: 1) плотность воды в твердом состоянии (лед) **меньше**, чем в жидком (вода), чего нет у подавляющего большинства других веществ; 2) в диапазоне температуры воды от 0 до 4° C плотность воды с повышением температуры не уменьшается, а **увеличивается**. Особенности изменения плотности воды связаны с перестройкой молекулярной структуры воды. Эти две «аномалии» воды имеют огромное гидрологическое значение: лед легче воды и поэтому «плавает» на ее поверхности; водоемы обычно не промерзают до дна, так как охлажденная до температуры ниже 4° пресная вода становится менее плотной и поэтому остается в поверхностном слое.

Плотность льда зависит от его структуры и температуры. Пористый лед может иметь плотность, намного меньшую, чем указано в табл. 1.1. Еще меньше плотность снега. Свежевыпавший снег имеет плотность 80—140 кг/м³, плотность слежавшегося снега постепенно увеличивается от 140—300 (до начала таяния) до 240—350 (в начале таяния) и 300—450 кг/м³ (в конце таяния). Плотный мокрый снег может иметь плотность до 600—700 кг/м³. Снежинки во время таяния имеют плотность 400—600, лавинный снег 500—650 кг/м³.

Слой воды, образующийся при таянии льда и снега, зависит от

толщины слоя льда или снега и их плотности. Запас воды в льде или в снеге равен:

$$h_b = ah_l \rho_l / \rho, \quad (1.5)$$

где h_l — толщина слоя льда или снега, ρ_l — их плотность, ρ — плотность воды, a — множитель, определяемый соотношением размерностей h_b и h_l : если слой воды выражается в мм, а толщина льда (снега) в см, то $a=10$, при одинаковой размерности $a=1$.

Плотность воды изменяется также в зависимости от содержания в ней растворенных веществ и увеличивается с ростом солености (рис. 1.5). Плотность морской воды при нормальном давлении может достигать 1025—1033 кг/м³.

Совместное влияние температуры и солености на плотность воды при атмосферном давлении выражают с помощью так называемого уравнения состояния морской воды. Такое уравнение в самом простом линейном виде записывают следующим образом:

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha_1 T + \alpha_2 S), \quad (1.6)$$

где T — температура воды, °C, S — соленость воды, ‰, ρ_0 — плотность воды при $T=0$ и $S=0$, α_1 и α_2 — параметры.

Увеличение солености приводит также к понижению температуры наибольшей плотности (°C) согласно формуле

$$T_{\text{наиб.пл}} = 4 - 0,215 S. \quad (1.7)$$

Увеличение солености на каждые 10‰ снижает $T_{\text{наиб.пл}}$ приблизительно на 2° C. Зависимость температуры наибольшей плотности и температуры замерзания от солености воды иллюстрирует так называемый график Хелланд-Хансена (см. рис. 1.4).

Соотношения между температурами наибольшей плотности и замерзания влияют на характер процесса охлаждения воды и вертикальной конвекции — перемешивания, обусловленного различиями в плотности. Охлаждение воды в результате теплообмена с воздухом приводит к увеличению плотности воды и, соответственно, к опусканию более плотной воды вниз. На ее место поднимаются более теплые и менее плотные воды. Происходит процесс вертикальной плотностной конвекции. Однако для пресных и солоноватых вод, имеющих соленость менее 24,7‰, такой процесс продолжается лишь

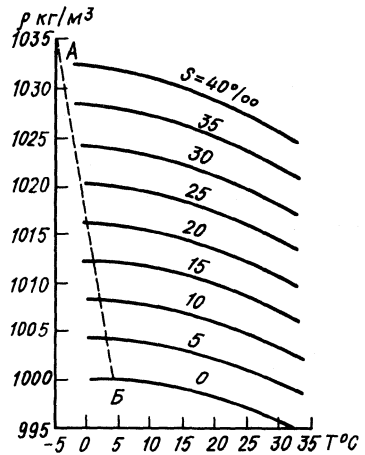


Рис. 1.5. Зависимость плотности воды при нормальном атмосферном давлении от температуры и солености. АБ — линия наибольшей плотности

до момента достижения водой температуры наибольшей плотности (см. рис. 1.4). Дальнейшее охлаждение воды ведет к уменьшению ее плотности, и вертикальная конвекция прекращается. Соленые воды при $S > 24,7\%$ подвержены вертикальной конвекции вплоть до момента их замерзания.

Таким образом, в пресных или солоноватых водах зимой в придонных горизонтах температура воды оказывается выше, чем на поверхности, и, согласно графику Хелланд-Хансена, всегда выше температуры замерзания. Это обстоятельство имеет огромное значение для сохранения жизни в водоемах на глубинах. Если бы у воды температуры наибольшей плотности и замерзания совпадали бы, как у всех других жидкостей, то водоемы могли промерзнуть до дна, вызывая неизбежную гибель большинства организмов.

«Аномальное» изменение плотности воды при изменении температуры влечет за собой такое же «аномальное» изменение объема воды: с возрастанием температуры от 0 до 4° С объем химически чистой воды уменьшается, и лишь при дальнейшем повышении температуры — увеличивается; объем льда всегда заметно больше объема той же массы воды (вспомним, как лопаются трубы при замерзании воды).

Изменение объема воды при изменении ее температуры может быть выражено формулой

$$V_{T_1} = V_{T_2}(1 + \beta \Delta T), \quad (1.8)$$

где V_{T_1} — объем воды при температуре T_1 , V_{T_2} — объем воды при T_2 , β — коэффициент объемного расширения, принимающий отрицательные значения при температуре от 0 до 4° С и положительные при температуре воды больше 4° С и меньше 0° С (лед) (см. табл. 1.1), $\Delta T = T_2 - T_1$.

Некоторое влияние на плотность воды оказывает также и давление. Сжимаемость воды очень мала, но она на больших глубинах в океане все же сказывается на плотности воды. На каждые 1000 м глубины плотность вследствие влияния давления столба воды возрастает на 4,5—4,9 кг/м³. Поэтому на максимальных океанских глубинах (около 11 км) плотность воды будет приблизительно на 48 кг/м³ больше, чем на поверхности, и при $S = 35\%$ составит около 1076 кг/м³. Если бы вода была совершенно несжимаемой, уровень Мирового океана был бы на 30 м выше, чем в действительности. Малая сжимаемость воды позволяет существенно упростить гидродинамический анализ движения природных вод (гл. 2).

Влияние мелких взвешенных наносов на физические характеристики воды и, в частности, на ее плотность изучено еще недостаточно. Считают, что на плотность воды могут оказывать влияние лишь очень мелкие взвеси при их исключительно большой концентрации, когда воду и наносы уже нельзя рассматривать изолированно. Так, некоторые виды селей, содержащие лишь 20—30% воды, представ-

ляют собой по существу глинистый раствор с повышенной плотностью. Другим примером влияния мелких наносов на плотность могут служить воды Хуанхэ, втекающие в залив Желтого моря. При очень большом содержании мелких наносов (до 220 кг/м^3) речные мутные воды имеют плотность на $2\text{—}2,5 \text{ кг/м}^3$ больше, чем морские воды (их плотность при фактической солености и температуре около 1018 кг/м^3). Поэтому они «ныряют» на глубину и опускаются по морскому дну, формируя «плотный», или «мутьевой», поток.

1.3.3. Тепловые свойства воды

К важным особенностям изменения агрегатного состояния воды (см. рис. 1.3) или так называемых фазовых переходов относятся большая затрата тепла на плавление, испарение, сублимацию и большое выделение тепла при обратных переходах. В сравнении с другими веществами удельная теплота плавления льда и удельная теплота парообразования аномально высоки. Они представляют две очередные «аномалии» воды.

Удельная теплота плавления льда $L_{\text{пл}}$ (количество теплоты, затрачиваемое при превращении единицы массы льда при температуре плавления и нормальном атмосферном давлении в воду) равна $333\,000 \text{ Дж/кг}$. Столько же теплоты выделяется при замерзании (кристаллизации) воды.

Удельная теплота парообразования (испарения) $L_{\text{исп}}$ (количество теплоты, необходимое для превращения единицы массы воды в пар (в Дж/кг)) зависит от температуры:

$$L_{\text{исп}} = 2,5 \cdot 10^6 - 2,4 \cdot 10^3 T. \quad (1.9)$$

При 0 и 100°C $L_{\text{исп}}$ равны соответственно $2,5 \cdot 10^6$ и $2,26 \cdot 10^6 \text{ Дж/кг}$. Столько же теплоты выделяется при конденсации водяного пара.

Удельная теплота испарения льда (возгонки) складывается из удельной теплоты плавления и удельной теплоты испарения:

$$L_{\text{возг}} = L_{\text{пл}} + L_{\text{исп}}. \quad (1.10)$$

Для определения количества теплоты, расходуемой на плавление льда, испарение воды и возгонку льда, используют соответственно формулы (Дж):

$$\Theta_{\text{пл}} = \Theta_{\text{лед}} = mL_{\text{пл}}, \quad (1.11)$$

$$\Theta_{\text{исп}} = \Theta_{\text{конд}} = mL_{\text{исп}}, \quad (1.12)$$

$$\Theta_{\text{возг}} = \Theta_{\text{субл}} = m(L_{\text{пл}} + L_{\text{исп}}), \quad (1.13)$$

где m — масса воды, в том числе образующаяся из льда при его плавлении или эквивалентная испаряющемуся льду.

При конденсации воды, ледообразовании или конденсации

в твердую фазу (сублимации) выделяется теплота, которую можно определить также по формулам (1.11)—(1.13).

Для нагревания воды вне точек фазовых переходов необходимо затратить большое количество теплоты. Удельная теплоемкость воды (количество теплоты, необходимое для нагревания единицы массы воды на один градус) также «аномально» высока в сравнении с теплоемкостью других жидкостей и твердых веществ. Удельная теплоемкость воды c_p при 15°C равна $4190 \text{ Дж}/(\text{кг}\cdot^\circ\text{C})$.

Изменение удельной теплоемкости воды при изменении температуры также весьма своеобразно. При температуре около 33°C удельная теплоемкость пресной воды минимальная — около $4180 \text{ Дж}/(\text{кг}\cdot^\circ\text{C})$; она немного увеличивается при более низкой и при более высокой температуре. Теплоемкость чистого льда почти в два раза меньше теплоемкости воды, а чистого сухого снега (с плотностью $280 \text{ кг}/\text{м}^3$) в 7,1 раза меньше теплоемкости воды, но в 450 раз больше теплоемкости воздуха.

С увеличением содержания в воде солей удельная теплоемкость воды слабо уменьшается. Поэтому теплоемкость морской воды немного меньше, чем пресной. Отмечается также небольшое уменьшение удельной теплоемкости с увеличением давления, что также имеет некоторое значение для тепловых процессов в толще океана.

Количество теплоты, необходимое для нагревания массы воды m на $\Delta T^\circ \text{C}$, выражается формулой (Дж)

$$\Delta Q = c_p m \Delta T = c_p m (T_{\text{кон}} - T_{\text{нач}}), \quad (1.14)$$

где $T_{\text{нач}}$ — начальная, $T_{\text{кон}}$ — конечная температура воды.

Очень высокая удельная температура плавления (замерзания) и испарения, а также весьма большая теплоемкость воды оказывают огромное регулирующее влияние на тепловые процессы не только в водных объектах, но и на всей планете. При нагревании земной поверхности огромные количества теплоты тратятся на таяние льда, нагревание и испарение воды. В результате нагрев земной поверхности замедляется. Достаточно упомянуть, что на нагревание воды уходит теплоты в 5 раз больше, чем на нагревание сухой почвы. Наоборот, в процессе охлаждения земной поверхности при конденсации водяного пара и замерзании воды выделяются огромные количества теплоты, сдерживающие процесс охлаждения. Полезно напомнить, что в большинстве водных объектов (кроме полярных ледников) изменение температуры воды, как правило, происходит в интервале от -2 до $+30^\circ \text{C}$; для суши этот диапазон значительно шире: от -70 до $+60^\circ \text{C}$.

Важно также подчеркнуть, что чем больше влаги в почве, тем медленнее такая почва нагревается и остывает. Благодаря большой теплоемкости нагревание и охлаждение воды происходит медленнее, чем воздуха.

Таким образом, отмеченные «аномальные» особенности тепловых

свойств воды способствуют терморегуляции процессов на Земле. При меньших значениях $L_{пл}$, $L_{исп}$ и c_p поверхность Земли нагревалась бы и охлаждалась гораздо быстрее, возрос бы и диапазон изменения температуры. В таких условиях вся вода на Земле то замерзала бы, то испарялась, гидросфера имела бы совсем иные свойства, а жизнь в таких условиях вряд ли была возможна.

Отмеченные особенности тепловых свойств воды — «аномально» большие удельная теплота плавления, удельная теплота испарения и удельная теплоемкость воды, а также «аномально» высокие температура плавления и температура кипения — объясняются одной и той же причиной: наличием сильных межмолекулярных взаимодействий в жидкой воде и льде, о которых речь шла выше. Поэтому для плавления льда, нагревания и испарения воды, при которых преодолеваются водородные связи, необходимы гораздо большие затраты энергии, чем для других веществ.

Из других тепловых свойств воды важное значение имеет *теплопроводность*. Молекулярная теплопроводность воды **очень мала** и равна у химически чистой воды $0,6 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^\circ\text{С})$, у льда $2,24 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^\circ\text{С})$, у снега $1,8 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^\circ\text{С})$. Меньшую молекулярную теплопроводность имеет лишь воздух.

С уменьшением температуры и давлением и увеличением солёности теплопроводность воды немного уменьшается. С понижением температуры и уменьшением плотности льда и снега их теплопроводность также уменьшается.

Малая теплопроводность воды способствует ее медленному нагреванию и охлаждению. Снег предохраняет почву, а лед — водоёмы от промерзания. Передача теплоты в воде рек, озёр и морей происходит в основном благодаря турбулентной, а не молекулярной теплопроводности.

1.3.4. Некоторые другие физические свойства воды

Вязкость воды (внутреннее трение). В сравнении с вязкостью других жидкостей вязкость воды невелика, что также относится к специфическим свойствам воды. Вязкость жидкости характеризуется кинематическим коэффициентом вязкости $\nu \text{ м}^2/\text{с}$ и динамическим коэффициентом вязкости $\mu \text{ кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$.

Между коэффициентами существует связь:

$$\mu = \rho\nu. \quad (1.15)$$

Вязкость воды уменьшается с повышением ее температуры. Поэтому в холодное время года вязкость воды несколько больше, чем в теплое. Ниже приводится **кинематический коэффициент вязкости воды**:

$T^\circ\text{С}$	0	5	10	15	20	30	40	50
$\nu, \text{ м}^2/\text{с} \cdot 10^{-6}$	1,78	1,52	1,31	1,14	1,01	1,81	0,66	0,55

Благодаря небольшой вязкости вода текуча, и даже небольшие по величине внешние силы приводят ее в движение. Вода способна переносить большие количества растворенных и взвешенных веществ, а также тепла.

Увеличение минерализации несколько повышает вязкость воды: увеличение солености на 10‰ приводит к возрастанию коэффициента вязкости приблизительно на 1,5%.

Лед — твердое тело, обладающее пластичностью, которая позволяет ему в некоторых условиях, например в ледниках, двигаться. Считают, что кинематический коэффициент вязкости льда лежит в пределах 10^8 — 10^{11} м²/с.

Поверхностное натяжение и смачивание. У воды в сравнении с другими жидкостями **очень высокое поверхностное натяжение**. С ростом температуры поверхностное натяжение воды немного уменьшается. Коэффициент поверхностного натяжения воды изменяется от $7,55 \cdot 10^{-2}$ Н/м при 0° С до $5,71 \cdot 10^{-2}$ Н/м при 100° С. Лишь ртуть в жидком состоянии обладает более высоким поверхностным натяжением.

Необычайно высокое поверхностное натяжение воды способствует размыву почв и грунтов: дождевые капли благодаря поверхностному натяжению упруги и обладают относительно большой разрушительной силой. Вода как хорошо смачивающая жидкость обладает, кроме того, способностью подниматься в порах и капиллярах почвы и растений.

Поверхностное натяжение играет роль и в процессах волнообразования на поверхности воды, обмена теплом и веществом между водой и атмосферой. На величину поверхностного натяжения нередко сильно влияет загрязнение вод.

Оптические свойства воды. Свет от поверхности воды частично отражается, на границе раздела воздух — вода преломляется, а в толще воды рассеивается и поглощается и в результате этого ослабляется.

Коэффициент отражения света (альбедо) зависит от освещенности (ясно или облачно), от состояния водной поверхности (гладкая или с волнами) и составляет 4—11% от величины падающего света. Коэффициент отражения уменьшается с увеличением волнения и облачности.

Коэффициент преломления света (отношение угла падения светового луча к углу преломления) на границе раздела воздух — вода равен в среднем 1,33—1,34. Он несколько уменьшается с повышением температуры и возрастает с увеличением солености воды.

Наиболее важны закономерности распространения света в воде. Вода пропускает видимую часть электромагнитного спектра с длинами волн от 0,38 до 0,77 мкм лучше, чем более коротко- и длинноволновые части спектра.

Свет распространяется в воде на небольшие расстояния. Интенсивность света быстро затухает в воде по экспоненциальному закону:

$$I = I_0 e^{-(k + m)h}, \quad (1.16)$$

где I и I_0 — интенсивность света соответственно на глубине h и на поверхности, k — коэффициент рассеяния света, m — коэффициент поглощения света, $k + m$ — коэффициент ослабления света, e — основание натуральных логарифмов.

В чистой воде на глубине 1 м интенсивность света составляет лишь 90% интенсивности света на поверхности, на глубине 2 м — 81%, на глубине 3 м — 73%, а на глубине 100 м сохраняется лишь около 1% интенсивности света на поверхности.

Главная роль в ослаблении света в воде принадлежит поглощению. Доля рассеяния имеет максимум при длинах волн 0,42—0,44 мкм (16% в чистой пресной и 21% в чистой морской воде) и быстро уменьшается с уменьшением и увеличением длины волны. Наличие растворенных и особенно взвешенных веществ резко увеличивает коэффициенты поглощения и рассеяния света в воде. Наибольшее проникновение света в воду и минимум коэффициента ослабления сдвигаются в сторону больших длин волн.

Солнечный свет, таким образом, может проникать в водоемы лишь на небольшую глубину (несколько десятков метров); именно здесь и могут протекать процессы фотосинтеза.

Акустические свойства воды. Вода хорошо проводит звук. В толще воды звук может при некоторых условиях распространяться на огромные расстояния и с большой скоростью.

Скорость распространения звука в воде равна 1400—1600 м/с, т.е. в 4—5 раз больше скорости распространения звука в воздухе. Скорость звука в воде увеличивается с повышением температуры (приблизительно на 3—3,5 м/с на 1°C), с увеличением солёности (приблизительно на 1—1,3 м/с на 1‰) и с ростом давления. Последнее означает, что с ростом глубины при прочих равных условиях скорость звука возрастает (приблизительно на 1,5—1,8 м/с на 100 м глубины).

Скорость звука в воде c (м/с) зависит от определяющих факторов согласно формуле Вильсона:

$$c = c_0 + \Delta c_T + \Delta c_S + \Delta c_p + \Delta c_{TSp}, \quad (1.17)$$

где c_0 — скорость звука при $T = 0^\circ\text{C}$, $S = 0^0/00$ и атмосферном давлении, равная 1449,14 м/с, Δc_T , Δc_S и Δc_p — положительные по знаку приращения скорости звука, обусловленные увеличением соответственно температуры, солёности и давления, Δc_{TSp} — суммарная поправка.

Электропроводность воды. Химически чистая вода — плохой проводник электричества. Удельная электропроводность такой воды при

18° С равна $3,8 \cdot 10^{-6}$ (Ом·м)⁻¹. Электропроводность воды немного увеличивается с повышением температуры и сильно возрастает с увеличением минерализации. У морской воды электропроводности значительно больше (до 4—6 (Ом·м)⁻¹), чем у речной. Электропроводность воды несколько возрастает с ростом давления. Поэтому на больших глубинах в океане (более 10 км) электропроводность воды приблизительно на 12% больше, чем в поверхностном слое.

На электропроводность воды влияет не только ее минерализация, но и химический состав. Оказалось, что воздействие на электропроводность разных ионов солей, растворенных в воде, различно, и поэтому изменение солевого состава воды влечет за собой изменение ее электропроводности даже при неизменной общей минерализации (солёности). Например, ионы Cl⁻ и K⁺ влияют на электропроводность воды значительно сильнее, чем ионы SO₄²⁻, Ca²⁺, Mg²⁺ и Na⁺.

Глава 2. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Гидрологические процессы протекают в соответствии с фундаментальными законами физики, поэтому гидрология широко использует сформулированные в классической физике (при скоростях движения, намного уступающих скорости света) законы сохранения вещества, тепловой и механической энергии, количества движения.

2.1. ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ЗАКОНЫ ФИЗИКИ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Закон сохранения вещества (массы) означает неизменность массы в замкнутой (изолированной) системе. Применительно к открытым природным системам, какими являются водные объекты, закон сохранения вещества определяет равновесие между приходом, расходом вещества и изменением его массы в пределах объекта. Это относится не только к воде, но и к находящимся в ней наносам, солям, газам и другим веществам.

Количественным выражением закона сохранения вещества для водных объектов служат *уравнения баланса воды, наносов и растворенных веществ (солей, газов)*. Применительно к водному объекту (или его части) и к любому замкнутому контуру на поверхности суши уравнение баланса вещества за некоторый интервал времени Δt можно записать в виде

$$\Delta m = m^+ - m^-, \quad (2.1)$$

где m^+ — масса вещества, поступающего к данному объекту (контур) извне и образующегося из других веществ в пределах объекта (контура), m^- — масса вещества, удаляемого за пределы объекта (контура) и затрачиваемого при его преобразовании в другие вещества в пределах объекта (контура), Δm — изменение за время Δt массы вещества в пределах объекта (контура), равное разнице

массы вещества в конечный и начальный моменты времени: $m_{\text{кон}} — m_{\text{нач}}$.

Единицами измерения членов уравнения (2.1) служат единицы массы (кг). Однако члены уравнения баланса вещества в гидрологии нередко выражают и в единицах объема (воды, наносов, солей). Но это возможно лишь при неизменной плотности вещества.

Уравнение (2.1) может быть названо *уравнением баланса массы вещества в интегральной форме*, так как оно рассматривает суммарное изменение массы за некоторый промежуток времени Δt . Если отнести все члены уравнения (2.1) к единице времени, т.е. разделить на Δt , то получим *уравнение баланса массы вещества в дифференциальной форме*. В этом случае члены правой части уравнения имеют размерность *расхода вещества* (кг/с).

Закон сохранения тепловой энергии характеризует неизменность энергии в замкнутой (изолированной) системе с учетом возможного перехода одного вида энергии в другой. Применительно к открытым природным системам, какими являются водные объекты, закон сохранения тепловой энергии определяет условие баланса прихода и расхода тепла и изменения теплосодержания объекта.

Количественным выражением закона сохранения тепловой энергии применительно к любому объему воды (водному объекту) или замкнутому контуру суши служит *уравнение теплового баланса*, которое для интервала времени Δt можно записать в виде

$$\Delta \Theta = \Theta^+ - \Theta^-, \quad (2.2)$$

где Θ^+ — тепло, поступающее к данному объекту (контур) извне и выделяющееся в пределах объекта (контур) при переходе части механической энергии в тепловую, а также при ледообразовании, конденсации водяного пара, разложении некоторых веществ; Θ^- — теплота, удаляемая за пределы объекта (контур), затрачиваемая в пределах объекта (контур) на испарение воды, плавление льда, химические и биохимические процессы; $\Delta \Theta$ — изменение за время Δt содержания теплоты в объекте, равно $m c_p \Delta T$, где m — масса объекта, c_p — его удельная теплоемкость, ΔT — изменение температуры ($T_{\text{кон}} - T_{\text{нач}}$). Единицы измерения членов уравнения (2.2) — единицы тепла (Дж).

Закон сохранения механической энергии означает, что полная энергия какой-либо механической системы складывается из потенциальной ($E_{\text{пот}}$) и кинетической ($E_{\text{кин}}$) энергии и остается всегда постоянной с учетом потерь энергии на трение:

$$E = E_{\text{пот}} + E_{\text{кин}} + E_{\text{дис}}, \quad (2.3)$$

где $E_{\text{дис}}$ — диссипация энергии (переход части механической энергии в тепловую в результате трения).

Закон сохранения механической энергии применительно к водным

объектам определяет характер перехода потенциальной энергии (энергии покоящейся воды) в кинетическую энергию движущегося водного потока. О потенциальной и кинетической энергии водных потоков подробнее будет сказано в разд. 2.5.2. Единицы измерения членов уравнения (2.3) — единицы энергии (Дж).

Закон сохранения количества движения (импульса) гласит, что в пределах замкнутой (изолированной) механической системы количество движения остается неизменным: $m \frac{dv}{dt} = 0$, где m — масса системы, $\frac{dv}{dt}$ — ее ускорение. Применительно к открытым системам,

к которым относятся и все водные объекты, закон сохранения количества движения (импульса) трансформируется в *закон изменения количества движения (импульса)*, который означает, что изменение количества движения (импульса) открытой системы равно сумме всех внешних сил, действующих на эту систему. Этот закон лежит в основе закономерностей динамики вод во всех водных объектах.

Количественным выражением закона изменения количества движения (импульса) служит *уравнение движения*, которое применительно к любому объему воды может быть записано в виде

$$m \frac{dv}{dt} = \sum F, \quad (2.4)$$

где m — масса выделенного объема, $\frac{dv}{dt}$ — изменение средней скорости движения этого объема, $\sum F$ — сумма действующих на этот объем внешних объемных (массовых) и поверхностных (как нормальных, так и касательных) сил. Объемные (массовые) силы действуют на весь объем воды, поверхностные действуют лишь на его грани. Единицы измерения членов уравнения (2.4) — единицы силы (Н, или $\text{кг} \cdot \text{м}/\text{с}^2$). Нередко члены уравнения (2.4) выражают в единицах ускорения (путем деления на массу) или в безразмерной форме (путем деления на вес выделенного объема mg).

Все процессы, протекающие в водных объектах и состоящие в изменении количества воды, ее минерализации, химического состава, температуры, характеристик ледового режима, параметров движения водного потока и т.д., представляют собой реакцию водных объектов на изменение составляющих баланса вещества, тепловой и механической энергии и действующих сил под влиянием внешних и внутренних факторов.

2.2. ВОДНЫЙ БАЛАНС

Для водного объекта или замкнутого контура суши (рис. 2.1) и для любого интервала времени Δt уравнение сохранения вещества (2.1) можно записать в виде *уравнения баланса воды* (его обычно называют *уравнением водного баланса*):

$$x + y_1 + w_1 + z_1 = y_2 + w_2 + z_2 \pm \Delta u, \quad (2.5)$$

где x — атмосферные осадки на поверхность объекта, y_1 — поверхностный приток воды извне, w_1 — подземный приток воды извне, z_1 — конденсация водяного пара, y_2 — поверхностный отток воды за пределы объекта, w_2 — подземный отток воды за пределы объекта, z_2 — испарение, Δu — изменение количества воды в пределах объекта (контура).

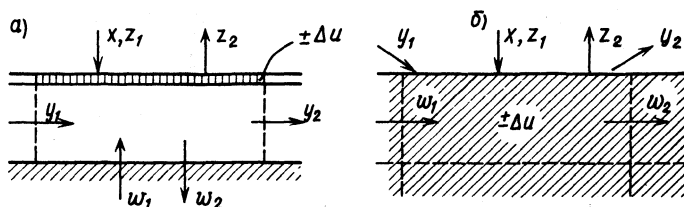


Рис. 2.1. Схема водного баланса части водного объекта а и части поверхностного слоя суши б

При использовании уравнения (2.5) необходимо иметь в виду следующие важные обстоятельства: 1) атмосферные осадки x учитываются как в жидком (дождевые), так и в твердом виде (снег), в последнем случае их пересчитывают с учетом плотности в слой воды по формуле (1.5); 2) приток (y_1 , w_1) или отток (y_2 , w_2) поверхностных и подземных вод может осуществляться как естественным, так и искусственным путем (например, при подаче воды из-за пределов объекта, заборе поверхностных вод, откачке и закачке подземных вод); 3) конденсацию z_1 нередко объединяют с осадками x или вычитают из испарения z_2 ; 4) испарение z_2 может складываться из z_2^I — испарения с водной поверхности, z_2^{II} — испарения с поверхности снега или льда, z_2^{III} — испарения с поверхности почвы, z_2^{IV} — испарения растительным покровом (транспирации); 5) член уравнения Δu представляет собой изменение количества воды в водном объекте (водоеме, водотоке) или изменение содержания воды в почве, водоносных горизонтах, снежном покрове и т.д.; Δu определяется соотношением приходной и расходной частей уравнения водного баланса: если приход воды больше расхода, то происходит накопление воды (повышение уровня) в пределах объекта или контура и $\Delta u > 0$; если приход воды меньше расхода, то идет сработка запасов накопленной ранее воды (понижение уровня) в пределах объекта или контура и $\Delta u < 0$.

Члены уравнения (2.5) обычно выражают либо в величинах слоя (мм, см, м), либо в объемных единицах (м^3 , км^3). В первом случае для обозначения членов уравнения можно использовать строчные буквы (x , y , z ...), во втором — прописные (X , Y , Z ...). Пересчет

одних величин в другие возможен по формулам вида $X = axF$, где F — площадь поверхности объекта. Если F выражена в км^2 , x — в мм, а X — в м^3 , то $a = 10^3$; если же X выражен в км^3 , то $a = 10^{-6}$. Члены уравнения (2.5) иногда (например, для ледников) выражают в единицах массы.

В гидрологии *метод водного баланса* широко применяется при изучении многих гидрологических процессов, например формирования стока воды в речных бассейнах, режима ледников, колебания уровня озер и морей и т.д. Метод заключается в составлении уравнения водного баланса вида (2.5) для изучаемого объекта; анализе его членов, выявлении соотношения между ними, определении главных составляющих и их вклада в водный баланс (выявлении их доли в расходной или приходной части уравнения); проверке трудно поддающихся определению членов уравнения по другим, легче поддающимся определению; оценке точности расчета отдельных членов уравнения; определении в ряде случаев неизвестных членов по известным. Так, в гидрологии довольно часто испарение (с водной поверхности, с поверхности участка суши, снега или льда) определяют как «остаточный» член уравнения водного баланса по известным остальным его членам.

2.3. БАЛАНС СОДЕРЖАЩИХСЯ В ВОДЕ ВЕЩЕСТВ

В воде могут находиться во взвешенном или растворенном состоянии различные вещества — наносы (взвеси), растворенные соли, газы и т.д. При изучении их режима учитывается закон сохранения массы этих веществ (см. уравнение (2.1)).

Источниками поступления находящихся в воде веществ служат эрозионные процессы, физическое и химическое выветривание, растворяющая работа воды, обмен с атмосферой, химические и биохимические и другие процессы. Во многих случаях эти вещества поступают в водные объекты и удаляются из него вместе с водой (например, с поверхностным и подземным стоком). Поэтому изучение баланса и режима взвешенных и растворенных веществ необходимо вести на основе анализа водного баланса, т.е. с использованием уравнения (2.5). При рассмотрении баланса солей, а также некоторых химических элементов и газов необходимо учитывать сложные химические и биохимические процессы, происходящие в водоемах и приводящие либо к дополнительному поступлению этих веществ в воду, либо к удалению их из воды. К числу таких процессов относятся, например, образование органического вещества в результате фотосинтеза и разложение органического вещества.

При изучении баланса взвешенного или растворенного вещества часто используют данные не о массе этих веществ, а об их концентрации C , выраженной в $\text{кг}/\text{м}^3$ или $\text{мг}/\text{л}$. В этих случаях масса данного вещества в объеме воды будет равна $m = aCV$, где V —

объем воды, a — множитель, зависящий от размерности концентрации C : при размерности $\text{кг}/\text{м}^3$ $a = 1$, при $\text{г}/\text{м}^3$ (или $\text{мг}/\text{л}$) $a = 10^{-4}$.

2.4. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС

Уравнение теплового баланса (2.2) для любого объема воды или участка суши и интервала времени Δt должно включать различные составляющие прихода тепла Θ^+ и его расхода Θ^- .

Наиболее важный член уравнения теплового баланса — *радиационный баланс* R , представляющий собой разность между количеством суммарной коротковолновой солнечной радиации, поглощаемой поверхностью воды или суши Θ_c , и эффективным длинноволновым излучением этой поверхности I :

$$R = \Theta_c - I = (Q + q)(1 - r) - I. \quad (2.6)$$

В уравнении (2.6) Q — прямая, q — рассеянная солнечная радиация, r — альбедо поверхности, т.е. отношение количества отраженной к количеству поступающей солнечной радиации, I — эффективное излучение, равное разности между излучением поверхности воды или суши в атмосферу и поглощенным встречным излучением атмосферы.

Ряд членов уравнения теплового баланса связан с поступлением или удалением тепла с поверхностными или подземными водами. Соответствующие приходные и расходные составляющие теплового баланса обозначим через $\Theta_{\text{пр}}$ и $\Theta_{\text{расх}}$ и представим как $\Theta_{\text{пр}} = \Theta_y^+ + \Theta_w^+$ и $\Theta_{\text{расх}} = \Theta_y^- + \Theta_w^-$, где Θ_y — приток (индекс $+$) или отток (индекс $-$) тепла с поверхностными водами, Θ_w — то же, с подземными.

В уравнении теплового баланса учитывают также теплообмен с атмосферой $\Theta_{\text{атм}}$ и грунтами $\Theta_{\text{гр}}$, обусловленный различиями в температуре воды и воздуха, воды и грунтов. Соответствующие приходные члены уравнения (при поступлении тепла из атмосферы и от грунтов) обозначим через $\Theta_{\text{атм}}^+$ и $\Theta_{\text{гр}}^+$, а их сумму — через $\Theta_{\text{обм}}^+ = \Theta_{\text{атм}}^+ + \Theta_{\text{гр}}^+$. Аналогично сумма расходных членов теплообмена (при удалении тепла в атмосферу и в грунт) записывается как $\Theta_{\text{обм}}^- = \Theta_{\text{атм}}^- + \Theta_{\text{гр}}^-$.

Большое количество тепла расходуется (выделяется) при фазовых переходах. Поступление тепла обозначим через $\Theta_{\text{фаз.пер}}^+$, затраты — через $\Theta_{\text{фаз.пер}}^-$. Эти члены уравнения равны соответственно $\Theta_{\text{фаз.пер}}^+ = \Theta_{\text{лед}} + \Theta_{\text{конд}}$ и $\Theta_{\text{фаз.пер}}^- = \Theta_{\text{пл}} + \Theta_{\text{исп}}$, где $\Theta_{\text{лед}}$ и $\Theta_{\text{конд}}$ — выделение тепла при ледообразовании (замерзании воды) и конденсации водяного пара, $\Theta_{\text{пл}}$ и $\Theta_{\text{исп}}$ — затраты тепла на плавление льда и испарение воды (см. разд. 1.3.3).

Вместе с дополнительными положительными членами — поступлением тепла с атмосферными осадками Θ_x , а также вследствие

перехода части кинетической энергии в тепловую (диссипации энергии $\Theta_{\text{дис}}$) уравнение теплового баланса (2.2) записывается в виде $R + \Theta_{\text{пр}} + \Theta_{\text{обм}}^+ + \Theta_{\text{фаз.пер}}^+ + \Theta_x + \Theta_{\text{дис}} = \Theta_{\text{расх}} + \Theta_{\text{обм}}^- + \Theta_{\text{фаз.пер}}^- \pm \Delta\Theta$. (2.7)

Все члены уравнения (2.7) выражают в единицах теплоты (Дж) или относят к единице массы (Дж/кг), объема (Дж/м³), площади объекта (Дж/м²). Соответственно и изменение теплосодержания $\Delta\Theta$ будет выражаться как $c_p \rho V \Delta T$, $c_p \Delta T$, $c_p \rho \Delta T$, $c_p \rho h \Delta T$, где V — объем объекта, ρ — его плотность, h — толщина слоя (получают путем деления объема V на площадь F), c_p — удельная теплоемкость.

Зная количественное выражение различных членов уравнения теплового баланса, можно рассчитать величину $\Delta\Theta$, а затем определить и изменение температуры ΔT . При $\Delta\Theta = 0$ и $\Delta T = 0$, т.е. температура объекта не изменяется. При $\Delta\Theta > 0$ температура объекта повышается ($\Delta T > 0$), при $\Delta\Theta < 0$, наоборот, понижается ($\Delta T < 0$).

Метод теплового баланса широко используется в гидрологии для исследования изменений температуры воды в реках, озерах, океанах и морях. Как и метод водного баланса, он заключается в составлении и анализе уравнения вида (2.7) и его членов, проверке или расчете трудно поддающихся определению членов уравнения. Уравнение теплового баланса можно использовать, например, для расчета количества растаявшего льда или воды, испарившейся с поверхности водоемов или участков суши. Для этого по известным членам уравнения теплового баланса находят затраты (поступление) тепла при фазовых переходах, а затем по формулам (1.11) или (1.12) определяют массу (объем или слой) воды, образовавшейся вследствие таяния льда, или массу (объем, слой) испарившейся воды. Зная плотность льда, объем воды легко пересчитать в объем (толщину) растаявшего льда. Аналогично можно найти объем или слой испарившейся воды.

2.5. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДВИЖЕНИЯ ПРИРОДНЫХ ВОД

2.5.1. Классификация видов движения воды

Свойство текучести обуславливает постоянное движение воды в природных объектах: внешние и внутренние силы перераспределяют ее во времени и пространстве. Двигается и лед, обладающий пластичностью.

Для анализа основных закономерностей движения воды введем некоторые обозначения. Выразим через u среднюю скорость в любой точке, через v среднюю скорость движения всей массы воды (в слое, потоке и т.д.), причем в общем случае примем, что $u = f(x, y, z, t)$ и $v = \varphi(x, t)$, где x, y, z — пространственные координаты, t — время.

Движение воды можно классифицировать по изменению гидравлических характеристик водного потока во времени и в пространстве,

по гидродинамическому режиму (ламинарное, турбулентное), по состоянию водной поверхности (спокойное, бурное), а также по действующим физическим силам.

Движение воды считают *установившимся (стационарным)*, если скорость течения во времени не изменяется ($\partial v/\partial t = 0$), и *неустановившимся (нестационарным)*, если скорость течения во времени величина переменная ($\partial v/\partial t \neq 0$). Установившееся движение, в свою очередь, подразделяют на *равномерное*, если скорость течения вдоль потока остается неизменной ($dv/dx = 0$), и *неравномерное*, если скорость течения вдоль потока изменяется ($dv/dx \neq 0$). При равномерном движении равна нулю и полная производная скорости ($dv/dt = 0$).

Выделяют два гидродинамических режима движения воды: *ламинарный и турбулентный*. Слово «ламинарный» происходит от латинского слова, означающего «слоистый», слово «турбулентный» — от латинского слова, означающего «беспорядочный». И действительно, при ламинарном режиме частицы воды движутся по параллельным траекториям без перемешивания; при турбулентном режиме их движение имеет хаотический характер, в потоке формируются вихри и активизируются процессы перемешивания воды, скорости течения непрерывно изменяются по величине и направлению. Ламинарный режим может переходить в турбулентный при увеличении скорости течения.

Гидродинамический режим потока характеризуется безразмерным числом *Рейнольдса* Re , равным

$$Re \approx vh/\nu, \quad (2.8)$$

где v — скорость течения (м/с), h — глубина или толщина слоя воды (м), ν — кинематический коэффициент вязкости ($\text{м}^2/\text{с}$), зависящий от характера жидкости и ее температуры.

Число Рейнольдса используется для определения типа гидродинамического режима потока. Критическое значение числа Рейнольдса $Re_{кр}$, соответствующее переходу от ламинарного к турбулентному режиму, лежит приблизительно в диапазоне от 300 до 3000.

Если фактическое число Рейнольдса в водном потоке больше 3000 — режим турбулентный, меньше 300 — ламинарный, в диапазоне Re от 300 до 3000 — переходный.

В реках, озерах, морях и океанах число Re всегда значительно больше критического значения, и режим движения воды турбулентный. Ламинарный режим характерен для подземных вод в мелкозернистых грунтах (вследствие малых размеров пор и малых скоростей движения воды) и для ледников (вследствие очень большой вязкости льда и очень малых скоростей его движения).

От гидродинамического режима зависит внутреннее трение в потоке и вертикальное распределение скоростей течения.

В ламинарном потоке возникающее между смежными слоями воды внутреннее касательное напряжение (трение на единицу поверхности) зависит от вязкости, которая, в свою очередь, изменяется с изменением температуры, и равно $\tau = \mu \frac{du}{dz}$, где μ — динамический коэффициент вязкости ($\mu = \rho\nu$), du/dz — вертикальный градиент скорости течения. В турбулентном потоке внутреннее касательное напряжение зависит уже не от вязкости воды, а от так называемого коэффициента турбулентного обмена A , характеризующего интенсивность турбулентного перемешивания вод: $\tau = A \frac{du}{dz}$, где du/dz — вертикальный градиент осредненной во времени скорости течения. Для определения коэффициента A обычно используют эмпирические зависимости, связывающие его с глубиной, скоростью течения и другими характеристиками потока.

В ламинарном потоке вертикальное распределение скоростей течения описывается *формулой параболы с горизонтальной осью, расположенной на поверхности потока*. Максимальная скорость находится на поверхности потока, у дна скорость течения равна нулю.

Для турбулентного потока исследователи предлагают различные математические выражения для распределения скоростей течения по глубине: *логарифмическая кривая, часть эллипса, парабола* и т.д. Максимальная скорость во всех этих случаях также находится на поверхности потока. Важно подчеркнуть, что скорость течения в турбулентном потоке (и это подтверждается данными наблюдений) изменяется по вертикали более плавно, чем в ламинарном, причем у дна скорость течения не равна нулю (рис. 2.2). Этим объясняется размывающее воздействие турбулентных потоков (в отличие от ламинарных) на дно и их способность перемещать частицы наносов по дну. В русловых потоках с турбулентным режимом распределение скоростей течения по вертикали (глубине) близко к кривой 1 на рис. 2.2, в ледниках и подземных водах с ламинарным режимом движения — к кривой 2 на этом же рисунке.

По состоянию водной поверхности потоки делят на *спокойные и бурные*. Спокойные потоки имеют плавную форму свободной поверхности, препятствия обтекаются ими также плавно. Бурные потоки имеют неровную форму поверхности со стоячими волнами, в местах препятствий образуются резкие перепады уровня. Для определения состояния потока (спокойное или бурное) используют безразмерное число Фруда Fr , равное

$$Fr = v^2/gh, \quad (2.9)$$

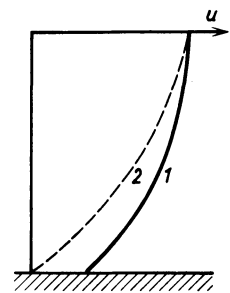


Рис. 2.2. Схема распределения скоростей течения по вертикали в турбулентном 1 и ламинарном 2 потоке

где h — глубина потока, g — ускорение свободного падения. Критическое значение числа Фруда $F_{гкр}$ равно 1. При числе F_g , равном 1, поток находится в *критическом состоянии*. Если число Фруда больше 1, то поток бурный, если меньше 1 — спокойный. Бурные потоки характерны для горных рек, спокойные — для равнинных рек и течений в водоемах.

Нельзя отождествлять бурные и турбулентные, спокойные и ламинарные потоки, так как характеристики этих движений воды качественно различные. Спокойные потоки, например, могут быть как ламинарными, так и турбулентными. Бурные — всегда турбулентные.

2.5.2. Расход, энергия, работа и мощность водных потоков

Расход воды — это количество воды, протекающее через поперечное сечение потока в единицу времени.

Расход воды — одна из важнейших гидрологических и гидравлических характеристик, применяемых при исследовании различных водных объектов — рек, озер, морей, а также ледников, лавин (в последних случаях говорят о расходе льда, снега). Выражают расход воды обычно в объемных единицах (Q , м³/с). Если рассматривают расход массы вещества (воды, льда, снега), то используют единицы массы ($R = \rho Q$, кг/с, где ρ — плотность данного вещества).

Расход воды может быть представлен как произведение площади поперечного сечения потока (ω , м²) на среднюю скорость движения воды (v , м/с):

$$Q = v\omega. \quad (2.10)$$

Кинетическая энергия движущейся воды $E_{кин}$ выражается формулой

$$E_{кин} = mv^2/2. \quad (2.11)$$

За время Δt масса воды m , переместившейся через данное поперечное сечение, равна $\rho Q \Delta t$, поэтому для кинетической энергии водного потока получим выражение

$$E_{кин} = \rho Q v^2 \Delta t/2. \quad (2.12)$$

Потенциальная энергия массы воды $E_{пот}$ равна

$$E_{пот} = mgH, \quad (2.13)$$

где H — высота центра тяжести объема воды над некоторой плоскостью отсчета, например уровнем моря. Выразив m через $\rho Q \Delta t$, получим

$$E_{пот} = \rho g Q \Delta t H. \quad (2.14)$$

Вода, перемещаясь вниз на высоту ΔH , совершает работу A , равную:

$$A = \rho g Q \Delta t \Delta H. \quad (2.15)$$

Мощность такого водного потока ($N = A/\Delta t$) равна:

$$N = \rho g Q \Delta H. \quad (2.16)$$

A , как и $E_{\text{кин}}$, $E_{\text{пот}}$, выражают в Дж ($\text{кг} \cdot \text{м}^2/\text{с}^2$), N — в Дж/с, или Вт ($\text{кг} \cdot \text{м}^2/\text{с}^3$).

По формулам (2.12) — (2.17) можно оценить энергию, работу и мощность не только движущейся воды, но и перемешающегося льда и снега.

2.5.3. Силы, действующие в водных объектах

Строгая математическая интерпретация законов движения воды с учетом всех действующих физических сил возможна лишь на основе трехмерного гидродинамического анализа. Для понимания наиболее общих закономерностей движения природных вод достаточно рассмотреть более упрощенную задачу. Для этого выделим в водном объекте некоторый объем воды в виде параллелепипеда со сторонами Δx (длина), B (ширина), h (высота) (рис. 2.3). При этом ось x направим через центр тяжести выделенного объема параллельно водной поверхности. Нижняя грань объема $S_{\text{дно}}$ сопри-

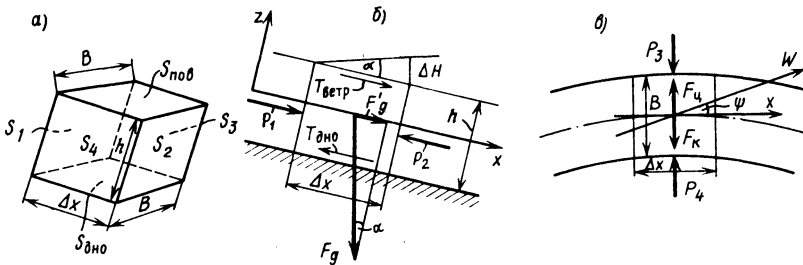


Рис. 2.3. Схема действующих в водном потоке физических сил: а — выделенный объем воды; б — он же в разрезе; в — он же в плане

касается с дном, верхняя $S_{\text{пов}}$ — с воздухом; поэтому высота параллелепипеда является одновременно и глубиной потока. Задняя S_1 , передняя S_2 и боковые — левая S_3 и правая S_4 грани отделяют выделенный объем от остальной части потока.

Пусть выделенный объем воды с массой m движется, не деформируясь, как единое целое в направлении уклона водной поверхности со средней скоростью v . В этом случае на объем воды будут действовать следующие объемные (массовые) и поверхностные силы.

К *объемным* (или *массовым*) силам, действующим на весь объем воды и приложенным к его центру тяжести, относятся *сила тяжести*

F_g и ее продольная составляющая F'_g , центробежная сила $F_{ц}$ и отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса) F_k .

Поверхностные силы, действующие на вертикальных гранях выделенного объема, подразделяются, в свою очередь, на *нормальные*, направленные перпендикулярно граням (это *силы давления* P), и *касательные*, действующие вдоль граней (это *силы трения* T). Различают силу трения у дна $T_{дно}$ и силу трения, обусловленную действием ветра на водную поверхность $T_{ветр}$ (считается, что неподвижный воздух тормозящего действия на движущуюся воду практически не оказывает).

Для математического представления объемных (массовых), нормальных и касательных поверхностных сил используют соответственно следующие выражения: $F = ma$, $F = Sp$ и $F = St$, где m — масса, a — ускорение, S — площадь боковой грани, p — давление на единицу площади, t — удельное трение (касательное напряжение). Размерность p и t — H/m^2 , или $kg/(m \cdot c^2)$. Как следует из рис. 2.3, все перечисленные силы, действующие на рассматриваемый объем воды, можно представить в следующем виде.

Сила тяжести, действующая вертикально вниз, равна $F_g = mg$, а ее продольная составляющая, действующая вдоль уклона водной поверхности, равна

$$F'_g = mg \sin \alpha = mg l, \quad (2.17)$$

где α — угол между горизонтальной плоскостью и поверхностью воды, $\sin \alpha = \Delta H / \Delta x = l$ — *уклон водной поверхности* (величина безразмерная), ΔH — *падение уровня* вдоль участка Δx .

Центробежная сила действует лишь в случае изгиба траекторий движущихся частиц воды и направлена перпендикулярно потоку в сторону от центра кривизны (такой случай показан на рис. 2.2, в). Эта сила равна $F_{ц} = ma_{ц}$, где $a_{ц}$ — центробежное ускорение, равное v^2/r (v — скорость течения воды, r — радиус изгиба потока), т.е.

$$F_{ц} = mv^2/r. \quad (2.18)$$

Сила Кориолиса действует на любое движущееся тело и направлена перпендикулярно движению в северном полушарии — вправо, в южном — влево. Она равна $F_k = ma_k$, где a_k — ускорение Кориолиса, равное $2v\omega \sin \varphi$ (ω — угловая скорость вращения Земли, равная $2\pi/86\,400 = 7,27 \cdot 10^{-5}$, φ — географическая широта места), т.е.

$$F_k = 2mv\omega \sin \varphi. \quad (2.19)$$

Масса выделенного объема m может быть представлена во всех этих формулах как $m = \rho Sh = \rho \Delta x Bh$, где ρ — плотность воды, S — площадь верхней или нижней граней, равная $\Delta x B$.

Полное *давление* на все четыре вертикальные грани объема (S_1 , S_2 , S_3 и S_4) должно быть отнесено к центрам этих граней. Оно равно $P = Sp$, где p — удельное давление на единицу площади, равное

$\rho gh/2 + p_a$ (здесь p_a — атмосферное давление, $h/2$ — половина глубины). Таким образом для давления на всех четырех гранях (P_1 , P_2 , P_3 и P_4) имеем сходные выражения:

$$P = S(\rho gh/2 + p_a). \quad (2.20)$$

Для движения воды имеет значение, однако, не столько давление на грани выделенного объема, сколько **разность давления** на противоположные грани. Так, *продольный градиент гидродинамического давления* на передней S_2 и задней S_1 гранях равен

$$\Delta P = P_2 - P_1. \quad (2.21)$$

Как видно из формулы (2. 21), такой градиент давления (при условии неизменного вдоль потока атмосферного давления) может возникнуть лишь в двух случаях: вследствие разницы в глубине расположения центра обеих граней и вследствие изменения плотности воды вдоль потока. Если же Δh и $\Delta \rho$ равны нулю, то отсутствует и градиент гидродинамического давления ΔP .

Поскольку слева и справа от направления движения выделенного объема характеристики движущейся воды (плотность, глубина) те же, что и в самом объеме, то в данном случае $P_3 = P_4$, поперечный градиент давления отсутствует.

Трение на дне $T_{\text{дно}}$ равно $T_{\text{дно}} = S_{\text{дно}}\tau_{\text{дно}}$, где $S_{\text{дно}} = \Delta x B$, а удельное трение (касательное напряжение) согласно законам гидродинамики может быть выражено следующим образом:

$$\tau_{\text{дно}} = f_{\text{дно}}\rho v^2, \quad (2.22)$$

где $f_{\text{дно}}$ — коэффициент сопротивления (трения на дне). Экспериментами установлено, что при ламинарном движении $f_{\text{дно}}$ зависит от числа Рейнольдса: $f_{\text{дно}} = a/Re$, а при турбулентном — не зависит. Поэтому, раскрыв значение Re по формуле (2.8), получаем таких два принципиально различных уравнения для касательного напряжения на дне $\tau_{\text{дно}}$; для ламинарного режима

$$\tau_{\text{дно}} = a\rho v^2/Re = a\rho v/h, \quad (2.23)$$

для турбулентного режима

$$\tau_{\text{дно}} = f_{\text{дно}}\rho v^2. \quad (2.24)$$

В формулах (2.23) и (2.24) a и $f_{\text{дно}}$ — коэффициенты, определяемые опытным путем. Коэффициент трения $f_{\text{дно}}$ зависит от характера поверхности дна и обычно изменяется от $1 \cdot 10^{-3}$ до $8 \cdot 10^{-3}$, $a = 3$.

Обращает на себя внимание тот факт, что касательное напряжение на дне при ламинарном движении зависит от скорости течения в первой степени и вязкости, а при турбулентном — от скорости течения во второй степени и не зависит от вязкости.

Таким образом, для ламинарного и турбулентного режимов дви-

жения воды получим соответственно два разных выражения для трения на дне:

$$T_{\text{дно}} = S_{\text{дно}} \cdot a_{\text{рв}} v / h, \quad (2.25)$$

$$T_{\text{дно}} = S_{\text{дно}} \cdot f_{\text{дно}} \rho v^2, \quad (2.26)$$

где $S_{\text{дно}} = \Delta x B$.

Для трения на поверхности воды, обусловленного действием ветра, применяют выражение $T_{\text{ветр}} = S_{\text{пов}} \cdot \tau_{\text{ветр}}$, где

$$\tau_{\text{ветр}} = f_{\text{ветр}} \rho_{\text{возд}} W^2 \cos \psi, \quad (2.27)$$

где $f_{\text{ветр}}$ — коэффициент трения на границе раздела движущийся воздух — вода, равный приблизительно $2,6 \cdot 10^{-3}$, $\rho_{\text{возд}}$ — плотность воздуха ($1,293 \text{ кг/м}^3$ — при нормальном атмосферном давлении), W — скорость ветра в м/с, ψ — угол между направлением движения воды и направлением ветра. При попутном ветре $\cos \psi > 0$, при встречном $\cos \psi < 0$; в последнем случае выражение для $\tau_{\text{ветр}}$ получает отрицательный знак. Выражение для трения ветра на водной поверхности таким образом будет следующим:

$$T_{\text{ветр}} = S_{\text{пов}} \cdot f_{\text{ветр}} \rho_{\text{возд}} W^2 \cos \psi, \quad (2.28)$$

где $S_{\text{пов}} = \Delta x B$.

В рассматриваемом случае трение на левой и правой гранях объема (S_3 и S_4) отсутствует, поскольку по обе стороны выделенного объема вода движется с той же скоростью, что и внутри него.

Все перечисленные силы можно подразделить на активные и пассивные. *Активные силы* вызывают движение воды, *пассивные* (или вторичные) лишь сопутствуют движению воды. К активным силам относятся *продольная составляющая сила тяжести, продольный градиент гидродинамического давления, сила трения*, если она обусловлена воздействием ветра на водную поверхность. К пассивным силам, возникающим только при наличии движения, относятся сопутствующие движению *сила трения на дне, центробежная сила, сила Кориолиса*.

2.5.4. Уравнение движения водного потока

Подстановка в уравнение (2.4), выражающее закон изменения количества движения (импульса), значений действующих сил в проекции на направление движения (ось x на рис. 2.3) позволит получить следующее выражение:

$$m \frac{dv}{dt} = F'_g - T_{\text{дно}} - \Delta P + T_{\text{ветр}}, \quad (2.29)$$

где активные силы представлены первым, третьим и четвертым членами правой части уравнения. Перед ΔP поставлен

отрицательный знак, поскольку положительное ускорение ($dv/dt > 0$) объем воды может приобрести лишь при уменьшении гидродинамического давления вдоль потока, т.е. когда $\Delta P < 0$. Трение на дне всегда направлено навстречу движению и поэтому $T_{\text{дно}}$ также имеет отрицательный знак. Силы центробежная и Кориолиса в уравнение (2.29) не включены, поскольку они действуют в поперечном направлении к потоку, а одномерное уравнение (2.29) рассматривает лишь **продольный баланс сил** в водном потоке.

В реальных условиях всегда преобладает действие каких-либо определенных сил. Поэтому движение воды можно классифицировать и по важнейшим активным силам, вызывающим движение.

Движение воды, обусловленное действием продольной составляющей силы тяжести, связанной, в свою очередь, с наклоном водной поверхности, называют *гравитационным*. Такой вид движения преобладает в реках, ледниках, безнапорных подземных водах. Движение воды в артезианских бассейнах, обусловленное градиентами давления, называют *напорным*. Если градиенты давления и уровня воды создаются разностью плотностей, то возникает *плотностное движение* вод, характерное для озер, океанов и морей. Течения, обусловленные влиянием трения о движущуюся среду (ветер создает движение в поверхностном слое воды, одно течение может вызвать новое, вторичное течение), называют *фрикционными*. Такие течения встречаются в морях, озерах, а также и в реках. Кроме перечисленных часто выделяют в самостоятельный вид *инерционное движение* воды, встречающееся во всех водных объектах в тех случаях, когда перестает действовать или ослабевает одна из активных сил.

В реальных водных объектах обычно действует сразу несколько активных сил, поэтому фактическое движение воды может иметь весьма сложную физическую природу.

В качестве примера рассмотрим лишь весьма часто встречающиеся в природе гравитационные движения воды, и то лишь для простейшего случая равномерного движения ($dv/dt = 0$). При равномерном движении действующие в потоке силы уравновешивают друг друга, левые части уравнений (2.4) и (2.29) равны нулю, т.е. имеем $\sum F = 0$.

Если действуют лишь силы F'_g и $T_{\text{дно}}$, то из (2.29) получим простое соотношение:

$$F'_g = T_{\text{дно}}. \quad (2.30)$$

Для выделенного на рис. 2.3 объема воды $F'_g = mgI = \rho g \Delta x B h I$, а значение $T_{\text{дно}}$, как было показано выше, будет иметь разное выражение для условий ламинарного и турбулентного режимов: см. формулы (2.25) и (2.26). Заменяя S на $\Delta x B$, подставляя значения F'_g и $T_{\text{дно}}$ в (2.30) и решая полученные уравнения относительно скорости течения v , получим две зависимости:

$$v = gh^2 I / \alpha v, \quad (2.31)$$

а для турбулентного

$$v = \sqrt{ghI/f_{\text{дно}}}. \quad (2.32)$$

Первая из них — зависимость типа формулы Пуазейля, выведенной им для ламинарного движения воды в трубах, вторая — зависимость типа формулы Шези, полученной для рек и каналов (см. гл. 6). Эти формулы отражают принципиально различную связь между определяющим гравитационное движение воды уклоном водной поверхности и скоростью потока: при турбулентном режиме скорость течения пропорциональна корню квадратному из уклона, при ламинарном — первой степени уклона (и к тому же зависит от вязкости воды).

Ламинарное гравитационное движение воды характерно для перемещения грунтовых вод в мелкопористых грунтах и для ледников. Турбулентное гравитационное движение воды — типичный случай течений в реках.

2.6. ВЕРТИКАЛЬНАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ ВОД

Устойчивость масс воды по вертикали (глубине) зависит от характера вертикального распределения ее плотности и характеризуется *коэффициентом устойчивости*:

$$K = d\rho/dz, \quad (2.33)$$

где $d\rho/dz$ — вертикальный градиент плотности (ось z направим вниз).

Если плотность воды увеличивается с глубиной (вдоль оси z), то $d\rho/dz > 0$ и $K > 0$. Этот случай носит название *прямой плотностной стратификации*, ему отвечает *вертикальная устойчивость вод*. Если же плотность воды уменьшается с глубиной, то $d\rho/dz < 0$ и $K < 0$. Массы воды в этом случае имеют *обратную плотностную стратификацию и по вертикали неустойчивы*. Если такая ситуация сложилась в водоеме, то более плотная вода начинает опускаться, а на ее место с глубины поднимается менее плотная вода. Этот процесс называется *вертикальной плотностной конвекцией*. Он может быть обусловлен различием плотности, связанным, например, с охлаждением поверхностных вод или осолонением поверхностного слоя в результате испарения воды. Вертикальная плотностная конвекция приводит к выравниванию вертикального распределения плотности, в результате чего $d\rho/dz$ и K становятся равными нулю, и тогда возникают условия *нейтральной устойчивости*. Любое последующее уменьшение плотности воды в поверхностном слое (вследствие нагревания, поступления менее минерализованной воды и т.д.) приведет к возникновению прямой плотностной стратификации и увеличению вертикальной устойчивости вод. Отмеченные процессы вертикального перераспределения вод с разной плотностью харак-

терны для многих водных объектов — океанов и морей, озер и водохранилищ, болот, некоторых участков рек и т.д.

В водных объектах массы воды стремятся приобрести вертикальную устойчивость, если с глубиной плотность воды увеличивается. Встречаются две основные причины вертикальной расслоенности вод по плотности — различия в температуре воды и ее солености.

В пресноводных озерах и водохранилищах главная причина изменения плотности воды — нагревание поверхностных вод весной и летом, охлаждение осенью и зимой. В океанах и морях обычно ведущая роль принадлежит изменению солености воды в результате различных причин. Например, поступление пресных речных вод и атмосферных осадков, а также таяние льда ведут к распреснению поверхностных вод, увеличению вертикальных градиентов плотности и увеличению степени вертикальной устойчивости вод. Наоборот, повышенное испарение воды или поступление более соленых вод из других морских бассейнов может привести к нарушению вертикальной устойчивости вод. В этом случае более плотная вода начинает опускаться на большие глубины.

Наиболее сложные процессы расслоения вод по плотности происходят при контакте пресных речных вод с солеными водами океанов и морей. Здесь, как правило, более легкие речные пресные воды распространяются в море в довольно тонком поверхностном слое над более плотными солеными водами. Однако бывают и исключения. Довольно редкий случай опускания по морскому дну пресной речной, но тем не менее более плотной, чем в море, воды упоминался в разделе 1.3.2. Здесь повышенная плотность речной воды объясняется наличием очень большого количества мелких наносов. Другой случай связан с сильным осолонением вод в прибрежных эстуариях и лагунах. Такое явление наблюдается, например, в устьях некоторых африканских рек (Гамбии, Сенегала и др.) и объясняется резким сокращением пресноводного речного стока из-за сильной засухи в Сахаре в последние несколько лет, значительным испарением того небольшого объема речных вод, который все же попадает на устьевой участок реки, компенсирующим эту убыль воды поступлением в реку соленых морских вод и их последующим испарением. В результате в прибрежных эстуариях и лагунах вода может приобрести соленость намного большую, чем соленость морской воды. В итоге в эстуарии или лагуне накапливается очень соленая вода, которая начинает поступать обратно в океан в виде придонного потока с большой соленостью. Возникает парадоксальное явление — из реки в океан поступает вода более соленая и плотная, чем в нем самом. Это еще мало изученное явление получило название *«обратного эстуария»*.

Глава 3. КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ ЗЕМЛИ

Важнейшей особенностью природных условий Земли является глобальный круговорот воды. Он осуществляет в глобальном, региональном и местном масштабе обмен веществом и энергией, служит основой единства природы, обеспечивает возобновление части природных ресурсов и играет решающую экологическую роль.

3.1. ВОДА НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Распределение суши и воды на земном шаре. Площадь поверхности Земли 510 млн. км². Из этой площади водами Мирового океана покрыто 361 млн. км² (71%), а площадь суши составляет 149 млн. км². В северном полушарии соотношение воды и суши 61:39, в южном 81:19. Таким образом, более $\frac{2}{3}$ поверхности нашей планеты покрыто водной оболочкой, причем особенно существенно вода преобладает над сушей в южном полушарии.

Общая площадь водных объектов на поверхности суши (ледников, озер, водохранилищ, рек, болот) составляет около 20 млн. км², или 15% площади суши (табл. 3.1). Если не учитывать ледники, то на остальные водные объекты суши останется всего 5,9 млн. км² (4% площади суши).

Количество воды на земном шаре. Общий объем воды в водных объектах на земном шаре около 1390 млн. км³, при этом на долю Мирового океана приходится 96,4% (табл. 3.1). Из водных объектов суши наибольшее количество воды содержат ледники — 25,8 млн. км³ (1,86% всех вод на Земле). Из этого количества воды на долю ледников Антарктиды, Гренландии и островов Арктики приходится соответственно 89,8; 9,7 и 0,3%. На горные ледники остается всего 0,2%.

Большие сложности представляет оценка содержания воды в земной коре (литосфере). Часть подземных вод, представленная капиллярными и гравитационными водами, находящаяся на глубинах с абсолютными отметками под поверхностью суши до минус

Таблица 3.1. Запасы воды на земном шаре

Виды природных вод	Площадь		Объем, тыс. км ³	Доля в мировых запасах, %		Средний пе- риод услов- ного возоб- новления за- пасов воды
	млн. км ²	% площа- ди суши		от общих запасов воды	от запасов пресных вод	
<i>Вода на поверхности литосферы</i>						
Мировой океан	361	—	1 338 000	96,4	—	2650 лет
Ледники и постоянный снежный покров	16,3	11	25 800	1,86	70,3	9700 лет
Озера	2,1	1,4	176	0,013	—	17 лет
в том числе пресные	1,2	0,8	91	0,007	0,25	—
Водохранилища	0,4	0,3	6	0,0004	0,016	52 дня
Вода в реках	—	—	2	0,0002	0,005	19 дней
Вода в болотах	2,7	1,8	11	0,0008	0,03	5 лет
<i>Вода в верхней части литосферы</i>						
Подземные воды	—	—	23 400	1,68	—	1400 лет
в том числе пресные	—	—	10 530	0,76	28,7	—
Подземные льды зоны многолетнемерзлых пород	2,1	14	300	0,022	0,82	10 000 лет
<i>Вода в атмосфере и в организмах</i>						
Вода в атмосфере	—	—	13	0,001	0,04	8 дней
Вода в организмах	—	—	1	0,0001	0,003	Несколько часов
<i>Общие запасы воды</i>						
Общие запасы воды	—	—	1 388 000	100	—	—
в том числе пресной	—	—	36 700	2,64	100	—

Примечание. По данным монографии «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» (1974) с некоторыми округлениями и уточнениями, в частности, по готовящемуся к изданию Атласу снежно-ледовых ресурсов мира.

2000 м и участвующая в круговороте воды в природе, должна быть отнесена к гидросфере. Она оценивается гидрологами в 23,4 млн. км³, или 1,68% общего объема вод на Земле (табл. 3.1). Некоторые исследователи приводят несколько бóльшие величины: М. И. Львович — 60 млн. км³, А. Ф. Макаренко — 86,4 млн. км³. К водам, находящимся в литосфере, относят также подземные льды зоны многолетней (вечной) мерзлоты объемом 300 тыс. км³ (0,022% объема всех вод) (табл. 3.1).

Некоторый объем воды находится в живых организмах биосферы. Считают, что масса живого вещества на Земле $1,4 \cdot 10^{12}$ т. Если принять, что содержание воды в живых организмах в среднем 80%, то получим массу воды в организмах, равную $1,12 \cdot 10^{12}$ т, что и дает объем «биологической воды» немногим более 1 тыс. км³.

В атмосфере в среднем постоянно находится около 13 тыс. км³

влаги в виде водяного пара, капель воды, кристалликов льда. При этом 90% воды находится в самом нижнем слое атмосферы — на высотах 0—5 км. Объем атмосферной влаги мог бы дать слой воды на поверхности Земли, равный всего 25 мм.

Важное значение имеет оценка количества на Земле *пресной воды* — наиболее ценных для человека природных ресурсов. Всего на планете 36,7 млн. км³ пресных вод (2,64% общего объема вод) (см. табл. 3.1). Главные аккумуляторы пресной воды — ледники, пресные подземные воды, подземные льды в зоне многолетней мерзлоты, пресные озера. Из общего количества пресных вод на Земле на твердую фазу (лед) приходится 71%, на жидкую фазу — 29%.

Изменение количества воды на земном шаре. За всю историю Земли, по мнению геологов, в результате дегазации мантии выделялось в среднем не более 0,5—1 км³ воды в год. Полагают, что и в настоящее время из недр Земли поступает приблизительно столько же воды.

С метеоритами и космической пылью на Землю ежегодно попадает около 0,5 км³ воды, т.е. величина в сравнении с полным объемом вод на планете ничтожная. Приблизительно столько же рассеивается с Земли в космическое пространство. Полагают также, что некоторое количество воды расходуется в процессе фотосинтеза: растения выделяют, по данным А. А. Ничипоревича, 225 км³ воды в год.

Объем потерь и дополнительного поступления воды, о которых только что шла речь, весьма невелики, и поэтому можно считать, что в течение достаточно длительного с геологической точки зрения периода времени (миллионы лет) количество воды на земном шаре оставалось практически неизменным.

Очевидно, однако, что с течением времени происходит периодическое перераспределение воды в самой гидросфере, причем главными элементами такой изменчивой системы оказываются Мировой океан и ледники. В межледниковые периоды ледники тают и увеличивают объем воды в Мировом океане, в ледниковые периоды происходит обратный процесс — влага в виде льда аккумулируется в ледниках, уменьшая объем Мирового океана (см. разд. 3.5).

За последние 18 тыс. лет уровень Мирового океана повысился приблизительно на 100 м, что соответствует приращению объема вод в Мировом океане на огромную величину — 37,5 млн. км³, или 2,8%. В последние 5—6 тыс. лет уровень Мирового океана в целом стабилизировался при небольшой тенденции к повышению. Стабилизировался в целом и объем воды в водных объектах суши. Однако более детальные исследования свидетельствуют о том, что небольшое перераспределение воды между водными объектами разных типов все же происходит.

В текущем столетии (1900—1975) произошли, например, такие изменения, представленные в табл. 3.2. Материковые запасы вод сократились на 46,4 тыс. км³, соответственно увеличился объем вод в Мировом океане. Это привело к повышению его уровня приблизительно на 11,4 см, или на 1,5 мм/год.

Т а б л и ц а 3.2. Изменение объема водных объектов на Земле за 1900—1975 гг. (по Р. К. Клиге)

Водные объекты	Изменение объема вод			
	общее, тыс. км ³	км ³ /год	В пересчете на изменение уровня Мирового океана	
			общее, см	мм/год
Озера	—4,79	—63	1,29	0,17
Подземные воды	—10,34	—136	2,89	0,38
Ледники Антарктиды	—23,94	—315	6,61	0,87
Ледники Гренландии	—6,23	—82	1,75	0,23
Ледники арктических островов	—0,91	—12	0,23	0,03
Горные ледники	—0,23	—3	0,08	0,01
Водохранилища	5,24	69	—1,44	—0,19
Мировой океан	41,19	542	11,40	1,50

3.2. КРУГОВОРОТ ТЕПЛА НА ЗЕМНОМ ШАРЕ И РОЛЬ В НЕМ ПРИРОДНЫХ ВОД

Энергетической основой движения вод на Земле служат солнечная радиация и тепловые процессы. Поэтому прежде чем проанализировать закономерности круговорота воды на земном шаре, рассмотрим особенности круговорота тепла на Земле и роль в нем природных вод.

Источник тепловой энергии на Земле — Солнце. Солнечная энергия перераспределяется между поверхностью земли и атмосферой, между сушей и океаном. При этом природные воды выступают и как поглотитель и регулятор поступающей солнечной энергии, и как фактор ее перераспределения на Земле.

Солнечная постоянная равна 1,36 кВт/м², и ко внешней границе атмосферы Земли поступает таким образом в среднем за год 42,8 млрд. Дж/м². Вследствие шарообразности Земли на единицу поверхности внешней границы атмосферы в среднем поступает четвертая часть, т.е. около 10,7 млрд. Дж/м² в год. Приняв альбедо Земли близким к 0,30, М. И. Будыко получил, что Землей как планетой поглощается в среднем 7,49 млрд. Дж/м² коротковолновой солнечной радиации в год. Такое же количество тепла отдается Землей в виде длинноволнового излучения в космическое пространство, и поэтому теплосодержание планеты в целом остается неизменным.

Из внешнего потока тепловой энергии в 7,49 млрд. Дж/м² ежегодно в среднем поглощается поверхностью Земли 4,94 млрд. Дж/м², а атмосферой 2,55 млрд. Дж/м². Эффективное длинноволновое излучение поверхности Земли и атмосферы составляет соответственно 1,63 млрд. и 5,86 млрд. Дж/м² в год. Таким образом, радиационные балансы земной поверхности и атмосферы уравновешивают друг друга и равны каждый 3,31 млрд. Дж/м² в год.

Тепло, идущее на нагревание поверхности Земли, т.е. 3,31 млрд. Дж/м², тратится на испарение воды (2,76 млрд. Дж/м²) и турбулентный теплообмен с атмосферой (0,55 млрд. Дж/м²). Те же 2,76 млрд. Дж/м², что были затрачены на испарение, отдаются в атмосферу при конденсации водяного пара. Это дополнительное тепло становится важным источником нагревания атмосферы и причиной ее активности, особенно в тропиках.

Таким образом, весьма существенная часть радиационного баланса всей поверхности Земли (84%) затрачивается на испарение воды. Причем здесь существенно различаются процессы на поверхности суши и океана: из среднего радиационного баланса суши (2,09 млрд. Дж/м²) тратится на испарение 1,13 млрд. Дж/м², а для океана величины радиационного баланса и потерь тепла на испарение равны соответственно 3,81 млрд. и 3,43 млрд. Дж/м². Следовательно, на поверхности суши на испарение затрачивается около 54% радиационного баланса, а на поверхности океана гораздо больше — 90% радиационного баланса.

Воды Мирового океана и воды суши служат, таким образом, мощными регуляторами тепловых процессов на Земле.

Теплообмен поверхности Земли с атмосферой составляет в среднем за год 0,55 млрд. Дж/м². При этом суша отдает в атмосферу 0,96 млрд. Дж/м², а океан — всего 0,38 млрд. Дж/м². Общее же количество тепла, отдаваемого сушей и океаном атмосфере с учетом их площадей, приблизительно одинаково и составляет соответственно $13,7 \cdot 10^{22}$ и $14,3 \cdot 10^{22}$ Дж. Океан, таким образом, имея температуру поверхностного слоя в среднем более высокую, чем атмосфера (приблизительно на 3° С), играет важную роль в теплообмене и обогревает атмосферу. По расчетам В. Н. Степанова, в океане содержится около $31,8 \cdot 10^{27}$ Дж тепла — в 21 раз больше, чем в атмосфере.

Помимо отмеченного значения гидросферы в тепловом балансе Земли, необходимо обратить внимание на очень важную роль, которую играет гидросфера в перераспределении тепла на земной поверхности.

В целом для поверхности Земли радиационный баланс $R_{\text{пов}}$ и затраты тепла на испарение и теплообмен с атмосферой $\Theta_{\text{исп}} + \Theta_{\text{атм}}$ полностью балансируются, но на различных широтах это уже не наблюдается. В экваториальной части планеты $R_{\text{пов}} > \Theta_{\text{исп}} + \Theta_{\text{атм}}$, в приполярных районах соотношение обратное (рис. 3.1,а). Чтобы избыток тепла в низких и дефицит тепла в высоких широтах в целом для Земли балансировались, необходимо существование постоянно действующего механизма передачи тепла из экваториальной зоны к полюсам. Осуществляют этот перенос тепла в основном океанские течения. Физической причиной течений служит вертикальный круговорот воды в океане, вызванный опять же неравномерным его нагре-

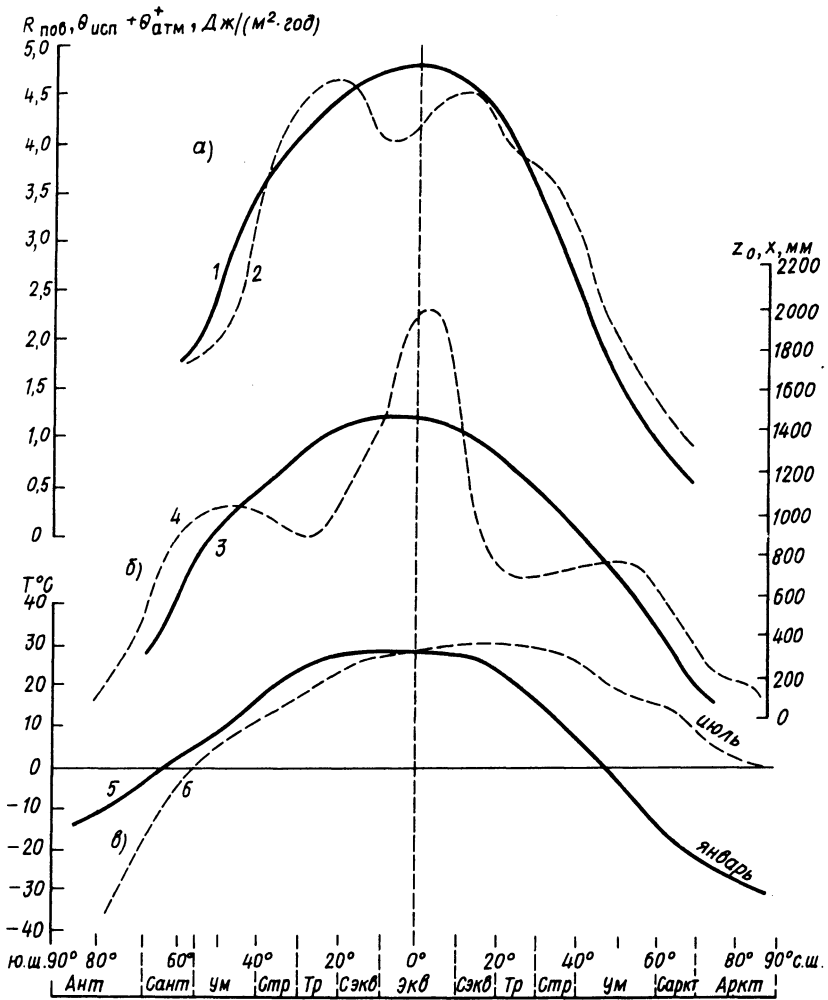


Рис. 3.1. Распределение на земном шаре:

а — радиационного баланса поверхности Земли $R_{пов}$ 1 и суммы тепловых затрат на испарение и передачу тепла атмосфере $\Theta_{исп} + \Theta_{атм}$ 2; б — испаряемости z_0 3, осадков x 4; в температуры воздуха T за январь 5 и июль 6; типизация климатов Земли по Б. П. Алисову: Аркт — арктический, Ант — антарктический, Саркт — субарктический, Сант — субантарктический, Ум — умеренный, Стр — субтропический, Тр — тропический, Сэкв — субэкваториальный, Экв — экваториальный

вом. В высоких широтах холодные (и поэтому более плотные) воды опускаются на дно и движутся в сторону менее плотных (более нагретых) вод к экватору. На поверхности происходит движение воды от экватора в сторону высоких широт, компенсирующее опускание вод в высоких широтах и переносящее в этом направлении

накопленное в экваториальной зоне тепло. Описанный механизм приводит к некоторому выравниванию тепловых различий в низких и высоких широтах. Таким образом и этот механизм способствует регулированию тепловых процессов на планете.

Следует добавить, что в результате неравномерного распределения тепла на земном шаре складывается неравномерное распределение атмосферного давления, температуры воздуха и испаряемости, а также атмосферных осадков (рис. 3.1, б).

Заметим, что испаряемость (потенциально возможное, т.е. не лимитируемое запасами воды испарение в данном месте при существующих атмосферных условиях) и температура в целом повторяют кривую распределения по широте радиационного баланса, от которой они зависят. Обращает на себя внимание и такой факт (рис. 3.1, б). В условиях арктического, субарктического, антарктического и субантарктического, а также частично умеренного и экваториального климата осадки x превышают теоретически возможное испарение (испаряемость z_0); здесь наблюдается избыток влаги и расположены области с избыточным увлажнением («индекс сухости» $z_0/x < 0,45$, по М. И. Будыко) — арктические пустыни, тундра, лесотундра, альпийские луга и занятые лесами области с достаточным увлажнением ($z_0/x = 0,45 \div 1,00$). В условиях субтропического, тропического, субэкваториального и частично экваториального климата отмечаются, наоборот, превышение испаряемости над осадками и дефицит влаги, здесь расположены области с недостаточным увлажнением ($z_0/x = 1,00 \div 3,00$) — лесостепь, ксерофитная субтропическая растительность и сухие области полупустынь и пустынь ($z_0/x > 3,0$). Условия увлажнения, как будет показано далее, играют важнейшую роль в формировании водного баланса и гидрологического режима речных бассейнов и озер.

3.3. КРУГОВОРОТ ВОДЫ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Круговорот воды на земном шаре — основная особенность гидросферы Земли и природных условий планеты в целом. Круговорот воды создает основной механизм перераспределения на Земле вещества и энергии, объединяет в единое целое не только водные объекты, но и разные части планеты.

В круговороте воды на земном шаре проявляется **единство природных вод Земли** и их связь с атмосферой, литосферой, биосферой. В. И. Вернадский писал: «Любое проявление природной воды — глетчерный лед, безмерный океан, река, почвенный раствор, гейзер, минеральный источник — составляют единое целое, прямо или косвенно, но глубоко связаны между собой, с земной атмосферой и с живым веществом»¹.

¹ Вернадский В. И. Избр. соч. М., 1960. Т. IV. Кн. 2. С. 24.

Физической причиной круговорота воды на земном шаре служат солнечная энергия и сила тяжести. *Солнечная энергия*, как было показано выше (разд. 3.2), — это причина нагревания и последующего испарения воды. Неравномерное распределение по Земле солнечной энергии приводит к неравномерному распределению атмосферного давления, вызывает воздушные потоки — ветры, переносящие испарившуюся влагу — водяной пар — и создающие ветровые течения в океане. Неравномерное распределение солнечной энергии приводит также к неравномерному распределению плотности воды в океане и, как следствие, к возникновению плотностных течений.

Сила тяжести вынуждает сконденсировавшуюся в атмосфере при благоприятных условиях влагу выпадать в виде атмосферных осадков, а также все поверхностные и подземные воды стекать сначала к дренирующим местность рекам, а в конечном счете к океану. Естественно, что стекание вод под действием силы тяжести объясняется наклоном поверхности Земли и слоев в земной коре, что, в свою очередь, создается тектоническими и геоморфологическими процессами.

В круговороте воды на земном шаре проявляются закономерности сохранения вещества и водного баланса (табл. 3.3). В таблице приведены годовые величины переноса вод в объемных единицах (км^3), а также выраженные в мм слоя. В уравнениях водного баланса Земли в целом и океана и суши в частности не учитывались ничтожные объемы водообмена Земли с космическим пространством, а также затраты воды в процессе фотосинтеза и незначительное поступление воды вследствие дегазации мантии (см. разд. 3.1). Эти величины заведомо во много раз меньше возможных ошибок расчета других составляющих мирового водного баланса. Заметим попутно, что наибольшую точность имеют данные об атмосферных осадках на территории суши, о речном стоке, подтверждаемые прямыми наблюдениями. Наименьшую точность имеют данные об испарении и осадках в Мировом океане.

В глобальном круговороте воды (рис. 3.2) выделяют два звена: *океаническое звено*, представляющее собой многократно повторяющийся цикл: испарение с поверхности океана — перенос водяного пара над океаном — осадки на поверхность океана — океанические течения — испарение и т.д. (*A* на рис. 3.2); *материковое звено*, представляющее собой многократно повторяющийся цикл: испарение с поверхности суши — перенос водяного пара — осадки на поверхность суши — поверхностный и подземный сток — испарение и т.д. (*B* и *B'* на рис. 3.2). Оба звена связаны между собой переносом водяного пара с океана на сушу и, наоборот, поверхностным и подземным стоком с суши в океан.

С океана ежегодно испаряется в среднем 505 тыс. км^3 , возвращается в океан в виде атмосферных осадков 458 тыс. км^3 . Испаряется

Таблица 3.3. Средний годовой водный баланс Земли
(«Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли», 1974)

Часть Земли	Пло- щадь, млн. км ²	Осадки <i>x</i>		Испарение <i>z</i>		Сток						Уравнение водного баланса		
		тыс. км ³	мм	тыс. км ³	мм	речной <i>y_p</i>		леднико- вый <i>y_л</i>	весь поверх- ностный <i>y = y_p + y_л</i>		подземный <i>w</i>		суммарный <i>(y + w)</i>	
						тыс. км ³	мм		тыс. км ³	мм				тыс. км ³
Весь земной шар	510	577	1130	577	1130	—	—	—	—	—	—	—	—	$x = z$
Мировой океан	361	458	1270	505	1400	41,7	116	3,0	8	44,7	124	2,2	6	$x_{ок} + y + w = z_{ок}$
Суша	149	119	800	72	485	41,7	280	3,0	20	44,7	300	2,2	15	$x_c = y + z_c + w$
в том числе:														
область внешнего сто- ка	119	110	924	63	529	41,7	350	3,0	25	44,7	376	2,2	19	$x'_c = y + z'_c + w$
область внутреннего стока	30	9	300	9	300	—	—	—	—	—	—	—	—	$x''_c = z''_c$

Примечание. В отдельных случаях цифры округлены.

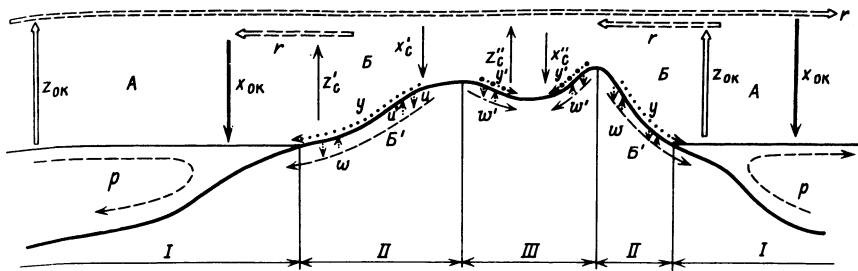


Рис. 3.2. Схема глобального круговорота воды:

A — океаническое звено, *B*, *B'* — материковое звено с поверхностной *B* и подземной *B'* частями:

I — океан ($z_{ок}$ — испарение, $x_{ок}$ — осадки); *II* — области внешнего стока суши ($z'_с$ — испарение, $x'_с$ — осадки, y — поверхностный, w — подземный сток); *III* — области внутреннего стока суши ($z''_с$ — испарение, $x''_с$ — осадки, y' — поверхностный, w' — подземный сток); r — перенос влаги в атмосфере, p — океанические течения, u и u' — инфильтрация, подъем и испарение вод в грунтах

с океана, таким образом, больше, чем возвращается с осадками. Разность в 47 тыс. км³ составляют воды, которые переносятся с океана на сушу в виде водяного пара. Таким образом, в океаническое звено круговорота воды на Земле вовлечено 458 тыс. км³ воды в год.

На поверхность суши ежегодно выпадает в среднем 119 тыс. км³ атмосферных осадков. Они слагаются из воды, испарившейся с поверхности суши (72 тыс. км³), и влаги, принесенной с океана (47 тыс. км³). Таким образом, в материковом звене круговорота воды на Земле принимает участие 72 тыс. км³. Важно отметить, что из 72 тыс. км³ испаряющейся ежегодно с поверхности суши воды 30 тыс. км³ (42%) приходится на транспирацию растительным покровом.

Водообмен между сушей и океаном составляет, как уже указывалось, 47 тыс. км³ воды в год. Переносимая с океана влага возвращается в него с равным ей по величине материковым стоком. Материковый сток (47 тыс. км³ воды в год) слагается из поверхностного ($y = 44,7$ тыс. км³ в год) и подземного, не дренируемого реками ($w = 2,2$ тыс. км³ в год). Поверхностный сток, в свою очередь, включает водный сток рек, впадающих в океан ($y_p = 41,7$ тыс. км³ в год), и ледниковый сток ($y_l = 3,0$ тыс. км³ в год). Последний представляет собой разгрузку покровных ледников в виде откладывающихся от него айсбергов и поступление непосредственно в океан талой воды из покровных ледников. Наибольшую часть ледникового стока дает Антарктида (2,3 тыс. км³ в год).

Рассмотренная выше схема круговорота воды на земном шаре в действительности более сложна. Во-первых, перенос влаги с океана на сушу в размере 47 тыс. км³ в год практически есть результирующий влагоперенос через границу океан — суша. По данным аэрологических измерений установлено, что полный перенос влаги с океана

на сушу равен 101 тыс. км³. В обратном направлении — с суши на океан — переносится около 54 тыс. км³. Полагают, что из этих 54 тыс. км³ воды одна часть (19 тыс. км³) — результат испарения океанической воды, выпавшей над сушей в виде осадков, а другая — 35 тыс. км³ — та же океаническая вода, прошедшая над сушей «транзитом».

Во-вторых, при исследовании гидрологических процессов на суше очень важно учитывать, что суша подразделяется на две части — *области внешнего стока*, откуда выпавшие атмосферные осадки так или иначе поступают в Мировой океан, и *области внутреннего стока (бессточные области)*, не дающие стока в Мировой океан. На долю областей внешнего стока приходится 80% площади суши, на долю областей внутреннего стока (бессточных) — 20%.

Главный водораздел земного шара делит всю сушу на два склона: первый — со стоком рек в Атлантический и Северный Ледовитый океаны (60% площади суши) и второй — со стоком рек в Тихий и Индийский океаны (40%). Главный водораздел проходит по Южной и Северной Америке от мыса Горн по Андам, Скалистым горам до Берингова пролива, по восточному нагорью Азии, пересекает его в широтном направлении, а затем продолжается вдоль восточной окраины Африки и ее южной оконечности. К бассейну Северного Ледовитого океана относится 15% всей площади суши, Атлантического — 34, Тихого — 17, Индийского — 14%.

К наиболее обширным областям внутреннего стока (бессточным областям) относятся: в Европе — водосборный бассейн Каспийского моря; в Азии — обширная Туранская низменность, включающая водосборные бассейны Аральского моря и оз. Балхаш, пустыни Алашань, Гоби, Такла-Макан, часть Аравийского полуострова и др.; в Африке — пустыни Сахара, Ливийская, Нубийская, Калахари, водосборы озер Чад, Рудольф и др.; в Северной Америке — пустыня Большого Бассейна, включая район Большого соленого озера и др.; в Южной Америке — водосборы озер Титикака — Поопо, полупустынные плато Патагонии и др.; в Австралии — западная и центральная части материка (более 50% всей площади).

В областях внешнего стока ежегодно выпадает 110 тыс. км³ осадков, а испаряется 63 тыс. км³. Разница (47 тыс. км³) и составляет материковый сток в океан. В областях внутреннего стока выпадает в общей сложности 9 тыс. км³ осадков в год и весь этот объем воды в конечном счете испаряется.

Все крупнейшие реки мира дренируют области внешнего стока. Но и в областях внутреннего стока (бессточных областях) имеются довольно крупные реки с суммарным стоком около 1 тыс. км³ в год. Среди этих рек Волга, Амударья, Сырдарья, Или. На долю Волги приходится около 1/4 стока всех рек бессточных областей. Реки в бессточных областях несут свои воды в замкнутые бессточные озера, где эти воды и испаряются.

Осадки на любом участке суши складываются из «внешних» осадков, сконденсировавшихся из водяного пара, пришедшего извне, и «внутренних» (или местных) осадков, сконденсировавшихся из влаги, испарившейся с поверхности данного конкретного участка суши. Этот сложный многократно повторяющийся процесс называется *внутриконтинентальным влагооборотом*.

Рассмотрим его несколько подробнее. Пусть составляющие влагооборота над ограниченным участком суши за интервал времени Δt будут заданы следующими величинами (рис. 3.3). С атмосферным воздухом поступает извне влага объемом A . Величина испарения

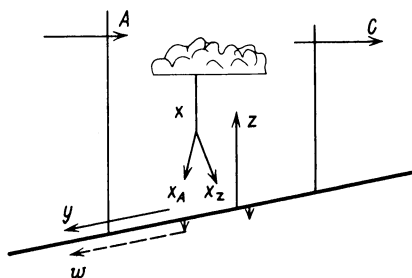


Рис. 3.3. Схема внутриконтинентального влагооборота

с поверхности земли равна z . Осадки могут быть представлены как $x = x_A + x_z$, где x_A — внешние осадки из водяного пара, пришедшего извне, x_z — внутренние (местные) осадки. Часть осадков переходит в воды поверхностного y и подземного w стока.

За пределы участка будет вынесен водяной пар, количество которого C включает как часть пришедшей извне, так и часть испарившейся влаги в пределах участка. Величина C может быть выражена тремя способами:

$$C = A - x - z, \quad (3.1)$$

$$C = (A - x_A) + (z - x_z), \quad (3.2)$$

$$C = A - (y + w). \quad (3.3)$$

Все три уравнения тождественны. Первое и второе тождественны, так как $x = x_A + x_z$, а первое и третье — поскольку должно выполняться уравнение водного баланса для участка суши:

$$x = z + y + w. \quad (3.4)$$

Важной характеристикой внутриконтинентального влагооборота служит отношение внешних и внутренних (местных) осадков x_A/x_z или

отношение всех осадков к внешним осадкам x/x_A . Последнюю величину называют *коэффициентом влагооборота*: $K_{в.л} = x/x_A = (x_A + x_z)/x_A = 1 + x_z/x_A$. По О. А. Дроздову

$$K_{в.л} = 1 + zL/(2ua), \quad (3.5)$$

где z — испарение с рассматриваемого участка суши, L — длина участка, u — средняя скорость воздушного потока, a — среднее влагосодержание воздуха на наветренной стороне участка. Из уравнения (3.5) следует, что интенсивность внутриматерикового влагооборота тем больше, чем больше размер территории и больше испарение, и тем меньше, чем больше влагосодержание приходящего извне воздуха. Для небольших по площади участков суши $K_{в.л}$ приближается к 1. Величина $K_{в.л}$ свидетельствует о возможностях влагообеспечения территории за счет местных ресурсов воды. В засушливых районах $K_{в.л}$ меньше, в увлажненных — больше. В среднем для континентов получены следующие величины $K_{в.л}$: Европа — 1,42; Азия — 1,62; Африка — 1,42; Северная Америка — 1,54; Южная Америка — 1,68; Австралия — 1,14.

В пределах каждого водного объекта происходит обмен вод, который подразделяют на внешний и внутренний. *Внешний водообмен* отражает степень обновления вод водного объекта в результате поступления вод извне (осадки, сток) или стока воды из данного объекта. *Внутренний водообмен* — это перемещение вод внутри объекта в результате вертикального или горизонтального переноса в самом объекте. Этот водообмен связан уже не с внешними условиями питания водного объекта, а с его внутренними динамическими процессами.

Интенсивность внешнего водообмена весьма приближенно может быть охарактеризована с помощью *коэффициента условного водообмена* $K_{в}$, представляющего собой отношение приходных или расходных членов уравнения водного баланса к среднему объему вод в водном объекте V . В наиболее общем виде это отношение равно

$$K_{в} = \frac{Y_1 + W_1 = X}{V} = \frac{Y_2 + W_2 = Z}{V}, \quad (3.6)$$

где Y_1 — приток поверхностных вод к водному объекту, W_1 — приток подземных вод к водному объекту, X — осадки на его поверхность, Y_2 — отток поверхностных вод из водного объекта, W_2 — фильтрация вод из водного объекта, Z — испарение с его поверхности. Все характеристики, кроме V , измеряются в м^3 или км^3 в год, V — в м^3 или км^3 . При вычислении $K_{в}$ для водных объектов некоторых типов в формуле (3.6) могут отсутствовать отдельные члены: например, для ледников Y_1, W_1, W_2 практически равны нулю, для океана $Y_2 = 0, W_2 \sim 0$.

Таким образом, $K_{в}$ показывает, сколько раз в году сменяются воды в водном объекте (при $K_{в} > 1$) или какая часть объема воды

сменяется в течение года (при $K_b < 1$). В обоих случаях допускается, что происходит не полное мгновенное перемешивание воды в водном объекте, а вытеснение «новой» водой «старой» воды.

Величина, обратная коэффициенту условного водообмена, называется *периодом условного водообмена* или *периодом условного возобновления вод*:

$$\tau_b = 1/K_b. \quad (3.7)$$

Величина τ_b характеризует время, в течение которого произойдет полная замена вод в водном объекте при принятом выше допущении; τ_b измеряют в годах, если $K_b > 1$, и в долях года (ее можно выразить в сутках), если $K_b < 1$. Так, например, в процессе ежегодного водообмена принимает участие 505 тыс. км³ океанических вод, т.е. всего 0,04% их общего объема. Период условного возобновления вод Мирового океана составит: $1337 \cdot 10^6 / 505 \cdot 10^3 = 2650$ лет. Годовой сток всех рек (41,7 тыс. км³) почти в 20 раз больше объема воды, единовременно в них находящегося (2,12 тыс. км³). Поэтому воды в реках возобновляются в среднем за $2120/41700 = 0,051$ года, или 19 дней. Аналогичные данные о периодах условного возобновления вод для других водных объектов, по К. П. Воскресенскому, приведены в табл. 3.1.

Важная и новая задача современной гидрологии — это оценка влияния хозяйственной деятельности на процессы круговорота воды и водные ресурсы.

В текущем столетии существенно возросли объемы безвозвратного водопотребления. Однако заметного влияния на круговорот воды в масштабах всей Земли или даже континентов и крупных регионов эти объемы воды, по-видимому, не оказали, так как изъятие воды из водных объектов должно было с неизбежностью привести к увеличению испарения, внутриматерикового влагообмена и, следовательно, атмосферных осадков, и хотя бы частично компенсировать потери вод. Поэтому применительно к континентам, а тем более к планете в целом термин «безвозвратные потери» может использоваться лишь условно. Конечно, безвозвратное (в традиционно понимаемом смысле) водопотребление существенно влияет на водные ресурсы небольших регионов, отдельных речных бассейнов и водоемов. Так, вследствие изъятия воды на орошение существенно сократился сток многих рек Индии, в нашей стране уменьшился сток в устьях рек Волги, Днепра и особенно Амударьи, Сырдарьи, Терека.

Единственным антропогенным фактором, действительно оказавшим влияние на круговорот воды и приведшим к изъятию из этого круговорота некоторого объема воды, было накопление воды в водохранилищах. Создание водохранилищ, как показано в табл. 3.2, привело к уменьшению притока вод в океан и к некоторой задержке наблюдавшегося повышения его уровня.

3.4. КРУГОВОРОТ СОДЕРЖАЩИХСЯ В ВОДЕ ВЕЩЕСТВ

К числу наиболее распространенных веществ, содержащихся в воде и участвующих вместе с водой в ее глобальном круговороте, относятся растворенные в воде соли, взвешенные вещества и газы. Для этих веществ есть, однако, и другие способы переноса, помимо водного.

Круговорот солей. С поверхности океана в атмосферу при выбросе волнением и физическом испарении ежегодно выносятся в среднем 5,0 млрд. т солей, возвращается обратно 4,5 млрд. т с атмосферными осадками и пылеватыми частицами¹. Разница (0,50 млрд. т) — это соли, которые переносятся в атмосфере с океана на сушу. Значительно больше солей поступает ежегодно с суши в океан (4,53 млрд. т). Последняя величина складывается из поступления солей с речными (3,1 млрд. т), ледниковыми (0,03 млрд. т) и подземными водами (1,2 млрд. т), а также при растворении речных взвесей (0,2 млрд. т). Основным источником этих солей служит процесс растворения горных пород поверхностными и подземными водами.

Расчет переноса солей на земном шаре проведен с учетом их средней концентрации в атмосферных осадках и ледниковых водах — 8—10 мг/л, в речных и подземных водах 75 и 545 мг/л соответственно. Некоторое постоянное накопление солей в бессточных областях не учитывалось.

Таким образом, на земном шаре происходит **направленный процесс выноса солей с суши в Мировой океан** в размере 4,53—0,50 ~ 4 млрд. т/год.

Общее количество солей, растворенных в водах Мирового океана, равно, по В. Н. Степанову, $46,5 \cdot 10^{15}$ т. При объеме вод в океане 1338 млн. км³ это дает среднюю соленость воды около 35‰. В обмене солями океана с атмосферой и сушей участвует не более 4 млрд. т/год, что составляет всего около одной десятиллионной доли общего запаса солей в океане. Поэтому повлиять скольконибудь заметно на изменение запаса солей в океане и соленость самой океанической воды даже длительное поступление солей с суши не может, тем более что большая часть приносимых солей осаждаются на дно океана.

Круговорот наносов. *Наносы — это содержащиеся в водных объектах твердые, в основном минеральные, частицы, поступающие в воду в результате эрозии земной поверхности и вымывания из грунта и переносимые водой во взвешенном или влекомом состоянии.*

Круговорот наносов на земном шаре может проявляться лишь в геологическом масштабе времени, когда в разных районах планеты сменяется характер эрозионно-аккумулятивного цикла: эрозия оса-

¹ Составляющие баланса солей в Мировом океане даны по О. А. Алекину, В. Н. Степанову, В. Ю. Иваненкову и О. К. Бордовскому.

дочных пород на материке — смыв наносов в океан и формирование толщи отложений на дне океана — тектоническое поднятие толщ морских отложений и превращение их в сушу — эрозия этих отложений и т.д. В каждый же конкретный момент времени можно говорить лишь о **направленном** поступлении наносов с суши в Мировой океан.

Одновременно с этими глобальными эрозионно-аккумулятивными циклами геологического масштаба времени происходит и перераспределение солей на земном шаре, о чем речь шла выше: растворяются на суше главным образом осадочные породы океанического происхождения. Они-то и становятся источником солевого стока рек.

Основным переносчиком продуктов эрозии на поверхности суши служит сток талых и дождевых вод по склонам, сток вод в низших звеньях русловой сети речных бассейнов.

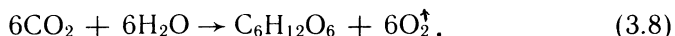
Годовой сток взвешенных наносов рек мира при средней мутности речных вод $0,375 \text{ кг/м}^3$ составляет 15,7 млрд. т (по В. В. Алексееву и К. Н. Лисициной), что дает смыв с поверхности суши в среднем 150 т/км^2 или $0,1 \text{ мм/год}$. Фактическая эрозия поверхности суши на несколько порядков превышает величину эрозии, рассчитанную по стоку наносов рек в их замыкающих створах. Превышение фактической эрозии над рассчитанной по стоку наносов объясняется тем, что огромные массы грунта, смытого плоскостным и ручейковым стоком, накапливаются у подножья склонов, большие объемы наносов отлагаются в устьях и на конусах выноса оврагов, ручьев, речных притоков, на речных поймах и т.д. Различие между суммарным объемом эрозии и стоком наносов рек увеличивается с ростом площади бассейна.

В суммарном стоке наносов рек в среднем 90—95% приходится на взвешенные и 5—10% на влекомые наносы.

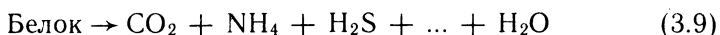
В Мировом океане постоянно находится приблизительно 1370 млрд. т взвеси. Это наносы, поступающие с реками, но не успевшие еще осесть, продукты размыва берегов и взмучивания волнами грунтов дна в прибрежной зоне, взвеси органического происхождения.

Круговорот газов. Из газов, участвующих в круговороте веществ в природе, наибольшее значение имеют кислород O_2 и диоксид углерода CO_2 . Баланс этих газов в природных водах определяется соотношением процессов продуцирования кислорода (и поглощения CO_2) при фотосинтезе, потребления кислорода (и выделения CO_2) при окислении органического вещества, дыхания организмов.

Фотосинтез, в результате которого образуется органическое вещество и выделяется кислород, идет под действием солнечного света и в присутствии хлорофилла в зеленых организмах в соответствии с формулой



Разложение белковых веществ, с другой стороны, приводит к образованию следующих основных продуктов распада:



В атмосфере содержится $1184 \cdot 10^{12}$ т кислорода, в океане его $7,5 \cdot 10^{12}$ т, т.е. почти в 160 раз меньше.

Кислород в океан поступает прежде всего в результате фотосинтеза фитопланктоном (154 млрд. т/год), а также с дождевыми и речными водами (3,6 млрд. т/год) и при поглощении из атмосферы (54,8 млрд. т/год). Основными потребителями кислорода являются биохимические процессы в океане (потребление растениями и животными, окислительные процессы и т.д.). На эти процессы уходит 151 млрд. т кислорода в год. В атмосферу выделяется в год 61,4 млрд. т кислорода. В итоге, по В. Н. Иваненкову, океан ежегодно отдает атмосфере $61,4 - 54,8 = 6,6$ млрд. т кислорода.

На суше в результате фотосинтеза ежегодно продуцируется кислорода почти столько же, сколько дает фитопланктон океана (около 150 млрд. т/год). Часть кислорода над сушей тратится на биохимическое потребление (эта величина точно не установлена, но заведомо меньше биохимического потребления кислорода в океане), о чем косвенно свидетельствует соотношение зоомассы в пересчете на сухое вещество в океане (6 млрд. т, по В. Г. Богорову) и на суше (0,5 млрд. т).

Потребление кислорода на сжигание топлива составляло во всем мире в 1980 г. приблизительно 25 млрд. т/год. По некоторым расчетам, к 2000 г. этот вид безвозвратной траты кислорода атмосферы может достигнуть 57 млрд. т/год.

Таким образом, общий баланс кислорода на планете положительный, а основным источником пополнения атмосферы кислородом служит фотосинтез.

В отличие от кислорода диоксид углерода (углекислый газ) CO_2 частично взаимодействует с водой и растворенными в воде карбонатами, образуя угольную кислоту и включаясь в карбонатную систему (см. формулу 1.4).

Диоксид углерода поступает в водные объекты при окислении органического вещества (дыхание водных организмов, различные виды биохимического распада и окисления органического вещества), при подводных вулканических извержениях, с речным стоком. Количество CO_2 уменьшается в водных объектах прежде всего вследствие процесса фотосинтеза. CO_2 расходуется также на растворение карбонатов и химическое выветривание минералов.

Изменяется содержание CO_2 также вследствие взаимодействия водных объектов и атмосферы. И гидросфера, и атмосфера взаимно регулируют содержание CO_2 в воде и воздухе. Полагают также, что океан служит огромным планетарным «насосом» для CO_2 : он погло-

щает его в высоких широтах, где в связи с низкой температурой воды существенно возрастает растворимость газов, и отдает атмосфере в низких, куда в глубинных горизонтах поступает вода из приполярных районов.

Диоксид углерода поступает в атмосферу также при сжигании ископаемого топлива (угля, нефти).

Количество диоксида углерода на протяжении истории Земли неуклонно уменьшалось, в то время как содержание кислорода увеличивалось. Уменьшение содержания CO_2 сопровождалось понижением температуры воздуха: при снижении концентрации CO_2 с 0,06 до 0,03%, т.е. в 2 раза, температура понизилась на $2,5^\circ \text{C}$. С мелового периода средняя температура на Земле снизилась на 11°C . Ряд ученых, например М. И. Будыко, полагают, что следует ожидать постепенного техногенного увеличения содержания CO_2 в атмосфере, что может привести вследствие «парникового» эффекта к повышению температуры на планете.

3.5. ВЛИЯНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

Облик планеты. Благодаря специфическим физическим свойствам воды (высокая удельная теплота плавления и испарения) она на Земле широко распространена и в твердом, и в жидком, и в газообразном состоянии, образуя ледники, океан и водные объекты суши, подземные воды, влагу в атмосфере. Отмеченное во многом и определяет географический облик земного шара в целом.

Современные климатические условия. Благодаря большой массе воды на поверхности Земли и особенностям ее тепловых свойств гидросфера Земли регулирует тепловые процессы, поглощая в среднем 77% поступающей к земной поверхности солнечной энергии, передавая ее затем в атмосферу в результате испарения и последующей конденсации водяного пара (84% всего радиационного баланса Земли), а также путем турбулентного теплообмена. Гидросфера, таким образом, выступает в качестве мощного нагревателя атмосферы и всей Земли.

Широтная климатическая зональность земного шара — в основном следствие неравномерного поступления солнечной радиации, обусловленного сферичностью Земли и наклоном земной оси. Вместе с тем природные воды, чьи тепловые свойства зависят от распределения солнечной радиации по широтам, сами существенно влияют на перераспределение тепла в широтном направлении: с морскими течениями тепло из районов его накопления (низкие широты) переносится в районы его расходования (высокие широты), что выравнивает тепловые различия на разных широтах.

Метеорологические условия. Хотя метеорологические условия на планете и их изменчивость определяются атмосферной циркуляцией, роль в этом природных вод также очень велика. Во-первых, многие основные свойства самой атмосферы — результат воздействия на нее гидросферы. Общие закономерности распределения атмосферного давления, пассатные и муссонные ветры, облачность и другие факторы зависят от распределения суши и воды на земном шаре и различия в их нагреве. Во-вторых, определяемое общей циркуляцией атмосферы перемещение воздушных масс сопровождается их трансформацией над водными объектами (нагревание или охлаждение, насыщение влагой и т.д.). Основным источником осадков на Земле служит Мировой океан.

Крупные изменения климата. Крупные изменения климатических условий, в частности общее похолодание Земли, начавшееся с мелового периода, и периодические оледенения в четвертичное время, существенно влиявшие и на облик планеты, и на развитие на ней жизни, ученые пытаются объяснить многими причинами — астрономическими (изменения параметров земной орбиты, скорости вращения Земли, наклона земной оси), геологическими (тектонические процессы, катастрофические вулканические извержения, приводящие к уменьшению прозрачности атмосферы), радиационными (изменение солнечной постоянной, альbedo земной поверхности) и др. Однако в некоторых гипотезах не привлекаются эти «внешние» причины изменения климата, а делается попытка вывести эти изменения из закономерностей «внутренних» процессов взаимодействия гидросферы и атмосферы. Весьма интересны (хотя и дискуссионны) гипотезы о существовании глобальной автоколебательной системы атмосфера ↔ гидросфера и ее подсистем атмосфера ↔ океан, атмосфера ↔ ледники и ледники ↔ океан.

В настоящее время отмечается некоторое потепление климата. Объем материковых ледников медленно уменьшается, о чем свидетельствует продолжающееся медленное повышение уровня Мирового океана (табл. 3.2). По-видимому, этот процесс будет продолжаться и дальше. Однако не исключено усиление влияния деятельности человека на климат, об интенсивности и направленности которого у исследователей единой точки зрения пока нет.

Эрозионно-аккумулятивные процессы на земном шаре. Геоморфологический облик современной суши, да и довольно обширной прибрежной зоны океанов, без всякого сомнения сформировался под огромным и в ряде случаев решающим воздействием гидрологических процессов. Помимо, пожалуй, ветровой эрозии, во всех других проявлениях экзогенных природных процессов непосредственная или косвенная роль воды очевидна: физико-химическое выветривание горных пород немислимо без участия воды; эрозионно-аккумулятивные процессы на суше, абразия морских берегов, формирование

дельтовых равнин и шельфа, подводных каньонов и глубоководных конусов выноса — все это результат мощного воздействия гидрологических процессов. Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах изменяют горные системы, сформировавшиеся в результате эндогенных процессов (тектоника, вулканизм и др.).

В современном рельефе суши многочисленные формы обязаны своим происхождением эрозионной, транспортирующей и аккумуляющей роли текущей воды (овраги, речные долины, русла рек и их поймы, дельтовые равнины и т.д.). Ледники также создают при своем движении специфические формы рельефа (троговые долины, морены и т.д.).

Взаимосвязь природных вод и биосферы. *Биосфера*, согласно учению В. И. Вернадского, — это оболочка Земли, состав, структура и энергетика которой в существенных чертах обусловлена прошлой или современной деятельностью живых организмов. Биосфера охватывает часть атмосферы, поверхностные воды и верхнюю часть литосферы, которые взаимосвязаны сложными биохимическими процессами — миграцией вещества и энергии. Как было показано выше, в появлении на Земле жизни, ее развитии и распространении ведущая роль принадлежит воде. Границы биосферы и гидросферы практически совпадают.

Размещение организмов на планете в целом подчиняется климатической зональности, но существенно зависит от наличия воды и ее физико-химических свойств. Основной средой обитания животных служит океан. Растения заселяют и океан и сушу; в последнем случае их распространение во многом определяется тремя факторами: поступлением тепла, характером почв и, что особенно важно, наличием воды.

Водные объекты служат местом обитания многих организмов — *гидробионтов*. По месту обитания и характеру перемещения гидробионты подразделяются на *планктон* (организмы, находящиеся в водной толще во взвешенном состоянии, не способные самостоятельно перемещаться на большие расстояния и переносимые в основном течениями), *нектон* (животные, обитающие в водной толще, приспособленные к активному плаванию и способные самостоятельно перемещаться в пространстве на большие расстояния), *бентос* (организмы, обитающие на дне).

Планктон подразделяют на *фитопланктон* (различные водоросли), *зоопланктон* (простейшие, кишечнополостные, ракообразные и др.) и *бактериопланктон* (бактерии). Нектон представлен в водной среде высшими животными (киты, тюлени и др.), рыбами и некоторыми моллюсками.

Бентос подразделяют на *фитобентос* (высшие водные растения) и *зообентос* (живущие на дне черви, моллюски, иглокожие и др.).

Растения, живущие в воде, подразделяют на *гидрофиты* (расте-

ния, погруженные в воду только своей нижней частью) и *гидратофиты* (растения, погруженные в воду полностью или большей своей частью).

Решающее влияние на жизнь гидробионтов оказывают условия их питания. Часть гидробионтов относится к *автотрофным организмам*, развивающимся путем поглощения из воды растворенных веществ или синтеза органического вещества в присутствии света (например, фитопланктон). Организмы, питающиеся готовым органическим веществом, т.е. другими растительными или животными организмами, называются *гетеротрофными* (рыбы, ракообразные, водные млекопитающие и др.). К гетеротрофам относятся также бактерии, грибы, питающиеся органическим детритом.

Основными количественными показателями интенсивности биологических процессов в водных объектах служат биомасса и продукция.

Биомасса — это общее количество органического вещества в живых организмах в данном водном объекте и в данный момент времени. Биомассу выражают либо в единицах массы, либо относят к единице объема воды (г/м^3) или площади дна (г/м^2 , кг/га). Увеличение биомассы связано с ростом и размножением организмов, перемещением из смежных акваторий, уменьшение — с гибелью, перемещением за пределы рассматриваемой акватории, изъятием для хозяйственных нужд (выловом).

Свойство водных объектов воспроизводить органическое вещество в виде живых организмов называется биологической продуктивностью, количественной характеристикой которой служит продукция, т.е. приращение биомассы за некоторый интервал времени. При этом важнейшую роль играет так называемая *первичная продукция*, т.е. органическое вещество, создаваемое автотрофными организмами, в основном в процессе фотосинтеза. Гетеротрофные организмы лишь преобразуют органическое вещество.

Противоположного характера процесс связан с *деструкцией*, или *разложением органического вещества*, ведущим механизмом которого являются окислительные процессы. Разложение органического вещества может быть полным, и тогда продуктами его распада будут CO_2 , NH_4 , H_2O и др. [см. формулу (3.9)], или неполным. В последнем случае неполностью разложившиеся остатки растительности формируют слои торфа, сапропелита, горючих сланцев, бурого и каменного угля, а остатки водных живых организмов (в первую очередь беспозвоночных) — слои морских осадочных пород, например известняки, состоящие из раковин фораминифер, кораллов, брахиопод, моллюсков и т.д.

Водные объекты по условиям питания гидробионтов подразделяют на олиготрофные (биогенных веществ мало, планктон развит слабо), *евтрофные* (большое содержание биогенных и органических веществ, бурно развивается фитопланктон), *дистрофные* (в воде

содержатся вредные для развития жизни вещества, наблюдается недостаток кислорода), *мезотрофные* (водные объекты со средними условиями питания).

Эвтрофирование — это процесс повышения биологической продуктивности водных объектов в результате накопления биогенных элементов под действием естественных или антропогенных факторов.

В результате усиленного развития в водном объекте растений и микроорганизмов, а затем их гибели ухудшается качество воды — уменьшается ее прозрачность, появляются неприятный вкус и запах, повышается значение рН, возникают дефицит кислорода и заморные явления.

Вода как важная часть входит в состав всех организмов в количестве от 60 до 99,7%. В наземных растениях 70—90% воды, в водорослях 90—98%. Медузы на 95—98% состоят из воды, в рыбах ее около 70%. Млекопитающие содержат 63—68% воды. Сам человек на 65% состоит из воды.

Вода также необходима для существования организмов: ее потребляют и животные и растения. Огромные объемы воды фильтруют самые распространенные на Земле животные — беспозвоночные (простейшие, кишечнополостные, моллюски, губки, ракообразные и др.), живущие в водах океана и водоемов суши. Большие количества воды (превышающие даже величину речного стока) пропускают через себя растения. Главный механизм этого процесса — поднятие воды по капиллярам тканей растений и транспирация (физиологическое испарение).

3.6. ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ ЗЕМНОГО ШАРА, КОНТИНЕНТОВ И СССР

Понятие о водных ресурсах. Водные ресурсы земного шара.

Водные ресурсы представляют собой весьма важную часть природных ресурсов земного шара, к которым относятся также растительный и животный мир, почвы, подземные ископаемые и т.д.

Водные ресурсы в широком смысле — это все природные воды Земли, представленные водами рек, озер, водохранилищ, болот, ледников, водоносных горизонтов, океанов и морей. Водные ресурсы земного шара в таком понимании были освещены в разд. 3.1 и отражены в табл. 3.1.

Водные ресурсы в более узком смысле — это природные воды, которые используются в хозяйственных нуждах в настоящее время и могут быть использованы в обозримой перспективе. В такой трактовке водные ресурсы — категория не только природная, но и социально-историческая.

Наиболее ценными водными ресурсами являются запасы пресных

вод. Ресурсы пресных вод складываются из так называемых статических (или вековых) запасов воды и из непрерывно возобновляемых водных ресурсов.

Статические (вековые) запасы пресных вод представлены не подверженной ежегодным изменениям частью водных объемов озер, ледников, подземных вод. Измеряют эти запасы в объемных единицах (м^3 или км^3) (см. табл. 3.1).

Возобновляемые водные ресурсы — это те воды, которые ежегодно восстанавливаются в процессе круговорота воды на земном шаре. Этот вид водных ресурсов измеряют в единицах стока ($\text{м}^3/\text{с}$, $\text{м}^3/\text{год}$, $\text{км}^3/\text{год}$) (см. табл. 3.3).

Возобновляемые водные ресурсы часто оценивают с помощью уравнения водного баланса. Так, в целом для суши атмосферные осадки, материковый сток и испарение составляют соответственно 119,47 и 72 тыс. км^3 воды в год. Таким образом, в среднем для всей суши из всего объема атмосферных осадков 61% расходуется на испарение, а 39% поступает в Мировой океан. Материковый сток и составляет возобновляемые водные ресурсы земного шара. Чаще, однако, возобновляемыми водными ресурсами считают лишь часть материкового стока, представленную стоком рек (41,7 км^3 воды в год, или 35% атмосферных осадков на планете). Сток воды рек — действительно ежегодно возобновляемый природный ресурс, который можно (до некоторых пределов, конечно) изымать для хозяйственного использования. В противоположность ему статические (вековые) запасы вод в озерах, ледниках, водоносных горизонтах нельзя изъять на хозяйственные нужды без нанесения ущерба либо рассматриваемому водному объекту, либо связанным с ним рекам.

Водные ресурсы континентов. Запасы пресных вод всех континентов, за исключением Антарктиды, составляют около 16 млн. км^3 . Они сосредоточены прежде всего в верхнем слое земной коры, в крупных озерах и ледниках. Распределены водные ресурсы между континентами неравномерно. Наибольшими статическими (вековыми) ресурсами пресных вод обладают Северная Америка и Азия, несколько в меньшей степени — Южная Америка и Африка. Наименее богаты данным видом ресурсов Европа и Австралия.

Возобновляемые водные ресурсы — речной сток — также распределены по земному шару неравномерно. Наибольшую величину стока имеют Азия (30% стока всех рек планеты) и Южная Америка (26%), наименьшую — Европа (7%) и Австралия с Океанией (5%). В наибольшей степени население обеспечено речной водой (в расчете на одного жителя) в Южной Америке и на островах Океании, в наименьшей — население Европы и Азии (здесь сосредоточены 77% населения планеты и лишь 37% мировых запасов ежегодно возобновляемых пресных вод).

Водообеспеченность и территории, и населения существенно изменяется в пределах отдельных континентов в зависимости от климатических условий и размещения населения. Например, в Азии есть

районы как хорошо обеспеченные водой (Восточная Сибирь, Дальний Восток, Юго-Восточная Азия), так и ощущающие ее недостаток (Средняя Азия, Казахстан, пустыня Гоби и др.).

Из стран мира наиболее обеспечены речными водными ресурсами Бразилия — 9230, СССР — 4740, США — 2850, Китай — 2600 км³ воды в год.

Водные ресурсы СССР. Советский Союз по общим запасам пресных вод занимает среди стран мира первое место и уступает лишь Бразилии по возобновляемым водным ресурсам — речному стоку.

Из общего объема вековых запасов поверхностных вод в СССР на долю пресных приходится более 45 тыс. км³. Эти запасы представлены пресными водами озер — 26 тыс. км³ (из них 88% приходится на Байкал), водой, содержащейся в ледниках, — около 18 тыс. км³, водохранилищами — более 1,2 тыс. км³ (из них около 600 км³ — это полезный объем).

Возобновляемые водные ресурсы СССР — речной сток — составляют 4740 км³/год, из которых примерно 326 км³ поступает из сопредельных государств. Сток рек СССР равен приблизительно 10% стока всех рек земного шара.

Речной сток на территории СССР распределяется по бассейнам океанов следующим образом: на долю Северного Ледовитого океана приходится 64%, Тихого — 18, Атлантического — 8% объема стока. В Арало-Каспийском бассейне и других бессточных областях формируется около 10% стока.

В среднем для СССР составляющие годового водного баланса приблизительно таковы: атмосферные осадки — 11 300 км³, или 507 мм, испарение — 6893 км³, или 309 мм, сток, формирующийся на территории страны, — 4414 км³, или 187 мм. Таким образом, из выпавших на территорию СССР атмосферных осадков стекает 39%, т.е. столько же, сколько в среднем для всего земного шара.

Водные ресурсы, и в том числе наиболее важные возобновляемые поверхностные водные ресурсы, т.е. речной сток, распределены по территории Советского Союза крайне неравномерно. Наиболее обеспечены водой Грузия и Таджикистан, наименьшими водными ресурсами обладают Казахстан, Туркмения, Узбекистан, Киргизия.

Особенно заметна неравномерность в распределении водных ресурсов по сравнению с размещением населения. В целом по стране наиболее обеспечены возобновляемыми водными ресурсами северо-западные, северные и восточные районы, на долю которых приходится около половины территории страны и до 80% всех водных ресурсов. На районы же с концентрацией основного населения (85%) и экономического потенциала (80%) с площадью менее 25% площади всей страны (центральные и южные районы европейской территории СССР, Урал, равнины Средней Азии и Казахстана) приходится менее 20% возобновляемых водных ресурсов страны.

Глава 4. ГИДРОЛОГИЯ ЛЕДНИКОВ

Ледник — это масса фирна и льда, образовавшаяся путем длительного накопления и преобразования твердых атмосферных осадков и обладающая собственным движением. Множество ледников, объединенных общими связями с окружающей средой и внутренними взаимосвязями и свойствами, образуют оледенение, или ледниковую систему.

Ледники Земли играют важную роль в природных процессах. Являясь аккумулятором больших объемов вод, ледники участвуют в круговороте воды в природе и оказывают существенное регулирующее влияние на многие процессы на земном шаре (тепловой баланс планеты, температуру и соленость вод океана, сток горных рек и т.д.).

4.1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛЕДНИКОВ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

В холодный период года на обширных территориях суши идет накопление твердых атмосферных осадков — снега. В теплый период года на большей части территории снег растаивает. В каждый момент времени можно найти границу между поверхностью, покрытой снегом, и поверхностью, где снега нет. Эта граница называется *сезонной снеговой линией*. Естественно, что в течение года эта линия смещается в пространстве: в холодный период года на равнинах в сторону низких широт, а в горах — вниз по склонам, в теплый период года на равнинах — в сторону высоких широт, а в горах — вверх по склонам, причем в северном и южном полушариях — асинхронно.

Среднее положение снеговой линии называется *климатической снеговой линией*. Выше ее в среднем за год снега может накапливаться больше, чем растаять или испариться, ниже весь выпавший за зиму снег летом должен полностью растаять. Выше климатической снеговой линии наблюдается положительный снеговой баланс, ниже — отрицательный снеговой баланс, на самой линии — нулевой снеговой баланс.

Часть тропосферы, расположенную выше климатической снего-

вой линии, в пределах которой снеговой баланс положительный и происходит накопление твердых атмосферных осадков, называют *хионосферой*.

Высотное положение климатической снеговой линии определяется климатическими условиями. Наинизшее положение она занимает в полярных районах, опускаясь в Антарктике до уровня моря, наивысшее — в субтропиках (до 6500 м), где наиболее высока температура воздуха и отмечаются недостаток атмосферных осадков и повышенная сухость воздуха. В южном полушарии, где климат более морской и больше осадков, климатическая снеговая линия расположена ниже, чем в северном полушарии (рис. 4.1).

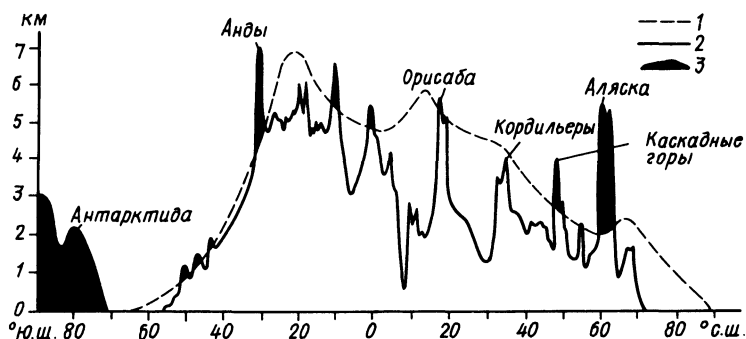


Рис. 4.1. Положение климатической снеговой линии (1) — на разных широтах вдоль южноамериканских Анд и североамериканских Кордильер (по В. М. Котлякову); рельеф земной поверхности (2) и области современного оледенения (3)

Если в том или ином районе земная поверхность имеет высоты, превышающие высоту климатической снеговой линии, то именно здесь накопление снега приводит к его преобразованию в фирн и лед и возникает ледник (см. рис. 4.1). Так, выше климатической снеговой линии оказывается вся Антарктида, вершины Анд и Кордильер, некоторые горы Аляски, здесь и располагаются *ледниковые системы*. Они также находятся выше климатической снеговой линии, расположенной на Земле Франца-Иосифа на высотах 50—100 м, на Шпицбергене около 450 м, на Кавказе на высотах 2700—3800 м, на Гималаях 4900—6000 м и т.д.

Таким образом, *главная причина существования оледенения — климатическая. Основным условием существования ледников служит положительный снеговой баланс, т.е. преобладание накопления снега над его расходом, чему способствует большое количество твердых атмосферных осадков и длительный период отрицательных температур воздуха.*

Наиболее благоприятен для образования ледников морской климат с большим количеством осадков и прохладным летом. Сухой

континентальный климат с жарким летом менее благоприятен для образования ледников.

Помимо климатических условий образованию ледников способствуют и условия орографические и геоморфологические: большие высоты, экспозиция склонов (северная в северном полушарии и южная в южном), благоприятная ориентация горных хребтов по отношению к направлению переноса влажных воздушных масс, плоские или вогнутые формы рельефа. На северных склонах Джунгарского Алатау климатическая снеговая линия расположена, например, на высотах около 3000 м, и на южных склонах — на высотах около 3500 м. В центральных частях гор Средней Азии эта линия лежит на высотах 5000 — 5500 м, в периферийных — на высотах 3000 — 3600 м.

Накопление снега выше климатической снеговой линии не может продолжаться бесконечно, и он должен каким-то образом «разгружаться». Это происходит благодаря перемещению накапливающихся масс снега и льда ниже снеговой линии и последующему их таянию и испарению в более теплых условиях, таянию ледника выше снеговой линии, сходу лавин, а на покровных ледниках также и в результате откалывания массивов льда и образования айсбергов.

Линия с нулевым снеговым балансом на теле самого ледника проходит немного ниже, чем климатическая снеговая линия в данном районе Земли. Это может быть объяснено как дополнительным поступлением снега на поверхность ледника путем метелевого и лавинного переноса, так и охлаждающим влиянием самого ледника.

С многолетним положением снеговой линии на поверхности ледника приблизительно совпадает так называемая *фирновая линия*, отделяющая поверхность фирна от поверхности льда.

Суммарные площади современного оледенения и запасы воды в ледниках на Земле были приведены в табл. 3.1. Крупнейшие области оледенения и их площади указаны в табл. 4.1.

4.2. ТИПЫ ЛЕДНИКОВ

Ледники на Земле подразделяются на две основные группы: покровные и горные.

Покровные ледники размещаются на материках или крупных островах: к ним относятся ледники Антарктиды, Гренландии, арктических островов (Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и др.). Форма покровных ледников в меньшей степени, чем у горных ледников, зависит от рельефа подстилающей поверхности земли и в основном обусловлена распределением снегового питания ледника.

Покровные ледники подразделяются на *ледниковые купола* (выпуклые ледники мощностью до 1000 м); *ледниковые щиты* (крупные выпуклые ледники мощностью более 1000 м и площадью поверхности свыше 50 тыс. км²); *выводные ледники* (быстро движущиеся ледни-

Т а б л и ц а 4.1. Крупнейшие области современного оледенения земного шара

Область оледенения	Площадь оледенения, тыс. км ²
Антарктида	13 980
Гренландия	1 803
Канадский Арктический архипелаг	150
Аляска	103,7
О-ва советской Арктики	56,4
Архипелаг Шпицберген и о. Ян-Майен	35,2
Гималаи	33,0
Тянь-Шань	17,9
Каракорум	16,3
Береговые хребты (Северная Америка)	15,4
Наньшань	13,0
Памиро-Алай	12,1
О-в. Исландия	11,8
Куньлунь	11,6

П р и м е ч а н и е. По данным Гляциологического словаря (1984) с округлениями.

ки, через которые осуществляется основной расход льда покровных ледников; выводные ледники обычно заканчиваются в море, образуя плавучие ледниковые языки, дающие начало многочисленным айсбергам небольшого размера); *шельфовые ледники* (плавающие или частично опирающиеся на морское дно ледники, являющиеся продолжением наземных ледниковых покровов; они движутся с берега к морю и образуют крупные айсберги).

Горные ледники подразделяются на три подгруппы. Это *ледники вершин*, лежащие на вершинах отдельных гор, хребтов и горных систем, в кальдерах вулканов; *ледники склонов*, занимающие депрессии (впадины, кары) на склонах горных хребтов; *долинные ледники*, располагающиеся в верхних и средних частях горных долин.

Обширные горные ледники расположены в крупных и высоких горных массивах — в Гималаях, на Памире, Тянь-Шане, в Альпах, на Кавказе, на Аляске и т.д. Самый крупный горный ледник — ледник Беринга на Аляске длиной 170 км.

В СССР покровное оледенение занимает наибольшие площади на Новой Земле (23 645 км²), Северной Земле (18 325 км²), Земле Франца-Иосифа (13 735 км²); горные ледники имеют наибольшую площадь на Памире (7515 км²), Тянь-Шане (7326 км²), Гиссаро-Алае (2293 км²), Большом Кавказе (1424 км²), а также на Джунгарском Алатау, Алтае и Камчатке. Самые крупные горные ледники в СССР — ледники Федченко площадью 652 км² и длиной 77 км на Памире и Южный Иньльчек площадью 567 км² и длиной 60,5 км на Тянь-Шане.

На протяжении геологической истории площадь оледенения на Земле существенно изменялась. Так, площадь ледников в последнюю ледниковую эпоху достигала 34 млн. км² (в 2 раза больше совре-

менной), а в эпоху максимума четвертичного оледенения — 55 млн. км² (в 3,4 раза больше современной).

4.3. ОБРАЗОВАНИЕ И СТРОЕНИЕ ЛЕДНИКОВ

На каждом леднике можно выделить две области: верхнюю, где идет накопление снега, фирна и льда, и нижнюю, где лед, переместившийся из первой области, тает. Эти области называют соответственно *областью питания (аккумуляции)* и *областью абляции (расхода)*.

Выпадающий на поверхность ледника и поступающий с прилегающих склонов снег постепенно накапливается, уплотняется под давлением вышележащих слоев и под влиянием рекристаллизации и частичного таяния и замерзания просочившейся (инфильтрующейся) воды превращается сначала в *зернистый снег*, а затем в *фирн*, или *зернистый лед*, представляющий собой конгломерат бесформенных зерен льда крупностью 0,5—5 мм. Свежевыпавший снег может иметь очень малую плотность (до 100 кг/м³). По мере уплотнения и рекристаллизации его плотность возрастает до 200—400 кг/м². Фирн имеет уже плотность порядка 450—800 кг/м³ (в среднем около 650 кг/м³).

Дальнейшее уплотнение фирна и рекристаллизация приводят к образованию *ледникового (глетчерного) льда* с плотностью 800—910 кг/м³ в зависимости от типа образования. Плотность чистого льда без пузырьков воздуха при нормальном атмосферном давлении около 917 кг/м³. На большой глубине в толще ледника плотность ледникового льда под влиянием давления может увеличиться до 925 кг/м³.

На образование толщи ледника влияют также: явление *режеляции*, т.е. способность кристалликов льда прочно смерзаться друг с другом и заполнять поры и трещины; уменьшение температуры плавления с увеличением давления (увеличение давления на 10⁵ Па, или 1 атм, понижает $T_{\text{зам}}$ на 0,0073° С, поэтому в толще ледника, где давление увеличивается приблизительно на 10⁵ Па (1 атм) на каждые 10—12 м глубины, лед может таять и при отрицательной температуре); явление *конжеляции*, т.е. повторное замерзание талой воды на поверхности льда.

Таким образом, в ледниках наблюдается три принципиально различных способа образования льда — путем рекристаллизации снега и фирна (под давлением), путем замерзания талой воды в толще фирна (инфильтрационный лед), путем замерзания талой воды на поверхности льда (конжеляционный или так называемый «наложенный» лед).

В различных климатических условиях, а также в разных частях одного и того же ледника процесс ледообразования идет по-разному. По П. А. Шумскому и А. Н. Кренке, можно выделить несколько *зон*

ледообразования, которые отличаются по характеру таяния ежегодного снега, степени водоотдачи и вида ледообразования:

1. *Снежная (рекристаллизационная) зона.* Таяние и водоотдача отсутствуют. Ледообразование происходит целиком путем рекристаллизации. Толщина фирна 50—150 м. Нижняя граница зоны соответствует средней годовой температуре около -25° С. Зона распространена во внутренних частях Антарктиды (выше 900—1350 м над уровнем моря) и Гренландии (выше 2000—3000 м), на высочайших горах Памира (выше 6200 м).

2. *Снежно-фирновая (рекристаллизационно-режеляционная) зона.* Слабое таяние происходит лишь в теплый период года, водоотдача практически отсутствует (талая вода вновь замерзает внутри годового слоя снега). Ледообразование идет в основном путем рекристаллизации. Толщина фирна 20—100 м. Зона характерна для периферии ледниковых покровов Антарктиды (на высотах 500—1100 м) и Гренландии, для высоких гор Памира (выше 5800 м).

3. *Холодная фирновая (холодная инфильтрационно-рекристаллизационная) зона.* Таяние и водоотдача из годового слоя снега умеренные. В нижних слоях вода вновь замерзает. Ледообразование происходит на $\frac{2}{3}$ путем замерзания инфильтрационной воды и на $\frac{1}{3}$ путем рекристаллизации. Температура ледника ниже 0° С. Эта зона широко распространена в горах с континентальным климатом.

4. *Теплая фирновая (теплая инфильтрационно-рекристаллизационная) зона.* Таяние и водоотдача значительные, формируется интенсивный сток. Ледообразование идет в равной степени путем инфильтрационного замерзания и рекристаллизации. Толщина фирна 20—40 м. Температура ледника около 0° С. Зона широко распространена в горах и на арктических островах в условиях морского климата.

5. *Фирново-ледяная (инфильтрационная) зона.* Таяние и водоотдача значительны. Ледообразование в основном инфильтрационное. Толщина фирна не более 5—10 м. Зона характерна для горных ледников в условиях континентального климата.

6. *Зона ледяного питания (инфильтрационно-конжеляционная).* Таяние и водоотдача интенсивные. Ледообразование идет путем инфильтрации и конжеляции, т.е. замерзания талой воды на поверхности льда и формирования «наложенного» льда. Фирна в этой зоне нет. Зона типична для горных ледников в условиях континентального климата.

Перечисленные выше зоны образуют область питания (аккумуляции) ледника. Их поверхность представлена либо снегом, либо фирном, либо льдом.

Поскольку накопление и таяние снега и льда происходит с годовой периодичностью, а условия накопления и таяния льда и замерзания талой воды в толще ледника от года к году изменяются, ледник в области питания обычно имеет слоистое вертикальное строение.

В зависимости от климатических и орографических условий

«набор» зон ледообразования у конкретного ледника может быть различным. Так, снежная зона практически отсутствует у горных ледников (кроме некоторых вершин на Памире, Эльбруса на Кавказе и др.). На ледниках Кавказа также практически отсутствует холодная фирновая зона.

Постепенное накопление снега и льда в области питания ледника ведет к тому, что под влиянием силы тяжести и градиентов давления избыток льда, обладающего пластичностью, смещается в область абляции, где постепенно тает. Эта область не имеет фирна и состоит лишь из льда. Область абляции у горных ледников часто называют *языком ледника*.

Типичное строение покровных и горных ледников приведено на рис. 4.2 и 4.3.

Отношение площади области питания (аккумуляции) ледника (F_n) к площади области абляции (расхода) (F_a) называют *ледниковым коэффициентом*:

$$k_l = F_n/F_a. \quad (4.1)$$

Значение ледникового коэффициента различно у разных ледников. В современных условиях долинные ледники Альп, Кавказа, Скандинавии имеют k_l от 1 до 2. У каровых ледников этот коэффициент меньше (0,5—1).

В теле крупных ледников имеется сложная *гидрографическая сеть*, представляющая собой систему взаимосвязанных полостей, гротов, трещин, колодцев, каверн, полностью или частично заполненных водой, линз воды и ручейков.

В местах изменения рельефа ложа ледника (расширение или перегиб ложа) при движении ледника возникают соответственно *продольные и поперечные трещины*.

На поверхности и в толще ледника, а также вблизи него встречаются скопления обломочного материала — *морены*. Они подразделяются на две основные группы — *влекомые*, в которых обломочный материал перемещается ледником, и *отложенные*, представляющие собой скопление обломочного материала, ранее принесенного и отложенного ледником. Среди влекомых морен выделяют морены *поверхностные* (включая *боковые, срединные, поперечные и фронтальные*), *внутренние* и *придонные* (рис. 4.3; 4.4). Отложенные морены подразделяются на *береговые* и *конечные*.

4.4. ПИТАНИЕ И АБЛЯЦИЯ ЛЕДНИКОВ, БАЛАНС ЛЬДА И ВОДЫ В ЛЕДНИКАХ

Питание ледника. Основным источником питания ледника служат твердые атмосферные осадки. Кроме них в питании ледника участвуют дождевые жидкие осадки; метелевый перенос, т.е. принос ветром снега на поверхность ледника со смежных горных склонов;

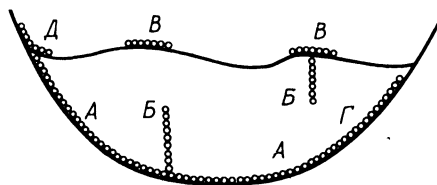


Рис. 4.4. Схема поперечного строения ледника:
влекомые морены: А — придонная, Б — внутренняя, В — срединная, Г — поперечная, Д — боковая

лавины, приносящие дополнительные объемы снега на ледник; конденсация водяного пара в твердую фазу (сублимация) или так называемые «нарастающие» осадки — иней и изморозь; «наложенный лед», т.е. вновь замерзающие талые воды сезонного снега.

По данным В. М. Котлякова, вклад основных составляющих в питание горных долинных ледников таков: выпадающие осадки дают 80% общей аккумуляции, «нарастающие» осадки — 0—2, метелевый перенос — 15, лавины — 5%. Для малых ледников доля осадков сокращается до 20—30%, а доля метелевого и лавинного переноса увеличивается соответственно до 50—60 и 20%.

Расход вещества в леднике. Главной составляющей расхода вещества в леднике (*абляции*) является таяние льда. Кроме того, с поверхности льда (снега) происходит испарение, а также иногда и сдувание снега ветром (*механическая абляция*).

Различают три вида абляции: *подледниковую, внутрiledниковую и поверхностную*. *Подледниковая абляция* происходит на границе ледника с ложем и вызывается поступлением тепла из грунта, трением льда о ложе и жидкой водой, проникающей под лед. *Внутрiledниковая абляция (таяние)* происходит внутри ледника и объясняется трением отдельных слоев ледника, циркуляцией воды и воздуха в полостях и трещинах ледника. На долю обоих упомянутых видов абляции приходится менее 5% общей абляции ледника.

Главный вид ледниковой абляции — *поверхностная абляция*, представляющая собой убыль снега, фирна и льда на поверхности ледника, обусловленная метеорологическими факторами. Основной составляющей поверхностной абляции является *таяние*. Испарение играет некоторую роль лишь в условиях крайне сухого и солнечного высокогорья.

На процесс абляции ледника оказывают влияние солнечная радиация, температура и влажность воздуха, испарение и конденсация, атмосферные осадки: Твердые осадки — снег — увеличивают альбедо поверхности ледника и ослабляют процесс таяния, жидкие осадки (дождь) несколько ускоряют процесс таяния.

Абляцию обычно выражают в массовых или объемных единицах

(млн. т в год или млн. м³ воды в год), иногда используют понятие удельной абляции (т/м² в год) или слоя абляции (таяния) (мм/год).

Для покровных ледников, омываемых морями, расход льда (до 80%) происходит механическим путем в результате образования *айсбергов*. Айсберги увлекаются морскими течениями и ветром и уже как компоненты режима океана начинают оказывать на морские воды опресняющее и охлаждающее воздействие.

Талые воды ледников играют важную роль в круговороте воды в природе. Наибольший вклад дает таяние в океане *айсбергов* — отколовшихся частей покровных ледников. Так, по данным монографии «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли», Антарктида дает ледниковый сток в океан в размере 2,31 тыс. км³ год. Гренландия и арктические острова — 0,70 тыс. км³ воды в год. Таяние горных ледников, по данным А. Н. Кренке, дает в среднем 412 км³ воды в год.

Баланс льда и воды в леднике. Поскольку в ледниках происходит переход льда в воду и, наоборот, воды в лед, а лед и вода имеют различную плотность, баланс вещества в ледниках удобнее всего выражать в единицах массы. Согласно общему уравнению водного баланса (2.1) и (2.5) уравнение баланса массы горного ледника можно представить (по В. М. Котлякову и Г. Н. Голубеву) следующим образом. Приходную часть уравнения составят осадки X (слагающиеся из твердых и жидких осадков $X = X_{тв} + X_{ж}$), метелевый перенос Y_m , лавинный перенос $Y_{лав}$, конденсация водяного пара в твердую фазу $Z_{конд}$. Расходная часть уравнения будет включать сток талой воды с ледника Y_t и испарение снега и льда $Z_{исп}$.

Таким образом, уравнение баланса массы ледника получит вид

$$X + Y_m + Y_{лав} + Z_{конд} = Y_t + Z_{исп} \pm \Delta U, \quad (4.2)$$

где $\pm \Delta U$ — изменение массы ледника за интервал времени Δt .

Поскольку любой ледник состоит из твердой (снег, фирн, лед) и жидкой (вода) фаз, уравнение баланса массы ледника (4.2) может быть разделено на два. Для жидкой фазы (баланса воды в леднике) получим

$$X_{ж} + Y_t = Y_{ст} + Y_{зам} \pm \Delta U_v, \quad (4.3)$$

где Y_t — таяние снега, фирна и льда на поверхности и в толще ледника, $Y_{зам}$ — повторное замерзание талых и дождевых вод, $Y_{ст}$ — сток воды за пределы ледника (сток, вытекающий из ледника реки), $\pm \Delta U_v$ — изменение запасов жидкой воды в леднике.

Для твердой фазы (баланса льда) получим

$$X_{тв} + Y_m + Y_{лав} + Y_{зам} + Z_{конд} = Y_t + Z_{исп} \pm \Delta U_l, \quad (4.4)$$

где $Y_{зам}$ — часть вновь замерзшей воды (см. предыдущее уравнение), $\pm \Delta U_l$ — изменение массы (объема) льда в леднике.

Если сложить уравнения (4.3) и (4.4), то получим уравнение (4.2). При этом необходимо учесть, что $X = X_{ж} + X_{тв}$, $\pm \Delta U = \pm \Delta U_{в} \pm \Delta U_{л}$. В приведенном анализе баланса льда и воды в леднике не учитывались из-за их незначительности величины конденсации водяного пара в жидкую фазу и испарение воды.

Уравнение баланса массы ледника может быть применено к леднику в целом или к любой его части, например к области питания или области абляции. В области питания наблюдается положительный баланс массы льда, ниже — отрицательный. Между этими областями, на границе питания ледника баланс массы нулевой.

Граница питания ледника может совпадать с фирновой линией, отделяющей область распространения фирна от области обнаженного льда, но может лежать и несколько ниже фирновой линии. В этом случае между границей фирна и границей питания ледника находится полоса так называемого «наложенного» льда, образовавшегося в результате повторного замерзания талой воды (зона ледяного питания).

4.5. РЕЖИМ И ДВИЖЕНИЕ ЛЕДНИКОВ

Под режимом ледника понимают характер изменения его объема (массы) и формы, проявляющийся в наступании и отступании ледника.

Если аккумуляция в леднике в целом (левая часть уравнения (4.4)) равна абляции (правая часть уравнения), то $\Delta U_{л} = 0$ и ледник должен быть стабилен. Если аккумуляция превышает абляцию, то $\Delta U_{л} > 0$ и ледник должен нарастать и наступать. Если абляция перекрывает аккумуляцию, то $\Delta U_{л} < 0$, масса льда уменьшается, ледник должен деградировать и отступать.

Итак, в периоды положительного баланса льда ледники должны наступать, в период отрицательного баланса льда — отступать. Эта связанная с изменением баланса массы ледника и имеющая климатическую природу закономерность выполняется, однако, не всегда строго. Наступание и отступление ледника, т.е. перемещения его конца, часто запаздывают во времени по отношению к изменению массы ледника. Чтобы ледник пришел в движение, иногда необходимо некоторое избыточное накопление льда. Кроме того, наступание иногда связано не только с климатическими причинами, а и с механическими факторами, как, например, у пульсирующих ледников, о которых будет сказано ниже.

Наступание и отступление ледников могут иметь различную продолжительность, измеряемую интервалами времени геологического, векового, многолетнего и других масштабов. Наступание и отступление ледников в геологическом масштабе времени отождествляют

соответственно с эпохами и периодами оледенения и межледниковыми эпохами и периодами. Менее продолжительные наступания и отступания ледников исчисляются периодами в десятки и сотни лет.

Колебания ледников, т.е. режим их наступания и отступания, связаны прежде всего с изменением условий питания и абляции ледников. Наступание ледников обычно наблюдается в холодные и влажные периоды, отступление — в теплые и сухие. Колебания ледников отмечаются и в современную геологическую эпоху. Так, значительное наступание ледников, по-видимому, вызванное сильным похолоданием и увеличением увлажненности, отмечалось в горах Европы в VIII—IX вв. до н.э. (рис. 4.5). Наступание ледников наблюдалось в Альпах также с 100 по 750 гг. н.э. В IX—XII вв. потепление климата привело в Европе к почти полной деградации

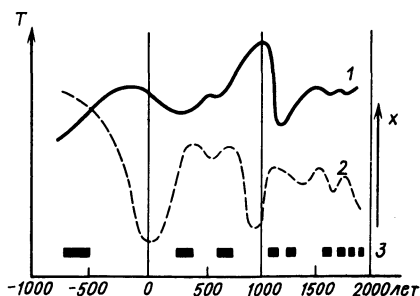


Рис. 4.5. Схема изменения некоторых природных условий в Европе за последние 25 000 лет (по В. И. Турманиной):
относительные изменения:
1 — температуры воздуха,
2 — увлажненности, 3 — периоды наступания ледников

ледников. В конце XII — начале XIII столетий ледники снова начали наступать на Кавказе и в Альпах. Новое значительное наступание ледников наблюдалось в XVI—XVIII вв. В середине XIX в. на Кавказе и в Альпах ледники отступали, и в конце XIX в. вновь наметилась фаза наступания ледников, продолжавшаяся и в начале XX в. Особенно значительное наступание ледников на Кавказе и в Альпах отмечалось в 1907—1913 гг. Приблизительно в это же время наблюдалось активное наступание ледников Аляски. Интересно отметить, что в 1906—1915 гг. энергичное наступание ледников было и в Средней Азии. Причиной наступания ледников в XVI—XIX вв. было общее похолодание климата, которое даже называют «малым ледниковым периодом». Затем ледники Европы начали почти повсеместно отступать, что ряд исследователей объясняли потеплением климата. В последние 20 лет отмечается стабилизация ледников Европы и даже наступание некоторых из них.

От наступания и отступания ледников, связанных в основном с изменением условий питания и таяния ледников, следует отличать *движение ледников*, проявляющееся в перемещении (всегда в одном направлении) самих масс льда. Благодаря пластичности лед оказывается текучим и под действием силы тяжести и давления медленно перемещается.

Движению масс льда способствуют большая мощность ледника,

значительные уклоны его поверхности и ложа, относительно повышенная температура воздуха (и льда), так называемая «водяная смазка» у ложа. Мощные ледники движутся быстрее маломощных (считается, что заметное движение ледника начинается при его мощности, превышающей 15—30 м), крутопадающие ледники движутся быстрее пологопадающих, днем, летом и в фазу наступания ледник движется быстрее, чем ночью, зимой и в фазу отступания.

Движение масс льда в леднике благодаря деформациям сжатия и растяжения (приводящим часто к разрывам сплошности льда) существенно отличается от движения воды в водотоках и водоемах. Движение масс льда в леднике может быть так называемым глыбовым со скольжением вдоль ложа и вязко-пластичным. В последнем случае движение льда в леднике должно подчиняться закону ламинарного движения (2.31): скорость движения льда ($v_{л}$) пропорциональна квадрату мощности ледника ($h_{л}$) и первой степени уклона его поверхности $I_{л}$:

$$v_{л} = kh_{л}^2 I_{л}, \quad (4.5)$$

где k — размерный эмпирический коэффициент.

Формула (4.5), видимо, удовлетворительно отражает реальные условия многих ледников, причем для ледника в целом она дает лучшие результаты, чем для его отдельных частей. Эта формула подтверждена, например, исследованиями М. Лагалли, проведенными на ледниках Эльбруса. В данном случае при суточной скорости движения льда $v_{л}$ м/сут величина коэффициента k оказалась равной 0,014.

В толще ледника максимальные скорости движения отмечаются на поверхности в центральной части ледника. С приближением к ложу ледника скорости движения льда обычно быстро уменьшаются (см. кривую 2 на рис. 2.2).

Обычно скорости движения ледников незначительны и измеряются сантиметрами в сутки или метрами в год. Наибольшая скорость движения свойственна краевым частям мощных покровных ледников Антарктиды и Гренландии (выводным ледникам) и крупным ледникам Гималаев. Временное ускорение движения ледника (как горного, так и покровного) называют *подвижкой ледника* (или *сёрджем*).

По скорости движения ледники можно подразделить на три основные группы. Ледники первой группы имеют небольшую (обычно не более 100—200 м/год), мало изменяющуюся в течение года скорость движения. Это большинство горных ледников, ледниковые щиты. Ледники второй группы имеют практически постоянно весьма большую скорость движения (до 10—20 км/год и более). Это некоторые выводные ледники Антарктиды и Гренландии. Наконец, ледники третьей группы (так называемые *пульсирующие ледники*) в обычное время имеют незначительные скорости движения, но в отдельные

непродолжительные периоды резко ускоряют свое движение (до 100 м/сут).

Представляющие наибольший интерес пульсирующие ледники характеризуются резко выраженным неустойчивым динамическим режимом: длительная стадия накопления льда в леднике сменяется резкой его подвижкой. Во время подвижки происходит разрядка накопившихся напряжений, сплошность ледника нарушается и движение льда по плоскостям разрыва и скола резко ускоряется. Для начала подвижки, по-видимому, важное значение должно иметь превышение продольных напряжений над силами трения вдоль ложа ледника. Существенное значение в уменьшении трения может иметь скопление у ложа воды (так называемая «водяная смазка»). Лед во время подвижки перемещается из области питания в область абляции без существенного изменения его общей массы в леднике. Такие катастрофические подвижки периодически повторяются. Периоды пульсаций могут составлять от нескольких лет до столетий. Так, ледник Медвежий на Памире, детально исследованный Л. Д. Долгушиным, испытывает подвижки каждые 10—16 лет (например, в 1937, 1951, 1963, 1973, 1989 гг.), ледник Колка на Кавказе скачкообразно выдвигается каждые 65—70 лет (например, в 1835, 1902 и 1969—1970 гг.). Подвижки пульсирующих ледников могут быть весьма значительными. Так, например, в 1969—1970 гг. ледник Колка резко выдвинулся на 4,1 км, площадь ледника Медвежьего в 1973 г. увеличилась на 1,4 км². Пульсирующие ледники иногда перегораживают реки, создавая опасность прорыва скопившихся вод и возникновения селя. Особенно опасны подвижки ледников в летнее время в период таяния ледников и повышенного стока горных рек.

4.6. РОЛЬ ЛЕДНИКОВ В ПИТАНИИ И РЕЖИМЕ РЕК. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ

Роль ледников в питании рек в целом невелика. Как отмечалось выше, в среднем на земном шаре величина ежегодного ледникового питания рек составляет 412 км³, т.е. менее 1% общего объема речного стока, равного 41,7 тыс. км³ в областях внешнего стока и около 1,0 тыс. км³ в областях внутреннего стока. Из формирующегося ежегодного на территории СССР речного стока объемом 4414 км³ на долю ледникового питания приходится лишь около 25 км³, т.е. всего 0,6%.

Однако у некоторых крупных рек, стекающих с покрытых ледниками гор, доля ледникового питания может достигать 10—15%, а у малых рек в непосредственной близости от ледников — и 40—60%.

Вклад ледникового стока в суммарный сток реки и регулирующее влияние ледников на сток тем больше, чем больше *относительная площадь оледенения*, равная отношению площади, занятой ледниками, к полной площади бассейна реки для данного замыкающего

створа (рис. 4.6). Благодаря аккумулярованным в толщах ледника большим массам воды ледники оказывают регулирующее влияние на речной сток.

Многолетнее регулирование стока ледниками заключается в том, что талая вода ледников компенсирует недостаток воды в реках в засушливые годы. Это объясняется не просто водоотдачей ледников в засушливые годы, когда снеговое и дождевое питание рек сокращается, но и усилением этой водоотдачи в периоды с повышенной температурой воздуха. Дело в том, что повышенные годовые величины температуры воздуха и пониженные годовые количества осадков, как правило, наблюдаются одновременно (связь температуры и увлажненности, как показали О. А. Дроздов, А. С. Григорьева, — слабая отрицательная). Об этом свидетельствует, например, и рис. 4.5. Кроме того, в холодные и влажные периоды снег на поверхности ледника также сдерживает процесс таяния.

Сезонное регулирование также проявляется в усилении таяния ледников в теплый, засушливый период года, когда другие источники питания рек истощаются. Кроме того, сам ледник с находящимися в нем полостями, заполненными водой, а также его снежно-фирновая толща, содержащая гравитационную воду, является причиной регулирования стока и сдвига максимального стока по отношению к максимальной температуре воздуха. Поэтому на реках с ледниковым питанием максимум стока обычно смещается на вторую половину лета (рис. 4.7, а).

Замедленный сток талой воды внутри ледника объясняется малым коэффициентом фильтрации гравитационной воды внутри снежно-фирновой толщи. Этот коэффициент для типичных горных ледников не превышает 5—6 м/сут.

Чем больше площадь ледника, тем больше запаздывание между максимумом температуры воздуха и следующими за ним максимумом таяния и временем поступления талой воды в реку. По Г. Н. Голубеву, время добегания (τ сут) талой воды с удаленных частей горного ледника к истоку вытекающей из ледника реки связано с площадью ледника (F км²) зависимостью

$$\tau = 3,8 \lg (F + 1). \quad (4.6)$$

В многолетнем и особенно сезонном регулировании речного стока ледниками заключается большое практическое значение ледников.

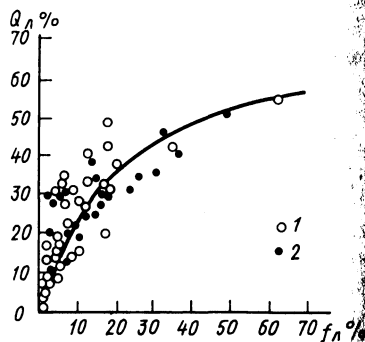


Рис. 4.6. Зависимость доли ледниковой составляющей годового стока ($Q_{л\%}$) от относительной площади оледенения бассейна (по Г. Н. Голубеву):

1 — Средняя Азия, 2 — Кавказ

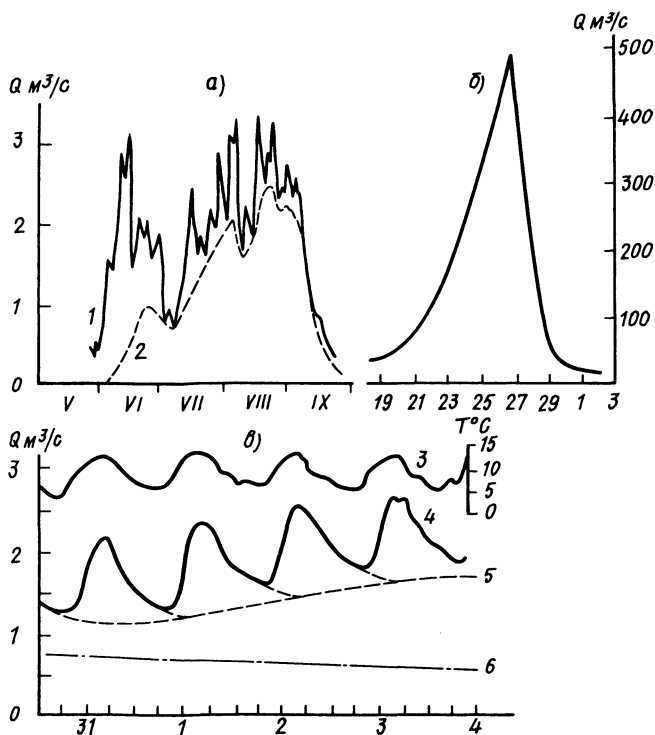


Рис. 4.7. Типичные гидрографы ледниковых рек (по Г. Н. Голубеву):

a — гидрограф р. Джанкуат на Кавказе в 1969 г. (1 — суммарный сток, 2 — сток с ледника); *б* — паводок на р. Иньльчек 19 сентября — 3 октября 1964 г., сформировавшийся в результате прорыва оз. Мерцбахера; *в* — суточные колебания температуры воздуха 3 и расхода воды в бассейне р. Джанкуат 31 июля — 4 августа 1970 г. (4 — сток с открытого льда, 5 — сток из фирновой области, 6 — сток с неледниковой части бассейна)

Так, ледники средней Азии дают повышенный сток рекам в конце июля — начале августа, когда питание рек талыми водами сезонных снегов уже окончилось, а дождевые осадки невелики. Именно в июле — августе на равнинных участках рек Средней Азии осуществляется основной забор воды на орошение. Поэтому сезонное регулирование стока ледниками благоприятно сказывается на сельском хозяйстве.

Практическое значение ледников, однако, не исчерпывается использованием ледниковых вод для орошения. Эти воды идут также на водоснабжение расположенных в горах и предгорьях городов и населенных пунктов. Использует сток ледниковых рек также гидроэнергетика.

Весьма своеобразны **суточные колебания стока ледниковых рек**

(рис. 4.7, в). Максимальная температура воздуха в горах обычно отмечается в 13—15 часов, минимальная — в 4—5 часов. Экстремальные значения талого стока со среднегорных долинных ледников несколько сдвинуты во времени: максимум наблюдается в 14—17 часов, минимум — в 6—9 часов, на высокогорных ледниках эти сроки наступают еще позже; так, с ледника Федченко максимальный сток отмечается в 20—24 часа, минимальный — в 9—12 часов. Сдвиг между изменением в течение суток температуры воздуха и расходом талых вод увеличивается также с увеличением размера ледника.

Температура талой воды вблизи ледников близка к 0°C ; днем в летнее время она обычно не выше $0,4^{\circ}\text{C}$. Талую воду ледников отличает малая минерализация (обычно не более 30—100 мг/л). В воде преобладают ионы HCO_3^- и Ca^{2+} , типичные для атмосферных осадков.

Нередко помимо благоприятного влияния на сток (сезонное и многолетнее регулирование) ледники оказывают и неблагоприятное воздействие, вызывая редкие, но иногда катастрофические паводки и сели (см. гл. 6). Паводки и сели ледникового происхождения возникают вследствие следующих основных причин: а) прорыва приледниковых озер; б) прорыва надледниковых озер; в) прорыва внутриледниковых полостей; г) катастрофического таяния, вызванного извержением вулкана. Наиболее изучены паводки, образующиеся в результате первых двух причин.

Приледниковые озера часто образуются среди гряд конечных морен или в результате подпруживания ледником горной реки (см. гл. 7). Переполнение таких озер водой в период активного таяния ледника может привести к их прорыву и возникновению паводка и селя. Именно такое явление произошло в бассейне р. Малая Алматинка летом 1976 г., когда прорвалось моренное озеро и в долине реки сформировался катастрофический сель, задержанный противоселевой плотиной в урочище Медео. Другим примером может служить р. Абдукагор, периодически подпруживаемая ледником Медвежий на Памире. Прорывы образующегося озера создают мощные паводки на р. Ванч (в 1963, 1973 гг.).

Надледниковые озера расположены непосредственно на ледниках. Они обычно образуются в результате подпруживания основным ледником талых вод ледника — притока. К такому типу озер относится оз. Мерцбахера в месте «впадения» ледника Северный Иньльчек в ледник Южный Иньльчек на Тянь-Шане. В озере, достигающем длины 4 и ширины 1 км, может аккумулироваться до 200 млн. м^3 воды. Ледяной барьер, подпруживающий озеро, может всплыть и вызвать катастрофический паводок в долине р. Иньльчек, как бывает почти ежегодно (рис. 4. 7, б).

Глава 5. ГИДРОЛОГИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В земной коре находится большое количество воды — физически и химически связанной, свободной гравитационной, капиллярной, в виде водяного пара и льда. Однако не все эти воды могут быть отнесены к подземным водам как части гидросферы.

Подземными водами будем называть содержащиеся в земной коре воды, находящиеся в активном взаимодействии с атмосферой и поверхностными водами (океанами и морями, реками, озерами и болотами) и участвующие в круговороте воды на земном шаре. Подземные воды в таком понимании представлены в основном капиллярной и свободной (гравитационной) водой, а также перемещающимся в порах грунта водяным паром.

5.1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

По современным представлениям подземные воды по происхождению могут быть как *экзогенными* (их источник — водные объекты на поверхности суши и влага атмосферы), так и *эндогенными* (их источник — сама литосфера).

Экзогенные подземные воды попадают в горные породы либо при процессах инфильтрации и конденсации, либо в результате седиментации (осадконакопления). Эти воды называют соответственно *инфильтрационными, конденсационными и седиментационными*.

Инфильтрационные подземные воды проникают в горные породы путем инфильтрации атмосферных, речных, морских и озерных вод. Основную роль при этом играет проникновение в грунт через поры и трещины практически пресной атмосферной воды. *Конденсационные подземные воды* образуются при конденсации в порах грунта водяного пара, перемещающегося в грунте под влиянием разности его упругости. Считают, что вклад этого вида питания подземных вод невелик, однако в некоторых физико-географических условиях, например пустынях, может иметь существенное значение. *Седиментационные подземные воды* образуются из вод того водного объекта, где происходил процесс седиментации, т.е. отложения наносов. Воды такого типа распространены в ложах океанов и морей, где образуют так называемые «иловые растворы».

Эндогенные поземные воды образуются в горных породах в результате дегидратации минералов (такие воды называют *дегидратационными* или *«возрожденными»*) или поступают из магматических очагов, в частности в районах современного вулканизма (их называют *«ювенильными»* водами).

Инфильтрационные, конденсационные, седиментационные, дегидратационные и «ювенильные» воды при своем перемещении в горных породах смешиваются, образуя *смешанные* по происхождению воды.

Как было показано в гл. 3, подземные воды являются важным звеном материкового звена круговорота воды на земном шаре и играют заметную роль в балансе и режиме природных вод и растворенных в них веществ на Земле.

5.2. ФИЗИЧЕСКИЕ И ВОДНЫЕ СВОЙСТВА ГРУНТОВ. ВИДЫ ВОДЫ В ПОРАХ ГРУНТОВ

5.2.1. Физические свойства грунтов

Подземные воды находятся в верхней толще земной коры, включая кору выветривания и почвенный слой. Эту толщу в гидрогеологии называют *горными породами*, в гидрологии — *почвогрунтами*. Будем называть ее для краткости просто *грунтом*. Режим подземных вод во многом определяется физическими и водными свойствами вмещающих их грунтов.

К числу основных **физических свойств грунта** относятся его плотность, гранулометрический состав и пористость.

Плотность грунта — это отношение массы однородного грунта к его объему:

$$\rho_{\text{гр}} = m_{\text{гр}}/V_{\text{гр}}. \quad (5.1)$$

Различают плотность сухого грунта и плотность грунта при естественной влажности. Плотность грунта отличается от плотности его «скелета» ρ , зависящей от характера вещества или минерала, слагающего грунт. Например, для частиц кварцевого песка ρ приблизительно равна 2650 кг/м³, супесей — 2700, суглинков — 2710, глин — 2740 кг/м³.

Поскольку грунт состоит не только из скелета, но и из пор, заполненных либо воздухом, либо водой, либо льдом, плотность как сухого, так и влажного грунта всегда **меньше плотности его «скелета»**. Так, плотность песка (как грунта, а не как минерала) обычно находится в пределах 1200—1500 кг/м³.

Многие рыхлые грунты представляют собой смесь частиц различной крупности. Процентное содержание (по массе) в рыхлых грунтах групп частиц (фракций) различного диаметра называют *гранулометрическим* или *механическим составом грунта*. Для характеристики гранулометрического состава грунта используют понятие *средний*

диаметр частиц грунта $D_{ср}$ и некоторые другие величины, о которых подробнее будет сказано в разд. 6.9, посвященном речным наносам.

Практически все грунты (как рыхлые, так и скальные) обладают *скважностью*, под которой понимают наличие в грунтах пустот независимо от их размеров, формы и происхождения. Скважность, обусловленная *порами*, т.е. промежутками между отдельными частицами, называется *пористостью*. Скважность, обусловленная *трещинами* в грунте, называется *трещиноватостью*.

Пористость грунтов характеризуется *коэффициентом пористости*, который равен выраженному в процентах отношению объема пор $V_{пор}$ к объему всего грунта $V_{гр}$ в сухом состоянии:

$$p = (V_{пор}/V_{гр}) \cdot 100\%. \quad (5.2)$$

Коэффициент пористости p и соотношение между плотностью сухого грунта $\rho_{гр}$ и его «скелета» ρ , о которых речь шла выше, связаны следующей формулой:

$$p = (1 - \rho_{гр}/\rho) \cdot 100\%. \quad (5.3)$$

Разные грунты обладают различной пористостью. Например, гранит имеет пористость 0,05—0,6%, известняк 0,6—13,5, песчаник 3,5—28,5%. Пористость песка 35—42%, гравия 37—45, глины 35—55, лёсса 40—55, торфа 60—80%.

5.2.2. Виды воды в порах грунта

Вода в порах грунта подвержена влиянию различных физических сил и находится в различном состоянии.

Основные силы, действующие на воду в порах грунта,— это *силы молекулярного взаимодействия* (между разными молекулами воды, между молекулами воды и частицами грунта); *капиллярные силы*, обусловленные поверхностным натяжением воды; *силы тяжести и гидростатического давления*; *сосущая сила корневой системы растений (десукция)*, обусловленная осмотическим процессом.

В зависимости от физического состояния, подвижности и характера связи с грунтом выделяют несколько видов воды в грунтах: *химически и физически связанная, капиллярная, свободная (гравитационная), вода в твердом и парообразном состоянии*.

Химически связанная вода удерживается внутри минералов, вступая с ними в более или менее прочную связь. Так, вода входит в состав гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, мирабилита $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, соды $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Химически связанная вода может быть выделена из минералов лишь при высокой температуре. В круговороте воды в природе она участия не принимает, и поэтому в состав подземных вод, изучаемых гидрологией, ее включать не будем.

Физически связанная вода удерживается на поверхности минералов и частиц грунта молекулярными силами и может быть удалена

из грунта только при температуре не менее 90—120° С. Этот вид воды подразделяют на *прочносвязанную (гигроскопическую)* и *рыхлосвязанную (пленочную)* (рис. 5.1).

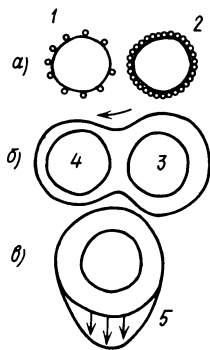


Рис. 5.1. Различные виды воды на частицах грунта (по А. Ф. Лебедеву):

а — гигроскопическая вода при неполной 1 и максимальной 2 гигроскопичности; *б* — пленочная вода, движущаяся от частицы с более толстой 3 к частице с более тонкой 4 пленкой; *в* — свободная (гравитационная) вода 5

Гигроскопическая вода образуется вследствие адсорбции частицами грунта молекул воды. На поверхности частиц гигроскопическая вода удерживается молекулярными и электрическими силами. Свойство грунта удерживать гигроскопическую воду называют *гигроскопичностью*. Различают *неполную гигроскопичность*, когда влага не образует вокруг частиц грунта сплошного слоя, и *максимальную гигроскопичность*. В первом случае толщина слоя составляет 1—3 молекулы, во втором — 10—20 молекул.

Пленочная вода образует пленку поверх гигроскопической воды, когда влажность грунта становится выше его максимальной гигроскопичности. Эта вода может передвигаться от одной частицы грунта к другой: от мест, где толщина пленки больше, к местам, где ее толщина меньше.

Физически связанная вода (за исключением некоторого количества пленочной воды), как и химически связанная, в круговороте воды в природе практически участия не принимает, и поэтому в состав подземных вод, которые изучает гидрология, не включается.

Капиллярная вода образуется в порах грунта после насыщения их пленочной водой, заполняет поры и тонкие трещины и перемещается в них под действием капиллярных сил. Капиллярную воду в порах грунта подразделяют на три подвида: *капиллярно-подвешенную*, образующуюся в верхней части почвенного слоя, питающуюся атмосферными осадками и не связанную с нижерасположенными грунтовыми водами; *капиллярно-поднятую*, располагающуюся в виде капиллярной зоны («капиллярной каймы») над уровнем грунтовых вод и тесно с ним связанную; *капиллярно-разобщенную*, находящуюся в остальной толще грунта.

Капиллярная вода играет весьма важную роль в насыщении почв водами, питании грунтовых вод и питании растений. Капиллярная вода через поверхность почвы или листья растений испаряется.

Поэтому капиллярная вода участвует в круговороте воды в природе и ее следует включать в состав подземных вод, изучаемых гидрологией.

Свободная, или гравитационная вода, — наиболее подвижный и важный компонент подземных вод. Эта вода в жидком виде находится в порах и трещинах грунта и перемещается под влиянием силы тяжести и градиентов гидростатического давления. Объем свободной (гравитационной) воды в насыщенном водой грунте зависит от его гранулометрического состава, количества и размера пор.

В грунтах с крупными порами (галька, гравий, песок) свободная (гравитационная) вода — главный вид подземных вод (разумеется, при наличии источника их поступления и при условии насыщения грунта). В глинах несмотря на большую пористость вследствие малого размера пор свободной (гравитационной) воды мало, здесь преобладает капиллярная и связанная вода.

Вода в твердом состоянии (лед) находится в грунте в виде кристаллов, прослоев и линз льда. В районах сезонного промерзания грунта эта вода участвует в круговороте воды.

Вода в парообразном состоянии (водяной пар) заполняет вместе с воздухом не занятые водой пустоты в грунтах. Водяной пар в грунтах обладает большой подвижностью и перемещается от мест с большей к местам с меньшей упругостью. Парообразная вода в грунтах активно участвует в круговороте воды в природе.

5.2.3. Водные свойства грунтов

Водные свойства грунтов определяются их физическими свойствами и содержанием в них воды. К основным водным свойствам грунтов относятся влажность, влагоемкость, водоотдача, водонепроницаемость, капиллярность.

Фактическое содержание воды в грунтах называют их *влажностью* W_m . Влажность — это отношение массы воды к массе сухого грунта, выраженное в %:

$$W_m = (m_v/m_c) \cdot 100\% = [(m_{гр} - m_c)/m_c] \cdot 100\%, \quad (5.4)$$

где m_v — масса воды в образце грунта, $m_{гр}$ — масса исследуемого грунта с естественной влажностью, m_c — масса того же образца, высушенного при температуре 105—106° С. Часто вместо *массовой влажности* используют понятие *объемная влажность* $W_{об}$, которая характеризует объем воды, содержащейся в 1 м³ влажного грунта, выраженный в %. Между массовой и объемной влажностью существует соотношение: $W_{об} = W_m \rho_{гр} / \rho_v$, где $\rho_{гр}$ — плотность сухого грунта, ρ_v — плотность воды.

Влагоемкостью грунта называют его способность вмещать и удерживать определенное количество воды. Под *полной влагоемкостью* $W_{пв}$ понимают суммарное содержание в грунте всех видов воды

при полном заполнении всех пор. Полная влагоемкость — это максимально возможная влажность для данного грунта. Влагоемкости определяют по формуле вида (5.4) и выражают ее в долях единицы или в %.

Кроме полной влагоемкости выделяют *наименьшую влагоемкость* $W_{нв}$, характеризующую количество гигроскопической, пленочной и капиллярной влаги, остающейся в грунте после окончания свободного стекания воды (она составляет для песков 3—5%, супесей 10—12, суглинков и глин 12—22%).

По аналогии с дефицитом влажности воздуха используют и понятие *дефицита влажности грунта* d . Он равен разности между полной влагоемкостью и влажностью грунта:

$$d = W_{пв} - W_m. \quad (5.5)$$

Дефицит влажности выражают либо в долях единицы, либо в %.

Водоотдачей называется способность водонасыщенных грунтов отдавать воду путем свободного стекания. Водоотдача μ представляет собой отношение объема стекающей из грунта свободной (гравитационной) воды к объему всего грунта, выраженное в долях единицы или в процентах. *Удельная водоотдача* — это количество воды, которое можно получить из 1 м³ грунта. Наибольшей водоотдачей обладают крупнообломочные породы. Водоотдача глин ничтожна.

Водопроницаемостью грунтов называют их способность пропускать через себя воду. Водопроницаемость зависит от размера и формы частиц грунта, от размера и количества пор и трещин в грунте, его гранулометрического состава. Чем больше размер частиц грунта и однороднее его состав, тем больше его водопроницаемость. Если промежутки между крупными частицами грунта заполнены более мелкими частицами, водопроницаемость грунта снижается. При окатанных частицах грунта водопроницаемость больше, при остроугольных — меньше.

Водопроницаемость грунтов — весьма важная характеристика при исследовании движения подземных вод.

Грунты по степени водопроницаемости подразделяют на три группы: *водопроницаемые* (галечник, гравий, песок), *слабоводопроницаемые* (глинистый песок, супесь, лёсс), *практически водонепроницаемые*, или *водоупоры* (кристаллические породы без трещин, многие глины). Важно обратить внимание на то, что глины несмотря на большую пористость благодаря очень малым размерам пор обладают ничтожной водоотдачей и соответственно являются в целом водонепроницаемыми. Однако глинистые слои могут, хотя и медленно, но все же фильтровать воду. Это необходимо учитывать при оценке питания подземных вод через толщи глины.

Капиллярностью грунта называют его способность содержать и пропускать капиллярную воду. Высота капиллярного поднятия зависит от размера капиллярных пор, гранулометрического состава

грунта, температуры воды и других характеристик. Чем мельче крупность частиц грунта и мельче поры, тем больше высота капиллярного поднятия. Понижение температуры и увеличение минерализации воды ведут к увеличению вязкости воды и увеличению сил поверхностного натяжения, что повышает высоту капиллярного поднятия.

Высота капиллярного поднятия может изменяться практически от нуля (гравий, галька) до 12 м (некоторые виды глин). Для крупнозернистых песков предельная высота капиллярного поднятия составляет 2—3,5 см, для среднезернистых песков — 12—35, для мелкозернистых песков — 35—120, супеси — 120—350, суглинков — 350—550, глин — 650—1200 см.

5.3. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД. ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО ХАРАКТЕРУ ЗАЛЕГАНИЯ

5.3.1. Классификации подземных вод

Подземные воды классифицируют по происхождению, физическому состоянию, а также по характеру вмещающих их грунтов, гидравлическим условиям, температуре, минерализации и химическому составу, характеру залегания.

По характеру вмещающих воду грунтов подземные воды подразделяют на *поровые*, залегающие в рыхлых пористых грунтах; *пластовые*, залегающие в пластах осадочных горных пород; *трещинные*, залегающие в плотных, но трещиноватых осадочных, магматических и метаморфических горных породах; *трещинно-жильные*, залегающие в отдельных тектонических трещинах.

По гидравлическим условиям подземные воды подразделяют на *напорные* (артезианские и глубинные) и *безнапорные* (грунтовые).

По температуре подземные воды делятся на *исключительно холодные* (ниже 0° С), *весьма холодные* (4—20° С), *теплые* (20—37° С), *горячие* (37—42° С), *весьма горячие* (42—100° С), *исключительно горячие* (более 100° С). К так называемым *термальным* водам относят воды с температурой более 20° С. Если такие воды имеют лечебное значение (обычно это воды и специфического химического состава), их называют «*термами*». Они встречаются, например, на Камчатке и на Камчатке.

По минерализации подземные воды, как и все природные воды, делят на *пресные* (до 1⁰/₀₀), *солончатые* (1—25⁰/₀₀), *соленые* (25—50⁰/₀₀) и *рассолы* (более 50⁰/₀₀). Состав пресных подземных вод часто близок к составу связанных с ними поверхностных вод (преобладают ионы HCO_3^- , Ca^{2+} ; HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} ; реже SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+}). Солончатые подземные воды могут относиться к любому классу, но чаще — к гидрокарбонатному или сульфатному. Преобладают катионы Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} . Соленые подземные воды и рассолы могут быть связаны с современными или древними мор-

скими бассейнами, а также образоваться при выщелачивании легко-растворимых солей NaCl , KCl , CaCl_2 и др. Преобладают ионы Cl^- , Na^+ и Ca^{2+} .

Подземные воды, оказывающие бальнеологическое воздействие на организм человека, называют *минеральными*. Они подразделяются на *углекислые* (например, северокавказские минеральные воды — боржоми, нарзан); *сульфидные*, или *сероводородные* (например, воды Мацесты); *железистые* и *мышьяковистые* (минеральные воды Кавказа, Закарпатья, Урала и др.), а также *бромистые* и *иодистые воды*; *воды с большим содержанием органических веществ* (воды в районе Трускавца); *родоновые воды* (Цхалтубо, Пятигорск) и др.

Наиболее важна в научном и практическом отношении классификация подземных вод по **характеру залегания**, использующая и некоторые другие классификации.

Классификация по характеру залегания подземных вод (их иногда называют «общими») разработывали такие известные гидрогеологи, как Ф. П. Саваренский, А. М. Овчинников, Е. В. Пинеккер и др. Ниже приведена классификация, в основном базирующаяся на предложениях А. М. Овчинникова и Е. В. Пинеккера.

Подземные воды на Земле, находящиеся в жидком состоянии, могут быть прежде всего подразделены на две большие группы: *подземные воды суши* и *подземные воды под океанами и морями*. До настоящего времени гидрогеология занималась по существу лишь подземными водами суши. Подземные воды под океанами и морями изучены еще очень слабо.

Подземные воды суши можно подразделить на *подземные воды зоны аэрации* и *зоны насыщения*. Зона аэрации охватывает верхние, не насыщенные водой слои грунтов, включая почву от дневной поверхности до уровня грунтовых вод. Через эту зону осуществляется связь подземных вод с атмосферой. Зона насыщения характеризуется тем, что поры и пустоты в ее пределах полностью заполнены (насыщены) жидкой водой. Сверху эта зона ограничена зоной аэрации или зоной многолетнемерзлых грунтов, снизу — глубиной критических температур, при которых существование жидкой воды невозможно. В зоне насыщения на континентах находятся подземные воды трех типов: *безнапорные грунтовые*, *напорные артезианские* и *глубинные*.

Под океанами и морями зона аэрации отсутствует, а в зоне насыщения присутствуют *напорные воды*, гидравлически как связанные с подземными водами континентов, так и не связанные с ними.

Воды зоны аэрации и грунтовые воды имеют свободную связь с атмосферой и формируются под непосредственным влиянием физико-географических условий. Грунтовые воды, кроме того, связаны с поверхностными водами (реками, озерами и др.) и играют поэтому важную роль в питании этих водных объектов. Подземные воды участвуют в круговороте воды на земном шаре в основном согласно

двум схемам: грунтовые воды ↔ зона аэрации ↔ атмосфера и грунтовые воды ↔ поверхностные воды.

5.3.2. Воды зоны аэрации. Почвенные воды, верховодка, капиллярная зона

Зона аэрации занимает верхний слой почвенно-грунтовой толщи: от земной поверхности до уровня грунтовых вод.

Через зону аэрации осуществляется взаимосвязь атмосферы и грунтовых вод (рис. 5.2, а). В этой зоне происходят: инфильтрация дождевых и талых вод, формирование почвенной воды и верховодки, фильтрация гравитационной воды и десукция влаги растительностью с последующей ее транспирацией.

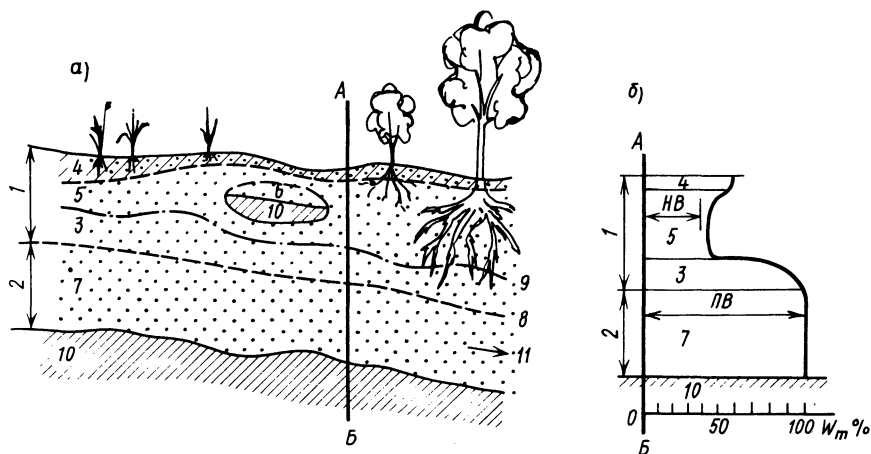


Рис. 5.2. Схема залегания вод зоны аэрации и грунтовых вод а и вертикального распределения влажности грунта по разрезу А — Б после обильного увлажнения б: зоны: 1 — аэрации, 2 — насыщения, 3 — капиллярные, 4 — почвенные подвешенные воды, 5 — инфильтрующиеся воды зоны аэрации, 6 — верховодка, 7 — грунтовые воды, 8 — поверхность (зеркало) грунтовых вод, 9 — поверхность капиллярной зоны («капиллярной каймы»), 10 — водоупорный пласт, 11 — направление потока грунтовых вод, NB — наименьшая влагоемкость, PB — полная влагоемкость

Попадая после дождей или таяния снега в грунт, вода расходует-ся прежде всего на смачивание почвенного слоя и формирование *почвенных вод*, под которыми понимают временное скопление свободной (гравитационной) и капиллярной воды в почвенной толще. Эти воды имеют связь с атмосферой и участвуют в питании корневой системы растений.

Почвенные воды обычно просачиваются в более глубокие слои грунта и не образуют постоянного водоносного горизонта. *Почвенный сток* возникает лишь при сильных дождях или снеготаянии, если в почве имеются наклонные слабопроницаемые прослойки и если часть

почвы насыщается водой. Мощность слоя с почвенной водой обычно изменяется от нескольких сантиметров до 1—1,5 м.

Инфильтрующиеся вертикально вниз под действием силы тяжести воды зоны аэрации, встречая на своем пути относительно водоупор (отдельные прослои или линзы грунтов, обладающие слабой водопроницаемостью), образуют *верховодку*, т.е. временные сезонные скопления подземных вод. Мощность верховодки обычно равна 0,4—1,0 м, редко достигает 2—5 м.

Почвенные воды и верховодка обычно пресные. Однако в болотных и торфянистых почвах эти воды могут иметь застойный режим и высокую концентрацию кислот органического происхождения. Воды зоны аэрации легко подвержены загрязнению с поверхности земли.

Выше уровня грунтовых вод в пределах зоны аэрации располагается *капиллярная зона* (ее иногда называют «*капиллярной каймой*»). Воды этой зоны (особенно при неглубоком залегании грунтовых вод) часто участвуют в питании почвенных вод.

Весьма характерно изменение влажности грунта в зоне аэрации после обильного увлажнения (рис. 5.2, б): по мере приближения к уровню грунтовых вод влажность грунта увеличивается от наименьшей (*НВ*) к полной влагоемкости (*ПВ*).

5.3.3. Воды зоны насыщения. Грунтовые воды

При полном насыщении грунта могут сформироваться как безнапорные (грунтовые), так и напорные (артезианские) воды. Влажность грунта в обоих случаях достигает полной влагоемкости.

Грунтовые воды — это подземные воды первого от поверхности постоянно существующего водоносного горизонта, залегающего на первом выдержанном по площади водоупорном пласте (см. рис. 5.2). Эти безнапорные гравитационные воды имеют свободную поверхность, называемую *уровнем*, или *зеркалом грунтовых вод*. Грунтовые воды питаются путем инфильтрации через зону аэрации атмосферных осадков, фильтрации вод водотоков и водоемов (рек, каналов, озер, водохранилищ и т.д.) и конденсации водяного пара. Иногда в питании грунтовых вод участвуют и более глубокие водоносные напорные горизонты. Грунтовые воды распространены почти повсеместно, тяготеют к рыхлым четвертичным отложениям (ледниковым, речным, озерным и морским, современным аллювиальным, коре выветривания), участвуют в питании поверхностных вод, легко доступны для практического использования.

Грунтовые воды обладают изменчивым режимом, связанным с режимом питания и разгрузки. Области их питания и распространения обычно совпадают или расположены близко друг от друга.

Расстояние от земной поверхности до уровня (зеркала) грунто-

вых вод называют *глубиной залегания грунтовых вод*. Она колеблется практически от нуля в зоне избыточного увлажнения до десятков метров в зоне недостаточного увлажнения. Уровень грунтовых вод испытывает сезонные и многолетние колебания.

Расстояние от кровли водоупорного пласта до уровня грунтовых вод называют *мощностью водоносного горизонта*. Ее величина изменяется вместе с изменением уровня грунтовых вод. Лежащая выше уровня грунтовых вод капиллярная зона испытывает колебания вслед за колебаниями уровня грунтовых вод.

Минерализация грунтовых вод может быть самой различной: от свойственной пресным водам до характерной для солоноватых или даже соленых вод. Грунтовые воды наиболее подвержены загрязнению.

5.3.4. Артезианские и глубинные воды

Артезианские воды — это напорные подземные воды, залегающие в водоносных горизонтах между водоупорными пластами (рис. 5.3).

Артезианские воды залегают глубже горизонта грунтовых вод и имеют более стабильный режим. Области питания и распространения артезианских вод обычно не совпадают.

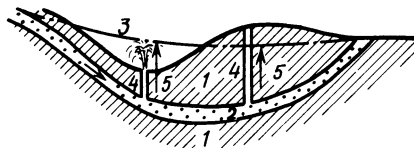


Рис. 5.3. Схема размещения артезианских вод:
1 — водоупорный пласт, 2 — артезианский водоносный горизонт, 3 — линия напора (пьезометрическая линия), 4 — скважины, 5 — высота подъема артезианских вод через скважины

При вскрытии артезианского водоносного горизонта скважиной находящаяся под напором вода поднимается по скважине и может даже излиться на земную поверхность (в случае, если линия напора лежит выше уровня земли) (см. рис. 5.3). Напор в артезианских водах создается в основном гидростатическим давлением, а также геостатической нагрузкой (весом вышележающих пород).

Артезианские воды нередко имеют повышенную минерализацию. Обычно они менее подвержены загрязнению в сравнении с грунтовыми водами.

Артезианскими бассейнами называют такие гидрогеологические структуры синклинального типа, которые содержат один или несколько водоносных горизонтов с напорными водами. Примером

артезианских бассейнов могут служить Московский, Терско-Кумский и др.

Глубинные воды — это расположенные на больших глубинах напорные подземные воды, испытывающие воздействие геостатического давления и эндогенных сил.

Глубинные воды обнаружены в глубоких частях осадочных толщ в артезианских бассейнах. Изучены они еще недостаточно.

5.3.5. Другие типы подземных вод

Рассмотренные выше основные типы подземных вод суши, находящиеся в рыхлых пористых грунтах (почвенные воды, верховодка и другие воды зоны аэрации, грунтовые, артезианские и глубинные воды), имеют аналоги и в условиях трещиноватых горных пород, а также в районах многолетнемерзлых грунтов и молодого (современного) вулканизма.

Так, в трещиноватых и закарстованных горных породах аналогами грунтовых вод являются воды верхней части зоны интенсивной трещиноватости и зоны карста, аналогами артезианских и глубинных вод — соответственно напорные воды погруженных трещинных зон и разломов глубокого заложения.

Своеобразны подземные воды в районах распространения многолетнемерзлых грунтов. Здесь аналогами почвенных вод и верховодки являются воды так называемого *деятельного слоя*, т.е. слоя сезонного ежегодного оттаивания и промерзания. *Воды надмерзлотных таликов* — аналоги обычных грунтовых вод. Эти воды представлены *подрусловыми, подозерными и склоновыми таликами*. *Межмерзлотные* (расположенные между слоями мерзлого грунта) *безнапорные воды* также сходны с обычными грунтовыми водами. Однако если межмерзлотные, а также подмерзлотные воды (расположенные ниже слоя мерзлого грунта) находятся под напором, они становятся аналогами артезианских вод.

Промерзание и оттаивание деятельного слоя, изменение толщины слоя многолетнемерзлых грунтов ведет к изменению условий питания и режима подземных вод. Эти изменения становятся также причиной специфических мерзлотно-гидрогеологических явлений — бугров пучения, наледей, термокарста.

В районах современного вулканизма подземные воды также специфичны. Это, в частности, воды термальных и термоминеральных источников как безнапорных, так и напорных.

5.4. ДВИЖЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Под влиянием капиллярных сил, силы тяжести и гидростатического давления подземные воды приходят в движение. Движение подземных вод в зонах аэрации и насыщения существенно различается.

В зоне аэрации происходит проникновение атмосферных осадков

и поверхностных вод в грунт, называемое *инфильтрацией*. Различают *свободное просачивание* и *нормальную инфильтрацию*. В первом случае движение воды в грунте вертикально вниз происходит под действием силы тяжести и капиллярных сил в виде изолированных струек по капиллярным порам и отдельным канальцам; при этом пористое пространство грунта остается не насыщенным водой и в нем сохраняется движение атмосферного воздуха, что исключает влияние гидростатического давления на движение воды. Во втором случае движение воды происходит сплошным потоком под действием силы тяжести, гидростатического давления и капиллярных сил; поры заполнены водой полностью. Инфильтрационная вода может либо достичь уровня грунтовых вод и вызвать его повышение, либо остаться в зоне аэрации в виде подвешенной воды.

В **зоне насыщения** под действием силы тяжести и гидростатического давления свободная (гравитационная) вода по порам и трещинам грунта перемещается в сторону уклона поверхности водоносного горизонта или в сторону уменьшения напора. Это движение называется *фильтрацией*.

Движение свободной (гравитационной) воды как при нормальной инфильтрации в зоне аэрации, так и при фильтрации в зоне насыщения имеет в мелкопористых грунтах *ламинарный режим* и подчиняется зависимости типа формулы Пуазейля (2.31), которую применительно к движению подземных вод записывают в виде *закона фильтрации Дарси*:

$$v_{\phi} = v = K_{\phi} I, \quad (5.6)$$

где v_{ϕ} — скорость фильтрации, K_{ϕ} — коэффициент фильтрации, I — гидравлический уклон, равный либо уклону поверхности уровня грунтовых безнапорных вод (этот уклон пропорционален продольной составляющей силы тяжести), либо градиенту пьезометрического напора (пропорционального градиенту гидростатического давления) у напорных артезианских вод.

Скорость фильтрации (v_{ϕ} , м/сут, мм/мин или см/с) — это отношение расхода фильтрационного потока Q_{ϕ} к площади поперечного сечения в пористой среде ω_n :

$$v_{\phi} = Q_{\phi} / \omega_n. \quad (5.7)$$

Поскольку в пористой среде площадь поперечного сечения больше суммарной площади пор, скорость фильтрации всегда **меньше** действительной скорости движения воды v в порах грунта. Чем больше пористость, тем меньше различие в v и v_{ϕ} :

$$v = v_{\phi} / p', \quad (5.8)$$

где p' — коэффициент пористости, выраженный в долях единицы ($p' = p/100$).

Коэффициент фильтрации характеризует водопроницаемость грунтов. Он зависит от количества и размера пор и от свойств фильтрующейся жидкости. Коэффициент фильтрации, как это следует из формулы Дарси (5.6), численно равен скорости фильтрации при гидравлическом уклоне, равном 1.

Коэффициент фильтрации выражают в единицах скорости: м/сут м/ч, м/с, см/с, мм/мин и т.д. Это очень важная характеристика, используемая при изучении движения подземных вод. Ориентировочные значения коэффициента фильтрации для некоторых грунтов приведены в табл. 5.1. При сравнении коэффициентов фильтрации и пористости грунтов обращает на себя внимание факт резкого

Т а б л и ц а 5.1. Коэффициенты фильтрации некоторых видов грунта

Название грунта	Коэффициент фильтрации, м/сут
Галечник	100—200
Песок с галькой	50—100
Песок крупнозернистый	15—50
Песок среднезернистый	5—15
Песок мелкозернистый	1—5
Песок глинистый	0,5—1,0
Супесь	0,1—0,5
Суглинок	0,1—0,1
Глина	0,001—0,0001 и менее

уменьшения коэффициентов фильтрации у суглинков и глин, несмотря на повышенную пористость. Объясняется это тем, что мелкие поры этих грунтов заполнены пленочной и капиллярной водой, препятствующей движению свободной (гравитационной) воды. Коэффициент фильтрации обычно определяют экспериментальным путем.

Рассмотрим некоторые особенности движения подземных вод в зоне аэрации и в зоне насыщения (отдельно для безнапорных грунтовых и напорных артезианских вод).

Проникновение дождевой или талой воды с поверхности земли в зону аэрации, т.е. инфильтрация, характеризуется *скоростью инфильтрации* $v_{\text{инф}}$ (выражается обычно в мм/мин). На первой стадии инфильтрации (свободное просачивание) $v_{\text{инф}}$ достигает наибольших значений. По мере заполнения пор водой свободное просачивание переходит в нормальную инфильтрацию и ее скорость существенно уменьшается, в пределе достигая коэффициента фильтрации K_f . Кривая уменьшения $v_{\text{инф}}$ во времени в процессе насыщения грунта водой называется *кривой инфильтрации* (рис. 5.4).

Как следует из формулы Дарси (5.6), для определения скорости фильтрации в зоне насыщения необходимо знать величину гидравлического уклона. Для безнапорных грунтовых вод уклон определяют через величину падения уровня грунтовых вод ΔH на расстоянии L : $\Delta H/L = (H_1 - H_2)/L$ (рис. 5.5). Тогда формула Дарси приобретает вид

$$v_{\phi} = K_{\phi} \Delta H / L. \quad (5.9)$$

Расход потока грунтовых вод определяют по формуле (5.7) при известной скорости фильтрации v_{ϕ} и площади поперечного сечения слоя $\omega_{п}$.

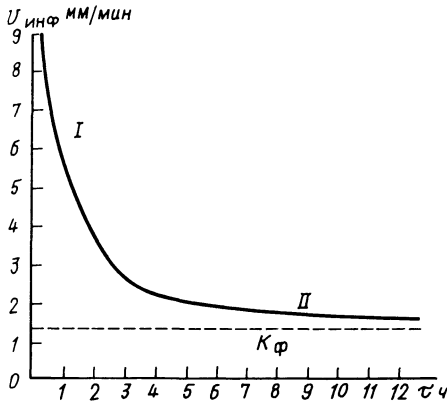
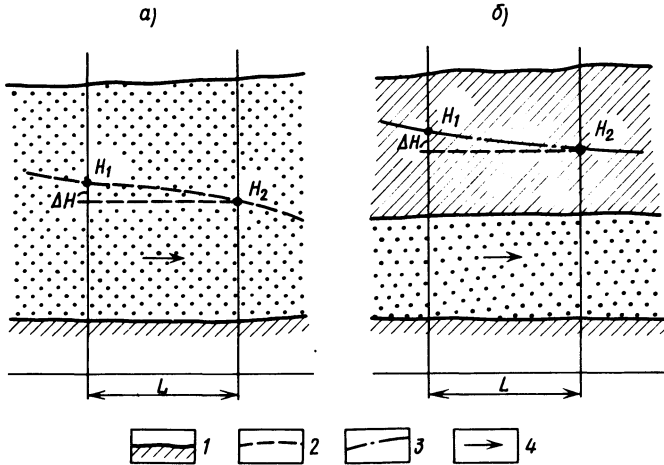


Рис. 5.4. Кривая инфильтрации:
I — свободное просачивание, II — нормальная инфильтрация

Рис. 5.5. Схема движения подземных вод в зоне насыщения (а — безнапорные грунтовые воды, б — напорные артезианские воды):
1 — водоупорный пласт, 2 — уровень грунтовых вод (кривая депрессии), 3 — линия пьезометрического напора (пьезометрическая кривая), 4 — направление движения подземных вод



Свободную поверхность потока грунтовых вод называют *кривой депрессии* (рис. 5.5, а).

Скорость фильтрации напорных артезианских вод определяют также по формуле (5.9) с той лишь разницей, что величина ΔH в этом случае — не падение уровня, а величина изменения пьезометрического напора. Кривую пьезометрического напора называют *пьезометрической кривой* (рис. 5.5, б).

В крупнообломочных, сильно трещиноватых или закарстованных

породах скорости движения подземных вод могут быть значительными, и режим потока в этих случаях становится турбулентным. В таких случаях вместо формулы Дарси (5.6) применяют зависимость типа формулы Шези (2.32) в таком виде:

$$v_{\phi} = K'_{\phi} \sqrt{I}, \quad (5.11)$$

где K'_{ϕ} — коэффициент турбулентной фильтрации, который определяют опытным путем.

5.5. ВОДНЫЙ БАЛАНС И РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

5.5.1. Водный баланс подземных вод

Водный баланс земной поверхности и подземных вод (вод зоны аэрации и грунтовых вод) необходимо изучать совместно. Рассмотрим небольшой речной бассейн, выделим в нем три взаимосвязанных по вертикали элемента — поверхность, зону аэрации и водоносный горизонт грунтовых вод (рис. 5.6) и напишем для каждого из этих элементов уравнение водного баланса согласно общим положениям, сформулированным в гл. 2.

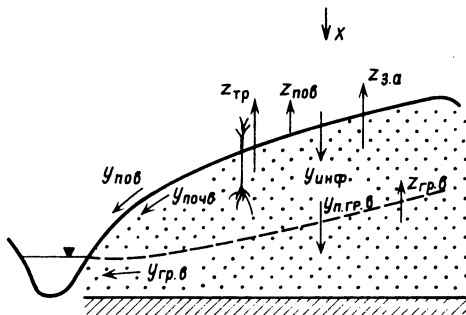


Рис. 5.6. Схема водного баланса поверхности речного бассейна, зоны аэрации и грунтовых вод

Непосредственно для *поверхности бассейна* уравнение водного баланса будет иметь вид

$$x = u_{\text{пов}} + u_{\text{инф}} + z_{\text{пов}} \pm \Delta u_{\text{пов}}, \quad (5.11)$$

где x — атмосферные осадки на поверхности бассейна, $u_{\text{пов}}$ — поверхностный (склоновый) сток, $u_{\text{инф}}$ — вода, поступившая в зону аэрации в процессе инфильтрации, $z_{\text{пов}}$ — испарение непосредственно с поверхности смоченных водой растений, с участков, залитых водой,

и т.д., $\pm \Delta u_{\text{пов}}$ — изменение содержания (запасов) воды в неровностях поверхности бассейна, например в водных объектах на этой поверхности.

Для зоны аэрации получим уравнение водного баланса в таком виде:

$$u_{\text{инф}} + z_{\text{гр.в}} = u_{\text{почв}} + u_{\text{пит.гр.в}} + z_{\text{тр}} + z_{\text{з.а}} \pm \Delta u_{\text{з.а}}, \quad (5.12)$$

где $u_{\text{инф}}$ — поступление воды в процессе инфильтрации с поверхности (см. предыдущее уравнение), $u_{\text{почв}}$ — сток в почвенном слое (так называемый «почвенный» или «подповерхностный» сток), $u_{\text{пит.гр.в}}$ — вода, поступающая из зоны аэрации в грунтовые воды и участвующая в их питании, $z_{\text{тр}}$ — поглощение воды из зоны аэрации корневой системой растений (десукция) и затрачиваемой впоследствии на транспирацию, а частично на увеличение биомассы растений, $z_{\text{з.а}}$ — подземное испарение воды из зоны аэрации и потери ее в атмосферу, $z_{\text{гр.в}}$ — испарение воды с поверхности грунтовых вод (эта вода идет на пополнение содержания вод в зоне аэрации), $\pm \Delta u_{\text{з.а}}$ — изменение содержания (запасов) воды в зоне аэрации, выражающееся в изменении влажности грунтов.

Для водоносного горизонта грунтовых вод уравнение водного баланса имеет вид

$$u_{\text{пит.гр.в}} = u_{\text{гр.в}} + z_{\text{гр.в}} \pm u_{\text{гл}} \pm \Delta u_{\text{гр.в}}, \quad (5.13)$$

где $u_{\text{пит.гр.в}}$ — питание грунтовых вод из зоны аэрации (см. предыдущее уравнение), $u_{\text{гр.в}}$ — сток грунтовых вод, $z_{\text{гр.в}}$ — испарение с поверхности грунтовых вод, $\pm u_{\text{гл}}$ — питание грунтовых вод из глубинных напорных горизонтов или разгрузка грунтовых вод в эти глубинные горизонты, $\pm \Delta u_{\text{гр.в}}$ — изменение содержания (запасов) воды в водоносном горизонте грунтовых вод, выражающееся в изменении уровня грунтовых вод.

Суммирование трех приведенных выше уравнений (5.11) — (5.13) даст уравнение водного баланса для всего речного бассейна:

$$x = y + z \pm u_{\text{гл}} \pm \Delta u, \quad (5.14)$$

где

$$y = u_{\text{пов}} + u_{\text{почв}} + u_{\text{гр.в}}, \quad (5.15)$$

$$z = z_{\text{пов}} + z_{\text{тр}} + z_{\text{з.а}}, \quad (5.16)$$

$$\pm \Delta u = \pm \Delta u_{\text{пов}} \pm \Delta u_{\text{з.а}} \pm \Delta u_{\text{гр.в}}. \quad (5.17)$$

В уравнении (5.15) суммируется весь сток, поступающий в реку по поверхности (по склону), в почве и с грунтовыми водами. Уравнение (5.16) суммирует расходование воды на испарение, а (5.17) —

изменение запасов воды в бассейне. Уравнение баланса речного бассейна будет рассмотрено также в разд. 6.6.

Уравнения (5.11)—(5.17) должны быть отнесены к какому-либо интервалу времени Δt , а их члены могут быть представлены либо в единицах слоя (тогда $\pm \Delta u_{гр.в}$ — величина изменения уровня грунтовых вод), либо в объемных единицах.

Исследование роли зоны аэрации и грунтовых вод в формировании водного баланса речных бассейнов в различных природных условиях показало: 1) значение зоны аэрации в вертикальном водообмене в речном бассейне весьма велико; 2) в речном стоке существенная доля приходится на подземную составляющую; 3) в величине испарения основная роль принадлежит транспирации

5.5.2. Водный режим зоны аэрации

Водный режим зоны аэрации в основном определяется режимом поступления в нее инфильтрующихся вод после дождей или снеготаяния. Изменение содержания воды в зоне аэрации зависит от соотношения составляющих уравнения водного баланса (5.12).

Различают три основных типа водного режима зоны аэрации. Для их характеристики рассмотрим уравнение водного баланса зоны аэрации (5.12) для многолетнего периода, когда $\Delta u_{з.а} = 0$. При *промывном типе водного режима* величина инфильтрации $u_{инф}$ превышает потери на десукцию корневой системой растений $z_{тр}$ и подземное испарение $z_{з.а}$: в уравнении (5.12) $u_{инф} > z_{тр} + z_{з.а}$. Излишки воды идут на формирование почвенного стока $u_{почв}$ и питание грунтовых вод $u_{пит.гр.в}$. При *компенсированном типе водного режима* $u_{инф} \sim z_{тр} + z_{з.а}$. *Испарительный (или выпотный) тип режима* характеризуется преобладанием транспирации и подземного испарения над инфильтрацией: $u_{инф} < z_{тр} + z_{з.а}$. В этом случае недостаток воды возмещается испарением грунтовых вод. Поскольку грунтовые воды обычно имеют повышенную минерализацию, их испарение приводит к накоплению солей в почве и к ее засолению. Одновременно с этим увеличивается и минерализация грунтовых вод.

5.5.3. Режим грунтовых вод

Под *режимом грунтовых вод* понимаются закономерные пространственно-временные изменения их ресурсов и характеристик, включая изменения уровня, температуры и химического состава.

На режим грунтовых вод влияют прежде всего климатические факторы, определяющие питание грунтовых вод дождевыми и талыми водами. На питание грунтовых вод в разных природных условиях идет от 5 до 35% атмосферных осадков. Режим грунтовых вод зависит и от гидрологических факторов — режима связанных с грунтовыми водами водотоков и водоемов. Важную роль играют геологические условия и воднофизические свойства грунтов.

Режим уровня грунтовых вод определяется в конечном счете изменением составляющих уравнения водного баланса грунтовых вод (5.13). Изменение запасов грунтовых вод $\pm \Delta u_{\text{гр.в}}$ выразим через изменение их уровня $\pm \Delta H$. Сток грунтовых вод $u_{\text{гр.в}}$ представим как разность расходов притока и оттока грунтовых вод (соответственно $Q_{\text{пр}}$ и $Q_{\text{отт}}$), отнесенных к площади водоносного горизонта F (в м^2). Тогда для интервала времени Δt уравнение водного баланса или уравнение для расчета изменения уровня грунтовых вод (5.13) будет выглядеть (в величинах слоя) следующим образом:

$$a\Delta H = (Q_{\text{пр}} - Q_{\text{отт}})\Delta t/F + u_{\text{пит.гр.в}} + z_{\text{гр.в}} \pm u_{\text{гл}}, \quad (5.18)$$

где $u_{\text{пит.гр.в}}$ — питание грунтовых вод из зоны аэрации, a — величина, характеризующая водоотдачу грунта — при снижении уровня грунтовых вод ($a = \mu$), либо дефицит влажности (дефицит насыщения) — при повышении уровня грунтовых вод и аккумуляции вод в грунте ($a = d$) (см. раздел 5.2.3); при этом μ и d должны быть выражены не в %, а в долях единицы.

Из уравнения (5.18) следует, что уровень грунтовых вод должен реагировать прежде всего на изменение их питания, т.е. поступления вод из зоны аэрации, и изменение режима притока — оттока грунтовых вод, часто связанного с режимом поверхностных вод (рек и озер). Среди факторов расходования грунтовых вод необходимо отметить испарение $z_{\text{гр.в}}$, а также искусственное дренирование (откачку), в уравнении (5.18) не учтенное.

Поскольку упомянутые выше основные определяющие природные факторы испытывают многолетние, сезонные и суточные колебания, соответствующие изменения имеет и уровень грунтовых вод.

Многолетние колебания уровня грунтовых вод в основном обусловлены колебаниями атмосферных осадков и испарения. Наиболее важны сезонные колебания уровня грунтовых вод. Они имеют четко выраженный зональный характер, что объясняется особенностями питания и расходования грунтовых вод в различных географических зонах.

На территории СССР выделяют три провинции по режиму грунтовых вод (работы В. С. Ковалевского). Для каждой провинции характерен свой тип режима уровня грунтовых вод и других характеристик (рис. 5.7).

В провинции *кратковременного летнего питания*, относящейся в основном к зоне многолетнемерзлых грунтов, грунтовые воды находятся в жидком состоянии лишь в летне-осеннее время. Максимальный уровень связан с талым и дождевым питанием и обычно приходится на июнь — июль (а при продолжительных летних дождях — на август — сентябрь) (рис. 5.7, а).

Водный режим грунтовых вод в провинции *сезонного, преимущественно весеннего и осеннего питания*, охватывающей большую часть территории СССР, характеризуется зимним промерзанием зоны

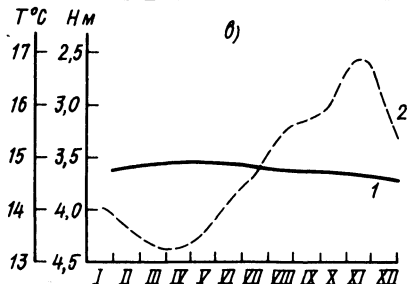
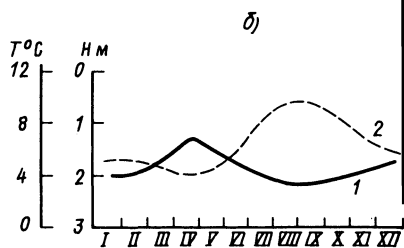
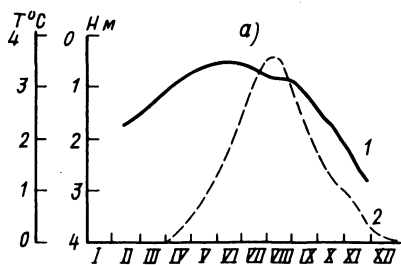


Рис. 5.7. Типичные графики колебания уровня (глубины залегания) 1 и температуры 2 грунтовых вод (по В. С. Ковалевскому): а — кратковременного питания, б — сезонного питания, в — круглогодичного питания

аэрации и максимумами уровня в периоды повышенного питания тальными водами в весеннее время и дождевыми — в летне-осеннее время (рис. 5.7, б). Летние дождевые осадки в основном расходуются на испарение. Минимальные уровни грунтовых вод наблюдаются в предвесеннее время. Необходимо отметить важную закономерность: *чем больше толщина зоны аэрации и чем грунты менее водопроницаемы в этой зоне, тем на более поздние сроки сдвигаются максимальные уровни грунтовых вод.* Так, например, в Подмоскowie при изменении глубины залегания грунтовых вод от 1 до 10 м запаздывание повышения уровня увеличивается до двух месяцев.

В провинции круглогодичного, преимущественно зимне-весеннего питания, относящейся к южным и западным районам страны, где зона аэрации обычно не промерзает, максимальные уровни грунтовых вод наблюдаются в феврале — апреле, минимальные уровни — в летне-осеннее время (рис. 5.7, в).

Суточные колебания уровня неглубоко залегающих грунтовых вод есть реакция на суточные колебания испарения и транспирации. Днем уровень грунтовых вод несколько понижается, ночью — повышается.

Режим температуры грунтовых вод формируется под влиянием ряда факторов, из которых главные — это колебания температуры воздуха и температуры инфильтрующих вод.

С глубиной многолетние, сезонные и суточные колебания температуры грунтовых вод быстро затухают. Положение зоны с постоянной температурой грунтовых вод наиболее высоко у экватора (всего несколько метров), что объясняется небольшой величиной сезонных

колебаний температуры воздуха на поверхности земли (до 10—15° С); наиболее глубоко (до 41 м) зона постоянной температуры расположена в условиях резко континентального климата.

Температура воды в верхней части упомянутой зоны в пределах СССР изменяется в меридиональном направлении (с севера на юг) от нуля до 20° С и примерно соответствует средней многолетней температуре воздуха на поверхности земли, обычно превышая ее всего на 1—3° С. На больших глубинах температура постепенно увеличивается с глубиной в соответствии с характерным для данного района так называемым *геотермическим градиентом*.

Наиболее типичны сезонные колебания температуры грунтовых вод. Типы этих колебаний хорошо соответствуют типам водного режима грунтовых вод (рис. 5.7).

В провинции кратковременного летнего питания в многомерзлотных грунтах температура грунтовых вод даже в летние месяцы редко достигает 8—10° С. Зимой грунтовые воды деятельного слоя промерзают. В провинции сезонного питания четко выражен и сезонный ход температуры грунтовых вод, осложненный ее понижением в периоды инфильтрации талых вод. Колебания температуры грунтовых вод в этой провинции чаще всего наблюдаются в пределах от 2—5 до 10—12° С, реже — до 16—20° С. В провинции круглогодичного питания температура грунтовых вод обычно колеблется в пределах от 10 до 20—25° С, а в наиболее теплых районах, как, например, в Таджикистане — от 15—16 до 33—36° С.

Гидрохимический режим грунтовых вод (изменение их минерализации и химического состава) также связан с водным режимом и характером питания и разгрузки грунтовых вод. Наиболее важное значение имеют разбавление грунтовых вод пресными дождевыми и талыми водами и интенсивность испарения воды.

В провинции кратковременного летнего питания минимальная минерализация грунтовых вод, иногда 5—30 мг/л, отмечается в весеннее и летнее время в результате разбавления грунтовых вод галыми водами. Максимальная концентрация солей (до 1 г/л и более) в грунтовых водах (там, где они не промерзают) наблюдается в предвесеннее время. Наиболее характерные ионы в грунтовых водах HCO_3^- и Ca^{2+} .

В провинциях сезонного и круглогодичного питания наблюдаются два типа гидрохимического режима подземных вод. Первый из них характеризуется весенним разбавлением грунтовых вод талыми и дождевыми водами. Минимальная минерализация грунтовых вод совпадает с максимальными уровнями. Максимальная минерализация в провинции сезонного питания наблюдается в предвесеннее и летнее время, в провинции круглогодичного питания — в летне-осеннее время и, как правило, совпадает с минимальными уровнями грунтовых вод. В северных районах РСФСР и в Прибалтике в условиях избыточного увлажнения минерализация грунтовых вод колеблется в течение года в среднем от 10 до 400 мг/л.

В пределах средней полосы европейской территории СССР в условиях умеренного и недостаточного увлажнения сезонные колебания минерализации возрастают по направлению на юг от 20 до 1000 мг/л и иногда до 2 г/л. В южных районах страны сезонные колебания минерализации могут быть еще больше (в Прикаспии от 0,2 до 11 г/л, в Средней Азии от 0,1 до 6 г/л). По направлению с севера на юг содержание ионов SO_4^{2-} и Na^+ в солевом составе грунтовых вод постепенно возрастает.

Второй тип гидрохимического режима грунтовых вод характеризуется преобладанием испарения над питанием грунтовых вод, их выпариванием и снижением уровня. Эти процессы сопровождаются накоплением солей в зоне аэрации и увеличением минерализации грунтовых вод. В периоды зимнего или весеннего питания грунтовых вод инфильтрующиеся воды частично растворяют эти соли и еще более увеличивают минерализацию грунтовых вод. В отличие от предыдущего типа в данном случае максимальная минерализация грунтовых вод наблюдается при максимальных уровнях, а минимальная минерализация — при минимальных уровнях грунтовых вод. В солевом составе преобладают ионы Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Mg^{2+} .

Наконец, при больших глубинах залегания уровня (более 10 м) отмечается особый тип гидрохимического режима грунтовых вод, характеризующийся ничтожными сезонными колебаниями минерализации.

Во всех провинциях с глубиной сезонные изменения минерализации и солевого состава грунтовых вод затухают.

Специфические колебания уровня, температуры и химического состава испытывают грунтовые воды, находящиеся вблизи рек, озер и водохранилищ и связанные с ними гидравлически (см. разд. 5.6). Для режима уровня грунтовых вод в этих случаях характерны, например, колебания, следующие за колебаниями уровня воды в водотоке или водоеме.

5.6. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД.

РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ПИТАНИИ РЕК.

НЕКОТОРЫЕ ПРИРОДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Взаимодействие поверхностных и подземных вод играет очень важную роль в гидрологических процессах на планете. Существование этого взаимодействия заключается в обмене поверхностных (океаны, моря, озера, водохранилища, реки, каналы) и подземных вод (напорных и безнапорных) водой, теплом, растворенными в воде веществами.

Обмен подземных вод и вод океанов и морей изучен еще очень слабо. Известны лишь приближенные цифры поступления в океан подземных вод и растворенных в них солей (см. гл. 3). В среднем в океан ежегодно поступает 2,2 тыс. км³ не дренируемых реками подземных вод. Лучше изучено взаимодействие подземных вод и во-

дных объектов суши (работы Б. И. Куделина, О. В. Попова и др.). Рассмотрим это взаимодействие на примере речных и грунтовых вод (рис. 5.8). Закономерности такого взаимодействия справедливы и для других водных объектов суши, например озер и водохранилищ.

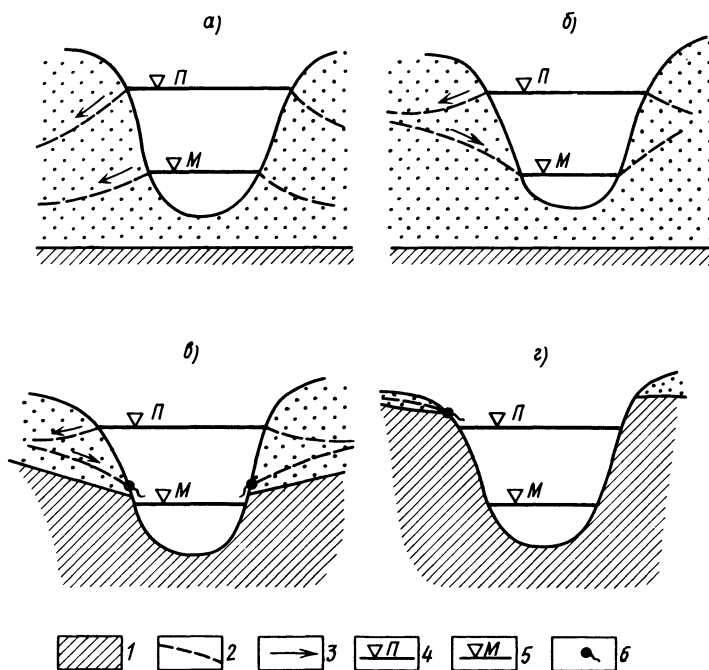


Рис. 5.8. Схема взаимодействия речных и грунтовых вод: а — постоянная односторонняя гидравлическая связь (река в течение всего года питает грунтовые воды); б — постоянная двусторонняя гидравлическая связь (река питает грунтовые воды в половодье и дренирует их в межень); в — временная гидравлическая связь; г — отсутствие гидравлической связи; 1 — водоупорный пласт, 2 — уровень грунтовых вод, 3 — направление движения грунтовых вод, 4 — уровень воды в реке в половодье, 5 — уровень воды в реке в межень, 6 — источники (родники)

Выделяют три типа взаимодействия речных и грунтовых вод: наличие постоянной гидравлической связи, наличие временной гидравлической связи и отсутствие гидравлической связи. Первый тип включает два подтипа: наличие односторонней и двусторонней постоянной гидравлической связи. Характер связи речных и грунтовых вод зависит от соотношения высоты стояния уровня в реке в половодье и межень, с одной стороны, и положения кровли водоупорного пласта (водоупора) и уровня находящихся над ним грунтовых вод — с другой.

При очень низком положении водоупора и уровня грунтовых вод

река в течение всего года через свои берега и дно питает подрусловые и прибрежные грунтовые воды (рис. 5.8, а), т.е. постоянно теряет воду на питание грунтовых вод. Это явление особенно характерно для закарстованных пород или крупнопористых грунтов в аридных и горных районах.

При более высоком положении водоупора река питает грунтовые воды лишь в половодье; в межень река, наоборот, дренирует грунтовые воды и ими питается (рис. 5.8, б). На спаде половодья и в межень часть аккумулятивной в грунте воды возвращается в русло реки. Такое явление называется *береговым регулированием речного стока*.

При еще более высоком положении водоупора река так же, как и в предыдущем случае, в половодье питает грунтовые воды, а в межень грунтовые воды питают реку. Однако в межень происходит **разрыв** кривой депрессии грунтовых вод и понизившегося уровня в реке — на склонах русла возникают *мочажины* и начинают действовать *родники* или *ключи* (рис. 5.8, в), дебиты которых не зависят от изменения уровня воды в реке.

Наконец, при очень высоком положении водоупора как в половодье, так и в межень грунтовые воды и река не имеют гидравлической связи (рис. 5.8, г).

Таким образом, характер и величина подземного питания рек зависит от гидрогеологического строения прилегающей к водному объекту территории и от режима уровней воды в водном объекте.

В целом же подземные воды являются одним из важнейших видов питания рек (см. разд. 6.3). По водно-балансовым оценкам для всего земного шара на долю подземного питания рек приходится около 30% речного стока. При величине речного стока, поступающего в океан, 41,7 тыс. км³ в год на долю подземного питания приходится, таким образом, 12,5 тыс. км³ воды/год. Важно также отметить, что роль подземного питания в режиме рек особенно возрастает в межень, когда питание других видов (талое, дождевое) существенно сокращается или вовсе прекращается.

С деятельностью подземных вод на поверхности речного бассейна и в грунтах верхней части земной коры связаны специфические физико-географические явления: оползни, суффозия, карст, заболачивание, мерзлотно-гидрогеологические процессы.

Оползни представляют собой смещения вниз по склону массивной породы под действием силы тяжести, особенно при насыщении рыхлого материала водой и при чередовании водоупорных и водоносных слоев. Если вниз по склону смещается маломощный слой почвы или грунта, насыщенный талыми или грунтовыми водами, то такое явление называют *оплывиной*.

Суффозией принято называть вынос взвешенных веществ потоками грунтовых вод. Суффозия ведет к образованию подземных пустот и последующему оседанию вышележащих осадочных толщ с форми-

рованием на поверхности замкнутых понижений — *блюдец, воронок, западин*.

Карст — это природное явление, связанное с растворением *водо-ми* (как поверхностными, так и подземными) *горных пород*, а также и *комплекс форм рельефа*, образующихся в областях распространения растворимых пород (известняков, доломитов, гипсов, каменной соли и др.). К карстовому рельефу относятся как отрицательные поверхностные формы — *пояры, воронки, котловины, колодцы*, так и подземные формы — *пещеры, полости, ходы*.

К числу *мерзотно-гидрогеологических явлений* относятся бугры пучения, наледи, термокарст, термоэрозия и термоабразия. *Бугры пучения* — это выпуклые формы рельефа, возникающие в области многолетнемерзлых или сезонномерзлых пород в результате ледообразования в грунтах. К буграм пучения относят, например, *булгуньяхи (пинго)* и *гидролакколиты*.

Наледи подземных вод — это массивы льда, образующиеся при намораживании излившихся на поверхность земли грунтовых вод. В области многолетнемерзлых пород различают *наледи надмерзлотных, подмерзлотных и межмерзлотных вод*, а в области сезонномерзлых или кратковременномерзлых пород — так называемые *ключевые и грунтовые наледи*. Наиболее крупные наледи занимают десятки квадратных километров при толщине льда до 12 м.

Термокарст — это образование просадочных форм рельефа в результате вытаявания подземного льда или оттаивания мерзлого грунта. *Термоэрозия* — это разрушение мерзлых пород на берегах рек при тепловом воздействии текущих вод. *Термоабразия* — процесс разрушения берегов морей, озер, водохранилищ, сложенных льдом или многолетнемерзлыми грунтами, с участием термического воздействия воды и воздуха.

О заболачивании, связанном с влиянием подземных вод, будет сказано в гл. 9.

5.7. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ И ОХРАНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Большое практическое значение подземных вод определяется прежде всего их непосредственным использованием в народном хозяйстве. Поэтому подземные воды можно рассматривать в качестве полезного ископаемого наряду с углем, нефтью, газом, рудами. Подземные воды используют прежде всего для коммунального, промышленного и сельскохозяйственного водоснабжения. Многие крупные города в качестве питьевой воды используют пресные артезианские воды. В некоторых районах откачка подземных вод широко используется и для орошения.

Запасы и ресурсы подземных вод, согласно Н. П. Биндеману, *могут быть подразделены на естественные, искусственные, привлекаемые и эксплуатационные*.

Естественные запасы — это объем свободной (гравитационной)

воды в водоносном горизонте в естественных условиях. *Естественные ресурсы* — это количество подземных вод, поступающих в водоносный горизонт в естественных условиях; они равны сумме всех приходных элементов в баланса данного водоносного горизонта (инфильтрация атмосферных осадков, фильтрация из рек, перетекание и смежных водоносных горизонтов).

Искусственные запасы — это объем подземных вод в водоносном горизонте, образовавшийся в результате орошения, подпора водохранилищами, искусственного восполнения подземных вод («магистрирования»). *Искусственные ресурсы* — это количество подземных вод, поступающих в водоносный горизонт при фильтрации из каналов и водохранилищ, на орошаемых площадях и т.д. *Привлекаемые ресурсы* — это количество воды, поступающей в водоносный горизонт при усилении и питания подземных вод в процессе эксплуатации водозаборных сооружений (возникновение или усиление фильтрации из рек и озер, перетекание из смежных водоносных горизонтов и т.д.).

Под *эксплуатационными ресурсами* понимают то количество подземных вод, которое может быть получено рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего расчетного срока водопотребления. Эта величина, таким образом, представляет собой *производительность водозабора*.

Запасы подземных вод (синоним — статические ресурсы) выражают в м^3 или км^3 , ресурсы подземных вод (динамические ресурсы) — в $\text{м}^3/\text{с}$, $\text{м}^3/\text{сут}$ или $\text{км}^3/\text{год}$.

Естественные ресурсы пресных подземных вод СССР составляют более 30 000 $\text{м}^3/\text{с}$ (945 $\text{км}^3/\text{год}$), т.е. около 24% всего речного стока. Прогнозные эксплуатационные ресурсы оцениваются в настоящее время приблизительно в 330 $\text{км}^3/\text{год}$. Более половины из них (170 $\text{км}^3/\text{год}$) формируются поверхностным и подземным стоком в речных бассейнах и являются *полностью возобновляемыми*. Остальная часть (160 $\text{км}^3/\text{год}$) не связана с поверхностными водами и определена исходя из условия сработки естественных запасов подземных вод в течение 50-летнего периода эксплуатации.

В настоящее время в СССР отбирается и используется около 50 км^3 подземных вод в год, что составляет всего 15% прогнозных эксплуатационных ресурсов и около 15% общего водопотребления в стране. В СССР водоснабжение 60% городов осуществляется в основном на базе подземных вод.

Большое бальнеологическое значение имеют минеральные и термальные воды. Термальные воды используют также для коммунально-бытовых и промышленных нужд. Строятся и проектируются первые гидрогеотермальные электростанции (например, на базе Паужетского месторождения термальных вод действует ГеоТЭС на Камчатке).

Важное практическое значение подземные воды имеют и как *компонент питания поверхностных вод* — рек и озер. В данном случае подземные воды используются опосредованно в качестве части поверхностных водных ресурсов.

Несмотря на огромные запасы подземных вод и возобновляемость части их ресурсов, существует опасность их *истощения* и *загрязнения*. Истощение подземных вод может произойти из-за чрезмерной их откачки. Чрезмерный забор подземных вод на хозяйственные нужды особенно нежелателен в тех случаях, когда эти воды гидравлически связаны с поверхностными (речными) водами. Откачка подземных вод может привести не только к истощению этих вод, понижению их уровня и образованию так называемой *депресссионной воронки*, но и к уменьшению подземного питания рек в межень и, соответственно, к уменьшению стока рек. Загрязнение подземных вод происходит вследствие поступления коммунально-бытовых и промышленных стоков. Особенно уязвимы к загрязнению грунтовые воды высокого залегания. Во многих случаях появляется необходимость в разработке мер по контролю и охране подземных вод, в том числе по контролю их санитарного состояния.

Большие возможности комплексного и рационального использования природных вод и их охраны заложены во все шире применяемом в СССР *совместном использовании поверхностных и подземных вод*, заключающемся в регулируемом и согласованном водозаборе речных вод и откачке подземных вод, в искусственном восполнении подземных вод и т.д.

Глава 6. ГИДРОЛОГИЯ РЕК

Река — это водоток значительных размеров, питающийся атмосферными осадками со своего водосбора и имеющий четко выраженное сформированное самим потоком русло.

К рекам обычно относят лишь постоянные и относительно крупные водотоки с площадью бассейна не менее 50 км². Водотоки меньшего размера называют ручьями. Исходя из приведенного выше определения, к рекам не могут быть отнесены даже крупные, но временные водотоки (например, сухие долины в пустынях — вади); водотоки, не имеющие водосбора (например, сформированные приливными или сгонно-нагонными течениями водотоки в приморских районах или на островах); водотоки с искусственным руслом, т.е. каналы.

Крупнейшему русскому климатологу А. И. Воейкову принадлежит выражение «реки — продукт климата». В этом определении подчеркивается ведущая роль климатических условий в формировании рек и их режима. Вместе с тем не следует забывать, что и другие компоненты природной среды (рельеф, почвы и растительность, геологическое строение и др.), а также хозяйственная деятельность человека влияют на режим рек и формируют их природный облик.

Если, по образному выражению географов, вода — это кровеносная система ландшафта, то реки — это кровеносная система ландшафта, переносящая вещество и энергию и преобразующая сам ландшафт.

В этой связи важнейшее значение приобретает понятие стока. Сток в широком смысле — как его понимал известный гидролог С. Д. Муравейский) — это процесс стекания воды с водосбора вместе с содержащимися в ней веществами и теплом. Поэтому речной сток — важнейший элемент материкового звена глобального круговорота воды и веществ, а также мощный геологический агент, главнейший фактор, определяющий взаимосвязь между различными объектами суши и гидросферы.

Единовременно во всех реках земного шара находится в среднем 2115 км³ воды, или всего лишь 0,0002% объема вод гидросферы. Несмотря на такой малый объем речных вод роль рек как путей сосредоточенного стока в круговороте вещества и энергии

на земном шаре благодаря очень небольшому (по сравнению с другими водными объектами) периоду условного возобновления запасов воды (около 19 дней, см. табл. 3.1) очень велика.

6.1. РЕКИ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Сведения о крупнейших реках земного шара приведены в табл. 6.1. Наибольшую среди всех рек площадь бассейна имеет *Амазонка*, наибольшую длину — *Нил*; Амазонка также самая водоносная река мира (на ее долю приходится 16,6% стока всех рек). Наиболее крупные реки находятся в Южной Америке, Африке, Азии. Крупнейшие реки СССР — это *Обь*, *Енисей*, *Лена*, *Амур*, *Волга*.

Т а б л и ц а 6.1. Крупнейшие реки земного шара

Река	Площадь бассейна, тыс. км ²	Длина, км	Средний годовой сток воды, км ³
Амазонка	6915	6280 ¹	6930
Конго (Заир)	3820	4370	1414
Миссисипи	3220	5985 ²	580
Ла-Плата ³	3100	4700	725
Обь	2990	3650 ⁴	395
Нил	2870	6670 ⁵	73,1
Енисей	2580	3490	610
Лена	2490	4400	532
Нигер	2090	4160	270
Амур	1855	2820	355
Янцзы	1800	5520	995
Маккензи	1800	4240 ⁶	350
Ганг ⁷	1730	3000	1230
Волга	1360	3350	239
Замбези	1330	2660	106
Св. Лаврентия	1290	3060	439
Нельсон	1070	2600 ⁸	86
Оранжевая	1020	1860	15,3
Ориноко	1000	2740	914

Примечание. Данные по монографии «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» (1974); 1) с Ужаяли; 2) с Миссури; 3) с Параной и Уругваем; 4) с Иртышом; 5) с Кагерой; 6) с Атабаской; 7) с Брахмапутрой; 8) с Саскачеваном.

По данным Государственного гидрологического института, в СССР около 3 млн. водотоков длиной более 0,5 км. Их суммарная длина составляет почти 10 млн. км. Из общего числа водотоков 94,9% приходится на водотоки длиной не менее 10 км. Рек длиной более 10 км в СССР* 150 831, причем только 280 рек имеют длину более 500 км.

6.2. ТИПЫ РЕК

Реки типизируют по различным признакам, например по размеру, условиям протекания, источникам (видам) питания, водному режиму, степени устойчивости русла, ледовому режиму и т.д.

По размеру реки подразделяют на большие, средние и малые. К *большим* обычно относят реки с площадью бассейна более 50 000 км², к *средним* — с площадью бассейна в пределах 2000—50 000 км², к *малым* — с площадью бассейна менее 2 000 км². Нижняя граница площади бассейна (50 км²), отделяющая малые реки от ручьев, — весьма условна.

Большая река обычно имеет бассейн, расположенный в нескольких географических зонах. Гидрологический режим большой реки в целом не свойствен рекам каждой географической зоны в отдельности и поэтому *полizonален*. *Средняя река* обычно имеет бассейн в пределах одной географической зоны. Гидрологический режим средней реки характерен для большинства рек данной географической зоны и поэтому *зонален*.

Малая река также имеет бассейн, расположенный в пределах одной какой-либо географической зоны, но ее гидрологический режим под влиянием местных условий может существенно отличаться от режима, свойственного большинству рек данной географической зоны, и стать, таким образом, *азональным*. Малые реки, в отличие от средних и больших, могут не полностью дренировать грунтовые воды, что также определяет отличие их режима от режима, свойственного более крупным рекам данной географической зоны.

По условиям протекания реки подразделяют на *равнинные*, *полугорные* и *горные*. К равнинным рекам условно относят реки с величинами числа Фруда (см. разд. 2.5.1) менее 0,1; к полугорным — с числами Фруда в пределах 0,1—1,0; к горным — с числами Фруда более 1,0. Таким образом, у равнинных и полугорных рек наблюдается спокойный характер движения воды, у горных — бурный.

По источникам (видам) питания реки подразделяют на различные типы в зависимости от вклада *снегового*, *дождевого*, *ледникового* и *подземного* питания в формирование речного стока.

По водному режиму, т.е. характеру внутригодового распределения стока, выделяют реки с *весенним половодьем*, с *половодьем в теплую часть года*, с *паводочным режимом*.

По степени устойчивости русла можно выделить, например, реки *устойчивые* и *неустойчивые*, а по *ледовому режиму* — реки *замерзающие* и *незамерзающие*.

6.3. МОРФОЛОГИЯ И МОРФОМЕТРИЯ РЕКИ И ЕЕ БАССЕЙНА

6.3.1. Водосбор и бассейн реки

Следует различать водосбор и бассейн реки. *Водосбор реки* — это часть земной поверхности и толщи почв и грунтов, откуда данная

река получает свое питание. Поскольку питание рек может быть поверхностным и подземным, различают *поверхностный и подземный водосборы*, которые могут не совпадать (рис. 6.1). *Бассейн реки* — это часть суши, включающая данную речную систему и ограниченная водоразделом.

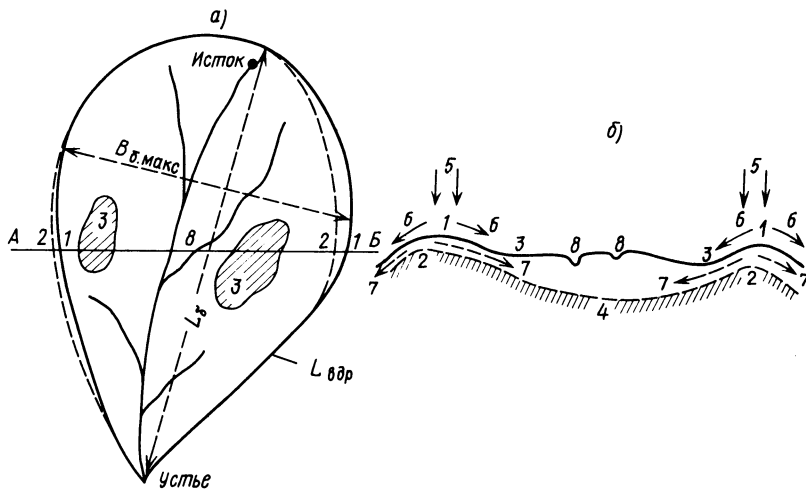


Рис. 6.1. Схема бассейна и водосбора реки в плане *а* и в поперечном разрезе *б* по линии А — Б:

1 — граница бассейна и поверхностного водосбора реки (орографический водораздел), 2 — граница подземного водосбора (подземный водораздел), 3 — бессточные области, не входящие в водосбор реки, 4 — водоупор, 5 — осадки, 6 — поверхностный сток, 7 — подземный сток, 8 — русла рек

Обычно водосбор и бассейн реки совпадают. Однако нередки случаи и их несовпадения. Так, если в пределах речного бассейна часть территории оказывается бессточной, то она, оставаясь частью бассейна, в состав водосбора реки не входит (см. рис. 6.1). Такие случаи весьма характерны для засушливых районов с плоским рельефом. Несовпадение границ бассейна, выделяемых по орографическому водоразделу, и границ водосбора может быть и в тех случаях, когда границы поверхностного и подземного водосборов не совпадают, т.е. когда часть подземного стока либо поступает из-за пределов данного бассейна, либо уходит за его пределы.

Бассейны (водосборы) рек, впадающих в один и тот же приемный водоем (озеро, море, океан), объединяются соответственно в бассейны (водосборы) озер, морей, океанов. Выделяют *главный водораздел земного шара*, который разделяет бассейны рек, впадающих в Тихий и Индийский океаны, с одной стороны, и бассейны рек, впадающих в Атлантический и Северный Ледовитый океаны, — с другой. Кроме того, выделяют *бессточные области земного шара*, откуда находящи-

еся там реки не доносят воду до Мирового океана. К таким бессточным областям относятся, например, бассейны Каспийского и Аральского морей, включающие бассейны таких крупных рек, как Волга, Урал, Терек, Кура, Амударья, Сырдарья.

6.3.2. Морфометрические характеристики бассейна реки

Основными морфометрическими характеристиками речного бассейна (см. рис. 6.1) служат: площадь бассейна F ; длина бассейна L_b , обычно определяемая как прямая, соединяющая устье реки и точку на водоразделе, прилегающую к истоку реки; максимальная ширина бассейна $B_{\text{макс}}$, которая определяется по прямой, нормальной к оси бассейна в наиболее широкой его части; средняя ширина бассейна $B_{\text{ср}}$, вычисляемая по формуле

$$B_{\text{ср}} = F/L_b, \quad (6.1)$$

длина водораздельной линии $L_{\text{вдр}}$.

Важной характеристикой бассейна служит распределение площади бассейна по высотам местности, представленное гипсографической кривой (рис. 6.2), показывающей, какая часть площади бассейна (в км^2 или %) расположена выше любой заданной отметки местности.

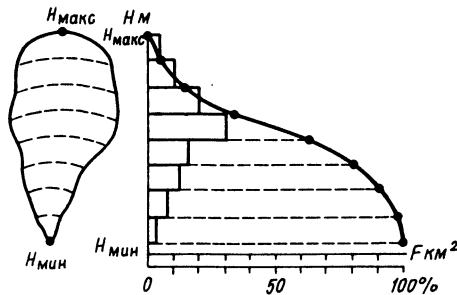


Рис. 6.2. Распределение площади бассейна по высотам и гипсографическая кривая

С помощью гипсографической кривой можно рассчитать такую важную характеристику, как *средняя высота бассейна*. Для этого площадь фигуры F' на рис. 6.2, ограниченной гипсографической кривой и осями координат, делят на площадь бассейна F . Среднюю высоту бассейна можно определить и без гипсографической кривой по формуле

$$H_{\text{ср}} = \frac{1}{F} \sum_{i=1}^n H_i f_i, \quad (6.2)$$

где H_i — средняя высота любых высотных интервалов в пределах бассейна, вычисляемая как среднее из отметок, ограничивающих эти интервалы горизонталями (изогипс), f_i — площадь части бассейна между этими горизонталями, F — полная площадь бассейна, n — число высотных интервалов.

Средний уклон поверхности бассейна определяют по формуле

$$i_{\text{ср}} = \frac{\Delta H}{F} \sum_{i=1}^n \frac{1}{2} (l_k + l_{k+1}), \quad (6.3)$$

где l_k и l_{k+1} — длины смежных горизонталей, ΔH — разность отметок смежных горизонталей (сечение рельефа), F — полная площадь бассейна, n — число высотных интервалов.

6.3.3. Физико-географические и геологические характеристики бассейна реки

К числу главнейших физико-географических и геологических характеристик речного бассейна относятся:

1) *географическое положение бассейна на континенте*, которое может быть выражено через удаленность (в км) от океана, широту и долготу центра и крайних точек бассейна;

2) *географическая зона (зоны) или высотные пояса*;

3) *геологическое строение, тектоника, физические и водные свойства подстилающих грунтов, гидрогеологические условия*;

4) *рельеф*, который может быть охарактеризован количественно через среднюю высоту бассейна по формуле (6.2) и средний уклон бассейна по формуле (6.3);

5) *климат* (характер циркуляции атмосферы, режим температуры и влажности воздуха, количество и режим атмосферных осадков, испарение);

6) *почвенно-растительный покров*, который можно охарактеризовать данными о доли площади бассейна (в %), занятой лесами и почвами того или иного типа (о понятии лесистости см. ниже);

7) *характер речной сети* (см. разд. 6.3.4);

8) *наличие и особенности других водных объектов* — озер, болот, ледников (об озерности и болотистости речных бассейнов см. ниже).

Важнейшая особенность любого речного бассейна — это степень его преобразования хозяйственной деятельностью. При этом следует различать *искусственное преобразование поверхности бассейна* (сведение лесов, распашка земель и другие агролесотехнические мероприятия, оросительные и осушительные мелиорации) и *искусственное преобразование гидрографической сети бассейна и режима самих рек* (сооружение плотин и водохранилищ, каналов, шлюзов,

осуществление других гидротехнических мероприятий в руслах рек (регулирование, изъятие и переброска стока и др.).

Такие характеристики бассейна, как его *озерность*, *болотистость*, *лесистость* и др., могут быть выражены количественно через соответствующие коэффициенты *озерности* $k_{оз}$, *болотистости* $k_{бол}$, *лесистости* $k_{лес}$, вычисляемые по формулам вида

$$k = f/F, \quad (6.4)$$

где f — площадь, занятая озерами (болотами, лесами, ледниками и т.д.), F — полная площадь бассейна; k — выражаются либо в долях единицы, либо в %.

6.3.4. Река и речная сеть

Совокупность водотоков (рек, ручьев, временных водотоков, каналов), водоемов (озер, водохранилищ) и особых водных объектов (болот, ледников) в пределах речного бассейна составляет гидрографическую сеть бассейна. Совокупность естественных и искусственных водотоков называют русловой сетью.

Частью гидрографической (и русловой) сети является *речная сеть*. *Речную систему* составляют *главная река*, впадающая в приемный водоем (океан, море, бессточное озеро), и все впадающие в нее *притоки* различного порядка. В качестве главной реки в разных случаях считают либо наиболее длинную реку в бассейне (Волга длиннее более полноводного притока Камы), либо наиболее многоводную реку (Миссисипи при слиянии с более длинной Миссури).

Длина реки L — это расстояние вдоль русла между истоком и устьем реки. Длины рек обычно определяют по крупномасштабным картам или аэрофотоснимкам (расстояния измеряют по геометрической оси русла или по фарватеру). При определении длины рек по мелкомасштабным картам должны вводиться поправки на масштаб и извилистость русла: чем мельче масштаб карты и больше извилистость реки, тем больше ошибки при расчете длин рек.

Исток — место начала реки (выход из озера, болота, ледника, родника и т.д.), *устье* (точнее — устьевой створ) — *место непосредственного впадения реки в приемный водоем* (океан, море, озеро) или другую реку.

Отношение длины участка реки L_i к длине прямой l_i , соединяющей концы этого участка, называется *коэффициентом извилистости реки* на данном участке:

$$k_{изв_i} = L_i/l_i. \quad (6.5)$$

Поскольку на отдельных участках извилистость реки разная, общий коэффициент извилистости реки определяют по формуле

$$k_{изв_{общ}} = \sum L_i / \sum l_i. \quad (6.6)$$

Между длиной реки L и площадью бассейна F имеется определенная связь, близкая к квадратичной: $L \sim \sqrt{F}$. Например, для рек СССР получена такая усредненная эмпирическая зависимость:

$$L = 1,36F^{0,56}. \quad (6.7)$$

Сумма длин всех рек в пределах бассейна или какой-либо территории дает *протяженность речной сети* $\sum L_i$. Отношение протяженности речной сети к площади бассейна характеризует *густоту речной сети бассейна или территории*

$$d = \sum L_i / F, \quad (6.8)$$

имеющую размерность км/км².

Речная сеть по характеру рисунка может быть *древовидной* (или *центрической*), *прямоугольной*, *центростремительной* и др.

Речная сеть — это сложный результат тектонических и эрозионно-аккумулятивных процессов, движения ледников, эвстатических колебаний уровня океана и морей и т.д. Понять происхождение структуры современной речной сети невозможно без детальных геологических и палеогеоморфологических исследований.

Многие реки на отдельных участках унаследовали свое направление от крупных разломов земной коры (Нил, Миссисипи, Амазонка, Лена и др.), другие — изменяли свое направление в результате собственной эрозионно-аккумулятивной деятельности (низовья Хуанхэ, Амударьи, Или, Терека, Миссисипи и др.), третьи изменяли свою русловую сеть, следуя за повышающимся или понижающимся уровнем бессточного озера, моря или океана (низовья Волги, Св. Лаврентия, Темзы и др.).

6.3.5. Долина и русло реки

Речные долины по происхождению могут быть тектоническими, ледниковыми и эрозионными.

По форме поперечного профиля речные долины подразделяют на *теснины, ущелья, каньоны, V-образные, трапецидальные, ящикообразные, корытообразные* и др. В поперечном профиле долины (рис. 6.3, а) выделяют *склоны долины* (вместе с уступом долины и надпойменными террасами) и *дно долины*. В пределах дна (ложа) долины находятся *русло реки* (наиболее низкая часть долины, занятая водным потоком в межень) и *пойма* (заливаемая водами половодья или значительных паводков часть речной долины).

Русла рек по форме в плане подразделяются на *прямолинейные, извилистые* (меандрирующие), *разделенные на рукава, разбросанные* (блуждающие) (рис. 6.4).

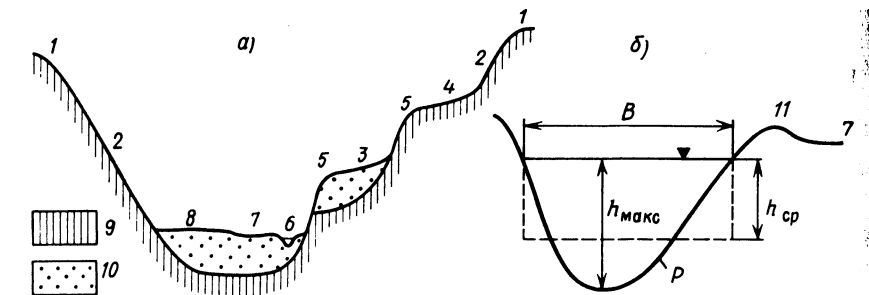


Рис. 6.3. Поперечный профиль долины а и русла реки б:

1 — бровка долины (коренного берега), 2 — уступ коренного берега, 3 — надпойменная терраса (эрозионная), 4 — 11 надпойменная терраса (эрозионная), 5 — бровка террасы, 6 — русло реки, 7 — низкая пойма, 8 — высокая пойма, 9 — коренные породы, 10 — аллювиальные отложения, 11 — прирусловой вал

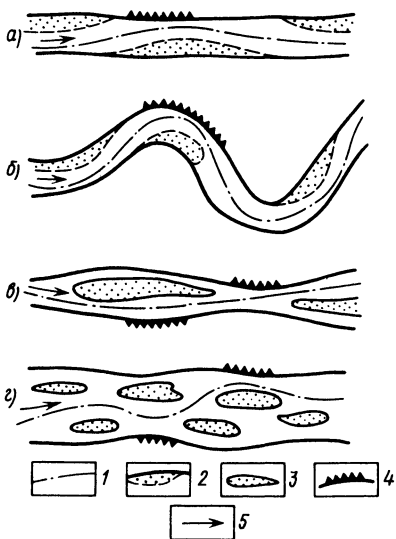


Рис. 6.4. Типы речных русел:

а — прямое, б — извилистое, в — раздельное на рукава, 2 — разбросанное; 1 — линия наибольших глубин, 2 — отмель, 3 — осередок или остров, 4 — размываемый участок берега, 5 — направление течения

Основные морфологические элементы русла следующие: *излучины (меандры)*, затопляемые подвижные повышения дна — *осередки* и более высокие, более стабильные и закрепленные растительностью *острова*, глубокие и мелкие участки русла — *плесы* и *перекаты*, *донные гряды* различного размера.

Полоса в русле реки с глубинами, наиболее благоприятными для судоходства, называется *фарватером*. Иногда помимо фарватера выделяют *линию наибольших глубин*. Линии на дне речного русла, соединяющие точки с одинаковыми глубинами, называют *изобатами*.

Основными морфометрическими характеристиками речного русла (рис. 6.3, б) являются *площадь поперечного сечения* ω , *ширина русла* B между урезами русла при заданном его наполнении, *максимальная глубина русла* h_{\max} . *Средняя глубина русла* h_{cp} в данном поперечном сечении вычисляется по формуле

$$h_{\text{ср}} = \omega/B. \quad (6.9)$$

Для большинства речных русел выполняется приближенное соотношение $h_{\text{ср}} \sim \frac{2}{3} h_{\text{макс}}$. В извилистом русле максимальная глубина обычно смещена к вогнутому берегу.

В гидравлических расчетах часто используют еще две характеристики русла реки — *длину смоченного периметра* p (рис. 6.4, б) и *гидравлический радиус* R , равный

$$R = \omega/p. \quad (6.10)$$

Смоченный периметр — это длина подводного контура поперечного сечения речного русла, т.е. линия контакта воды с ограничивающими ее твердыми поверхностями — с дном и берегами, а зимой также и с ледяным покровом.

Для широких и относительно глубоких русел и для периода открытого русла (без ледяного покрова) величины гидравлического радиуса R и средней глубины $h_{\text{ср}}$ практически совпадают, поскольку в этих случаях $p \sim B$.

Максимальная ширина русла на реках может достигать десятков километров (р. Амазонка), а максимальная глубина — 100—110 м (низовья Енисея). Здесь не учитываются те случаи, когда море затопляет древние русла или каньоны (устья Конго, Св. Лаврентия) и когда глубины достигают 300—400 м.

6.3.6. Продольный профиль реки

Продольный профиль реки — это график изменения отметок дна и водной поверхности вдоль русла. На горизонтальной оси графика откладывают расстояние по длине реки, на вертикальной — абсолютные или условные отметки дна (обычно по линии наибольших глубин) и уровня воды. Для продольных расстояний и высот обычно берут разные масштабы.

Разность отметок дна или водной поверхности реки на каком-либо ее участке называется падением (ΔH). Разность отметок истока и устья реки составляет полное падение реки.

В связи с тем, что у рек глубины обычно несоизмеримо меньше полного падения, графики изменения отметок дна и водной поверхности для всей реки сливаются в одну линию (рис. 6.5, а).

Продольные профили рек могут быть плавновогнутыми, прямолинейными, выпуклыми, ступенчатыми (см. рис. 6.5, а). Характер продольного профиля определяется геологическим строением и рельефом речного бассейна, а также эрозионно-аккумулятивной деятельностью самого потока.

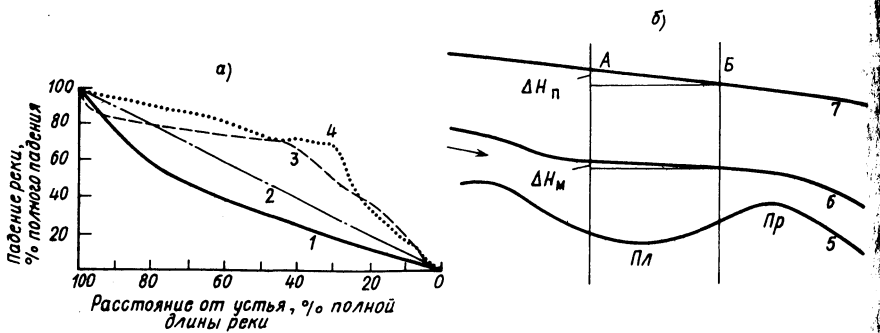


Рис. 6.5. Продольные профили реки *a* и ее участка *б*:
 1 — плавновогнутый (р. Вахш), 2 — прямолинейный (р. Зеравшан), 3 — выпуклый (р. Гунт), 4 — ступенчатый (р. Бартанг), 5 — дно реки, 6 — водная поверхность в межень, 7 — водная поверхность в половодье, ΔH_M — падение между створами А и В в межень, ΔH_n — в половодье, Пл — плес, Пр — перекат

Перегибы продольного профиля обычно приурочены к местам впадения притоков (ниже их профиль, как правило, выполаживается), а также к *местным базисам эрозии*, в качестве которых могут быть главная река для притока, пороги, водопады, проточные озера, водохранилища и др. Уровень приемного водоема (океана, моря, бессточного озера), куда впадает река, называют *главным базисом эрозии*.

Весьма характерен продольный профиль реки на коротком ее участке, включающем плесы и перекаты (рис. 6.5, б). В этом случае продольный профиль строят отдельно для дна и водной поверхности реки. Из данных рис. 6.5, б видно, как изменяется продольный профиль водной поверхности с изменением уровня воды в реке. При низких уровнях (в межень) продольный профиль водной поверхности более крутой на перекатах и более пологий на плесах. При высоких уровнях (в половодье) продольный профиль обычно выравнивается или даже становится на плесах более крутым, чем на перекатах.

Для характеристики крутизны продольного профиля рек используют понятие *уклон реки* (отдельно для дна и водной поверхности). Уклон реки вычисляют по формуле

$$I = \Delta H_i / L_i, \quad (6.11)$$

где ΔH_i — падение, L_i — длина реки на участке. Длина измеряется вдоль русла, и поэтому I представляет собой не тангенс, а синус угла наклона русла к горизонту (см. разд. 2.5.3). Величина I для водной поверхности реки всегда положительна, а для дна (в этом случае вместо I обычно пишут i_0) может на некоторых участках принимать и отрицательные значения, например в месте резкого уменьшения глубин на перекате. Уклон реки I — величина относительная, и ее выражают в долях единицы, %, ‰. Во многих случаях гидрологи

используют также такое понятие, как падение на 1 км длины: величину падения уровня ΔH , выраженную в сантиметрах, делят на длину участка русла в километрах.

6.4. ПИТАНИЕ РЕК

6.4.1. Виды питания рек

Речной сток формируется в результате поступления в реки вод атмосферного происхождения; при этом часть атмосферных осадков стекает с реками в океан или бессточные озера, другая часть — испаряется. Однако при единстве атмосферного происхождения в конечном счете всех речных вод непосредственные пути поступления вод в реки могут быть различными. *Выделяют четыре основных вида питания рек: дождевое, снеговое, ледниковое и подземное.* Атмосферное происхождение вод, участвующих в дождевом, снеговом и ледниковом питании рек, очевидно и не требует пояснения. Подземное же питание рек, как следует из анализа водного баланса суши (гл. 3) и изучения режима подземных вод (гл. 5), также формируется в конечном счете в основном из вод атмосферного происхождения, но прошедших более сложный путь. Лишь в редких случаях можно говорить об участии в подземном питании рек вод не атмосферного, а «ювенильного» происхождения.

Для рек в условиях теплого климата главный вид питания — дождевое. Сток таких крупнейших рек мира, как Амазонка, Ганг и Брахмапутра, Меконг, формируется в основном за счет дождевых вод. Этот вид питания рек в глобальном масштабе является главнейшим. Вторым по важности служит снеговое питание. Его роль весьма велика в питании рек в условиях умеренного климата. Третье место по объему поступающих в реки вод занимает подземное питание (как указывалось в гл. 5, на его долю в среднем приходится около $\frac{1}{3}$ речного стока). Именно подземное питание обуславливает постоянство или большую продолжительность стока реки в течение года, что и создает в конечном итоге реку. Последнее место по значимости приходится на ледниковое питание (около 1% стока рек мира).

Дождевое питание. Каждый дождь характеризуется слоем выпавших осадков (мм), продолжительностью (мин, ч, сут), интенсивностью выпадения (мм/мин, мм/ч) и площадью распространения (км²). В зависимости от этих характеристик *дожди можно, например, подразделить на ливни и обложные дожди.*

Интенсивность, площадь распространения, продолжительность и время выпадения дождей определяют многие особенности формирования речного стока и пополнения подземных вод. *Чем больше интенсивность, площадь распространения и продолжительность дождя, тем больше (при прочих равных условиях) величина дождевого*

паводка. Чем больше отношение между площадью распространения дождя и площадью бассейна, тем также больше величина возможного паводка. Катастрофические паводки происходят по этим причинам обычно лишь на малых и средних реках. Пополнение подземных вод, как правило, происходит при длительных дождях. Чем меньше влажность воздуха и суше почва в период выпадения дождя, тем больше затраты воды на испарение и инфильтрацию и тем меньше величина дождевого стока. Наоборот, дожди, выпадающие на влажную почву при пониженной температуре воздуха, дают большую величину дождевого стока. *Таким образом, один и тот же дождь в зависимости от состояния подстилающей поверхности и влажности воздуха может быть в одних случаях стокообразующим, а в других — не давать стока.*

Снеговое питание. В умеренных широтах основным источником питания рек служит вода, накапливающаяся в снежном покрове. Снег в зависимости от толщины снежного покрова и плотности (см. формулу 1.5) может при таянии дать разный слой воды. Запасы воды в снеге (величину, очень важную для предсказания объема талого стока) определяют с помощью снегомерных съемок.

Запасы воды в снеге в бассейне зависят от величины зимних осадков, в свою очередь определяемой климатическими условиями. Запасы воды в снежном покрове распределяются по площади бассейна обычно неравномерно — в зависимости от высоты местности, экспозиции склонов, неровностей рельефа, влияния растительного покрова и т. д. Вследствие переноса ветром в понижениях, ложбинах, оврагах обычно за зиму накапливается больше снега, чем на ровной поверхности, много снега накапливается на опушках леса и в местах распространения кустарниковой растительности.

Следует различать процессы снеготаяния и водоотдачи снежного покрова, т. е. поступления не удерживаемой снегом воды на поверхность почвы. Снеготаяние начинается после достижения температурой воздуха положительных значений и возникновения положительного теплового баланса на поверхности снега. Водоотдача начинается позже начала снеготаяния и зависит от физических свойств снега — зернистости, капиллярных свойств и т. д. Сток возникает только после начала водоотдачи.

Весеннее снеготаяние подразделяют на три периода: 1) начальный период (снег залегает сплошным покровом, таяние замедленное, водоотдачи снежного покрова практически нет, сток еще не формируется); 2) период схода основной массы снега (начинается интенсивная водоотдача, возникают проталины, быстро нарастает величина стока); 3) период окончания таяния (стаивают оставшиеся запасы снега). В течение первого периода стаивает около 30% запасов снега, в течение второго — 50, в течение третьего — 20%. Водоотдача максимальна в течение второго периода (более 80%).

запасов воды в снеге). В это время снежный покров отдает воду, накопившуюся в снеге как за второй, так и за первый периоды.

Территорию, где происходит в данный момент таяние снега, называют зоной одновременного снеготаяния. Эта зона ограничена *фронтом таяния* (линией, отделяющей зону таяния от области, где таяние снега еще не началось) и *тылом таяния* (линией, отделяющей зону таяния от области, где снег уже сошел). Вся зона одновременного снеготаяния перемещается весной на равнинах в северном полушарии с юга на север, а в горах — вверх вдоль склонов. Скорость распространения тыла таяния на равнинах обычно составляет 40—80 км/сут, иногда достигая 150—200 км/сут.

Важной характеристикой снеготаяния служит его *интенсивность*. Она определяется характером изменения температуры воздуха в весенний период («дружностью весны») и особенностями подстилающей поверхности.

Объем весеннего половодья определяется в основном полным запасом воды в снежном покрове, а нарастание расходов воды в реке и величины максимальных расходов половодья, помимо этого, — интенсивностью снеготаяния и фильтрационными свойствами почвы в период снеготаяния (мерзлая или влажная почва уменьшает инфильтрационные потери и увеличивает талый сток).

Расчет таяния снега и оценку его роли в формировании стока проводят различными способами. Простейшие из них основаны на данных об изменении температуры воздуха как главной причины снеготаяния. Так, нередко используют эмпирическую формулу вида

$$h = \alpha \sum T, \quad (6.12)$$

где h — слой талой воды (мм) за интервал времени Δt , $\sum T$ — сумма положительных средних суточных температур воздуха за тот же интервал времени, α — коэффициент пропорциональности, называемый *коэффициентом стаивания* (это слой талой воды, приходящийся на один градус положительной средней суточной температуры).

Среднее значение коэффициента стаивания α для открытой местности на территории, лежащей к северу от 55° с. ш., приблизительно равно 5 мм на 1°, для леса она изменяется от 1,5 мм/град для густых хвойных лесов до 3—4 мм/град для лиственных лесов средней густоты.

Кроме того, интенсивность снеготаяния можно определить с помощью *метода теплового баланса* (разд. 2.4).

Подземное питание рек. Оно определяется характером взаимодействия подземных (грунтовых) и речных вод. Этот вопрос подробно рассматривался в разд. 5.6. Напомним, что направленность и интенсивность упомянутого взаимодействия зависят от взаимного положения уровня воды в реке и уровня грунтовых вод (см. рис. 5.8), в свою очередь зависящего от фазы водного режима реки и гидрогеологических условий прилегающих к реке территорий. В случаях

постоянной гидравлической связи реки и грунтовых вод с переменным направлением их движения (см. рис. 5.8, б) реки получают подземное питание в течение всего года, кроме пика половодья.

Ледниковое питание. Это питание имеют лишь реки, вытекающие из районов с высокогорными ледниками и снежниками. Подробно об этом говорилось в разд. 4.6. Вклад ледникового питания в речной сток тем больше, чем больше доля общей площади бассейна, занятая ледниками (см. рис. 4.6).

6.4.2. Классификация рек по видам питания

У каждой реки доля отдельных видов питания может быть различной. Определение в каждом конкретном случае вклада различных видов питания в речной сток — задача исключительно сложная. Наиболее точно ее можно решить либо с применением «меченых атомов», т. е. путем радиоактивной «маркировки» вод различного происхождения, либо путем анализа изотопного состава природных вод. Более простой, но приближенный способ выделения различных видов питания — это графическое расчленение гидрографа (см. разд. 6.8.4).

Известный русский климатолог А. И. Воейков был первым, предложившим классификацию рек земного шара по видам питания. *Классификация Воейкова* одновременно была и районированием земного шара по характеру питания рек. Были выделены области, где реки получают питание преимущественно от таяния сезонного снега и ледников; области, где реки получают воду преимущественно от дождей; области, где постоянных водотоков нет.

В настоящее время в СССР более распространена *классификация рек по источникам, или видам питания, М. И. Львовича*. Для определения степени преобладания того или иного вида питания приняты три градации. Если один из видов питания дает более 80% годового стока реки, следует говорить об **исключительном** значении данного вида питания (другие виды питания не учитываются). Если на долю данного вида питания приходится от 50 до 80% стока, то этому виду питания придается **преимущественное** значение (другие виды питания учитываются лишь, если на их долю приходится больше 10% годового стока). Если же ни один из видов питания не дает больше 50% годового стока, то такое питание называют **смешанным**. Указанные диапазоны градаций (80 и 50%) относятся ко всем видам питания, кроме ледникового. Для ледникового питания соответствующие диапазоны градаций уменьшены до 50 и 25%.

Большая часть рек на территории СССР имеет преобладающее снеговое питание. Почти исключительно снеговое питание имеют реки Северного Казахстана и Заволжья. Реки дождевого питания занимают южную часть СССР к востоку от Байкала, а также бассейны Яны и Индигирки, Черноморское побережье Кавказа и Крыма.

Северный Кавказ. Ледниковое питание имеют реки на Кавказе и в Средней Азии.

6.5. РАСХОДОВАНИЕ ВОДЫ В БАССЕЙНЕ РЕКИ

Поступающие на поверхность бассейна дождевые воды, а также талые снеговые и ледниковые воды частично стекают в виде поверхностного (речного и склонового) стока, а частично расходуются на испарение и инфильтрацию.

Потери атмосферных вод на испарение признаются для данного речного бассейна безвозвратными, так как считается, что они уносятся за пределы бассейна воздушными потоками. Воды, поступившие в грунт в результате инфильтрации, считаются «потерями» лишь для данного участка водосбора и для конкретного дождя или периода снеготаяния. Они затем поступят в речное русло в процессе питания реки подземными водами.

Испарение с водной поверхности по своей величине приближается к испаряемости z_0 , т. е. максимально возможному при данных климатических условиях испарению, зависящему от радиационного баланса. *Испарение с водной поверхности тем больше, чем меньше влажность воздуха (и больше дефицит влажности) и больше скорость ветра.*

Величина годового испарения с водной поверхности для территории СССР зависит от природной зоны и в среднем равна: в тундре 200—350 мм, в лесной зоне 350—650, в степной зоне 650—1000, в полупустыне и пустыне 1000—1800 мм. Эти величины и составляют потери речного стока на испарение с поверхности водотоков (рек и каналов) и водоемов (озер и водохранилищ).

Испарение с водной поверхности в конкретных условиях может быть определено с помощью *метода водного баланса* с учетом величины снижения в результате испарения уровня воды в естественном водоеме или искусственном испарителе (см. разд. 2.2), с помощью метода *теплового баланса* путем расчета тепла, затраченного на испарение воды (см. разд. 2.4), с помощью *эмпирических формул*. Среди последних широко используется *формула Б. Д. Зайкова*

$$z = 0,14n(e_0 - e_{200})(1 + 0,72W_{200}), \quad (6.13)$$

где z — испарение в мм, e_0 — среднее значение максимальной упругости водяного пара, вычисленное по температуре поверхности воды в водоеме, e_{200} — средняя упругость водяного пара (абсолютная влажность воздуха) на высоте 200 см над водоемом в гПа (мбар), W_{200} — средняя скорость ветра на высоте 200 см над водоемом в м/с, n — число суток в расчетном интервале времени. В формуле (6.13) разность упругостей водяного пара $e_0 - e_{200}$ может быть заменена величиной, пропорциональной дефициту влажности воздуха cD_{200} .

Испарение с поверхности снега и льда зависит от тех же факто-

ров, что и испарение с водной поверхности, но вследствие низкой температуры испаряющей поверхности значительно менее интенсивно. Оно составляет за зиму всего 20—30 мм, т. е. в десятки раз меньше испарения с поверхности воды.

Для измерения испарения с поверхности снега применяют специальные испарители, при этом используется *весовой метод*. На практике же обычно применяют эмпирическую зависимость, аналогичную формуле (6.13).

Испарение с поверхности почвы, не покрытой растительностью, определяется метеорологическими условиями и интенсивностью поступления воды к поверхности почвы из более глубоких слоев грунта. При этом испарение осуществляется не только непосредственно с поверхности почвы, но и с частиц ниже поверхности почвы и «капиллярной каймы». *Испарение с поверхности почвы обычно тем больше, чем больше влажность почвы, дефицит влажности воздуха и скорость ветра. Оно возрастает после дождей и при повышении уровня грунтовых вод.*

Потери воды на испарение с поверхности почвы могут быть определены с помощью почвенного испарителя. Объем испарившейся с почвы воды определяется по изменению массы почвенного монолита, помещенного в испаритель.

Физиологическое испарение растительным покровом (транспирация) включает три стадии: поглощение корневой системой растения почвенной влаги, подъем воды по стеблям, испарение с поверхности листьев. С увеличением глубины корневой системы растений и увеличением размеров листьев и густоты листового покрова транспирация увеличивается.

Интенсивность транспирации зависит и от типа растительности. Разные растения расходуют различные объемы воды на испарение. У разных растений различно и отношение массы испаряемой ими воды к массе прироста сухого вещества, называемое *транспирационным коэффициентом*. Этот коэффициент характеризует так называемое продуктивное испарение. Он наибольший у риса, наименьший — у хвойных деревьев.

За вегетационный период растения могут испарять значительные объемы воды. Так, годовой слой испарения для пшеницы составляет порядка 250—300 мм, березы — 150—200, хвойных деревьев — 150—300 мм.

Величина транспирации может быть определена следующим образом с помощью почвенного испарителя. Измеряются отдельно суммарное испарение с поверхности почвы и растительности (в этом случае монолит почвы имеет живые растения) и испарение с поверхности почвы под растениями (в этом случае измеряется испарение с монолита почвы, над которым подвешены срезанные растения, чем достигается естественная затененность почвы). Разница в величинах испарения, определенного двумя описанными способами, даст величину транспирации.

Суммарное испарение складывается из испарения с поверхности почвы, транспирации и испарения с крон деревьев (последние два вида испарения часто учитывают совместно). Суммарное испарение играет наиболее важную роль в определении потерь стока в пределах речных бассейнов, и его расчету в гидрологии уделяют наибольшее внимание.

Для определения суммарного испарения используют две группы методов. В первой из них применяют зависимости среднего многолетнего годового суммарного испарения z от годовых осадков x и испаряемости z_0 . М. И. Будыко предложил максимально возможное испарение, т. е. испаряемость z_0 , выражать через среднее многолетнее годовое значение радиационного баланса R и удельную теплоту испарения $L_{\text{исп}}$. Уравнение Будыко связывает величину испарения с величинами осадков, радиационного баланса и теплотой испарения: $z = f(x, R, L_{\text{исп}})$. Для разных географических пунктов такая связь получается разной в зависимости от величины R , определяемой в основном солнечной радиацией, изменяющейся с изменением широты места (см. рис. 3.1).

Вторая группа методов основана на использовании эмпирических связей, например средних годовых и месячных величин суммарного испарения с соответствующими значениями температуры и влажности воздуха (*метод А. Р. Константинова*).

На территории СССР суммарное испарение изменяется в зависимости от климатических условий местности (количества осадков и радиационного баланса). В среднем для различных природных зон характерны такие величины годового суммарного испарения: тундра и лесотундра — 100—300 мм, лесная зона — 300—500, лесостепь и степь — 500—300, полупустыня — 300—150 мм.

Чем суше климат, тем больше разница между испаряемостью, или предельно возможным испарением, и фактическим суммарным испарением. В тундре испарение приближается к испаряемости, в пустынях при крайне малых осадках оно намного меньше испаряемости. В Сахаре, например, при испаряемости 2000—2500 мм фактическое испарение менее 100 мм.

Инфильтрация в речных бассейнах зависит от поступления дождевых или талых вод и от фильтрационных свойств подстилающих грунтов. Механизм инфильтрации был подробно описан в разделе 5.4. Роль инфильтрации в водном балансе участка речного бассейна была рассмотрена в разд. 5.5.1. В отдельные периоды на инфильтрацию может расходоваться значительно больше воды, чем на испарение. Интенсивность инфильтрации во многом зависит от состояния грунта. Она уменьшается с увеличением влажности грунта и при его промерзании.

6.6. ВОДНЫЙ БАЛАНС БАСЕЙНА РЕКИ

6.6.1. Уравнение водного баланса бассейна реки

С учетом общих положений о водном балансе участка суши и результатов рассмотрения водного баланса различных вертикальных зон в речном бассейне уравнение водного баланса бассейна реки для интервала времени Δt в наиболее общем виде представим следующим образом (рис. 6.6):

$$x + y_1 + \omega_1 + z_1 = y_2 + \omega_2 + z_2 \pm \Delta u. \quad (6.14)$$

Здесь x — жидкие (дождь) и твердые (снег) осадки на поверхность речного бассейна, y_1 — поверхностный приток из-за пределов бассейна (при правильно проведенной водораздельной линии такой приток может быть лишь искусственным — с помощью пересекающих водораздел трубопроводов, каналов, часто с системой подпорных сооружений, насосных станций и т. д.), ω_1 — подземный приток из-за пределов бассейна (он может быть лишь в случае несовпадения поверхностного и подземного водоразделов); z_1 — конденсация водяного пара (часто величину конденсации объединяют с осадками x или вычитают из испарения z_2); y_2 — поверхностный отток за пределы бассейна (он может быть представлен прежде всего стоком самой реки y'_2 , а также искусственным оттоком y''_2 , осуществляемым через водораздел); ω_2 — подземный отток за пределы бассейна (он, как и для ω_1 , может быть лишь в случае несовпадения поверхностного и подземного водоразделов); z_2 — испарение с поверхности бассейна, складывающееся из суммарного испарения, а также испарения с поверхностей, покрытых водой или снегом и льдом (см. разд. 6.5.2); $\pm \Delta u$ — изменение запасов воды в бассейне (руслах рек, водоемах, почве, водоносных горизонтах, снежном покрове и т. д.) за интервал времени Δt (с плюсом — при увеличении запасов воды, с минусом — при их уменьшении).

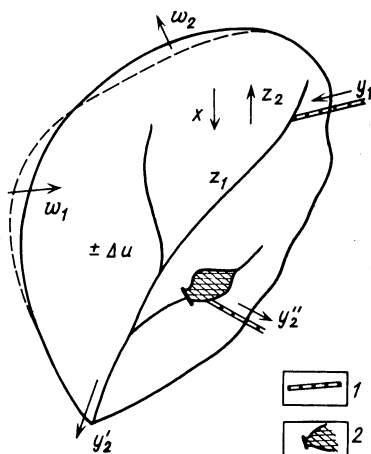


Рис. 6.6. Схема составляющих водного баланса бассейна реки:
1 — канал, 2 — гидроузел

Атмосферные осадки, подземный приток и искусственный поверхностный приток из-за пределов бассейна составляют *приходную часть уравнения водного баланса*; поверхностный и подземный стоки

за пределы бассейна и испарение объединяются в *расходную часть уравнения водного баланса*.

Если приходная часть превышает расходную (например, зимой при накоплении снега, в период дождей и т. д.), то запасы воды в бассейне увеличиваются и $\Delta u > 0$. Если, наоборот, расходная часть больше приходной (например, в период снеготаяния, в межень, когда река питается в основном подземными водами), то запасы воды в бассейне истощаются («срабатываются») и $\Delta u < 0$.

Единицами измерения составляющих уравнения водного баланса речного бассейна обычно служат либо величины слоя (мм), либо объемные величины (м^3 , км^3), отнесенные к какому-либо интервалу времени (месяц, сезон, год). Перевод единиц слоя в единицы объема и наоборот осуществляется с учетом площади бассейна.

Уравнение водного баланса (6.14) отличается от традиционно используемого уравнения введением члена, учитывающего искусственный приток извне y_1 . В современных условиях, когда начинает активно использоваться межбассейновое перераспределение стока, не учитывать этого обстоятельства при составлении и анализе уравнения водного баланса речных бассейнов уже нельзя.

Во многих случаях возможны некоторые упрощения уравнения водного баланса (6.14). Чаще всего можно не учитывать конденсацию z_1 . Для больших речных бассейнов нередко не учитывают подземный приток и отток (их величины значительно меньше других членов уравнения) или принимают $\omega_1 \sim \omega_2$. В таких случаях и при отсутствии искусственного перераспределения стока между бассейнами уравнение водного баланса примет вид

$$x = y + z \pm \Delta u. \quad (6.15)$$

Уравнение (6.15) широко используют в гидрологии для анализа водного баланса речных бассейнов для отдельных месяцев, сезонов, лет. Нередко при анализе уравнения водного баланса вида (6.15) оказывается, что осадки x и сток y не вполне соответствуют друг другу. Такая ситуация возникает, например, когда зимние осадки, выпавшие в конце календарного года («прошлогодний снег»), стекают лишь весной следующего года. Чтобы избежать такого несоответствия и уменьшить величину переходящих от года к году запасов влаги в бассейне ($\pm \Delta u$), вводят понятие *гидрологический год*, начало которого в климатических условиях СССР приходится на осенние месяцы (1 октября или 1 ноября).

Наконец, при осреднении за длительные периоды, когда изменением запасов воды в пределах речного бассейна ($\pm \Delta u$) можно пренебречь, уравнение водного баланса записывают в самом простом виде:

$$x = y + z. \quad (6.16)$$

Это уравнение («осадки равны стоку плюс испарение») называют

уравнением водного баланса речного бассейна для многолетнего периода.

Распределение величин x , y и z на земном шаре носит зональный характер и зависит от климатических условий (изменение осадков по широте было показано на рис. 3.1).

6.6.2. Структура водного баланса бассейна реки

Под структурой водного баланса бассейна реки понимают соотношение между различными приходными и расходными составляющими уравнения водного баланса.

Рассмотрим уравнение водного баланса для многолетнего периода (6.16) и определим долю расходных членов (стока и испарения) относительно их суммы или, что то же самое,— осадков. Для этого разделим обе части уравнения на x :

$$1 = y/x + z/x = \alpha + \beta. \quad (6.17)$$

Отношение стока к осадкам назовем коэффициентом стока ($\alpha = y/x$). Этот коэффициент показывает, какая доля осадков превращается в сток. Отношение z/x можно по аналогии с коэффициентом стока назвать коэффициентом испарения и обозначить через β . Сумма α и β должна давать 1.

Диапазон возможного изменения коэффициента стока для многолетнего периода следующий: $0 \leq \alpha \leq 1$. Величина α уменьшается с возрастанием «индекса сухости» z_0/x . В условиях избыточного и достаточного увлажнения (тундра, лесотундра, леса) значения α находятся обычно в пределах 0,4—0,6. В условиях недостаточного увлажнения (лесостепь, степь) величины коэффициента стока существенно меньше (приблизительно в пределах 0,4—0,1). Наконец, в условиях очень засушливого климата (полупустыни и пустыни) величина α приближается к 0.

6.7. ВОДНЫЙ РЕЖИМ РЕК

6.7.1. Виды колебаний водности рек

Под водным режимом рек понимают закономерные изменения стока, скорости течения, уровней воды и уклонов водной поверхности, прежде всего во времени, но также и вдоль реки.

Как было показано в разд. 6.1, 6.4—6.6, водный режим рек зависит от комплекса физико-географических факторов, среди которых важнейшая роль принадлежит факторам метеорологическим и климатическим. Поскольку эти факторы на Земле подвержены целой гамме разнопериодных изменений, в водном режиме рек (как, впрочем, и других объектов гидросферы, о чем речь шла во Введении) также проявляются колебания различной длительности. При этом у каждой **конкретной реки** изменяется *водность*, т. е. относительная величина речного стока за тот или иной период по сравне-

нию со средним стоком этой же реки за многолетний период или за другие периоды. Водность реки следует отличать от ее *водоносности*, т. е. абсолютной средней многолетней величины стока реки (эта характеристика применяется для сравнения стока **разных рек**).

В водном режиме и водности рек выделяют прежде всего вековые, многолетние, внутригодовые (сезонные) и кратковременные колебания.

Вековые колебания водности рек отражают вековые изменения климатических условий и увлажнения материков с периодом сотни и тысячи лет. О существовании вековых колебаний атмосферных осадков — основного фактора речного стока — свидетельствует, например, рис. 4.5. О вековых колебаниях водности рек известно мало, хотя палеогеографические исследования и свидетельствуют о том, что в истории различных регионов планеты были периоды, когда водность рек была существенно больше, чем сейчас.

Многолетние колебания водности рек также имеют в основном метеорологическую природу. Периодичность таких колебаний — десятки лет. О многолетних изменениях водности за последние 50—100 лет известно значительно больше, чем о вековых колебаниях. Данные непосредственных наблюдений свидетельствуют о том, что многолетним колебаниям подвержен и суммарный сток всех рек земного шара (рис. 6.7, а) и сток отдельных рек (рис. 6.7, б, рис. 6.8).

При анализе многолетних колебаний водности рек следует различать *естественную и антропогенную изменчивость*. Первая из них обусловлена лишь метеорологическими факторами, вторая — искусственным изменением стока (забором вод на хозяйственные нужды, безвозвратными потерями стока, сопутствующими преобразованию режима рек, например, созданию водохранилищ). Так, изменения стока Дуная (рис. 6.7, б) носят в основном естественный характер. При этом легко можно установить цикличность колебаний водности, т. е. чередование многоводных и маловодных периодов. У таких рек, как Волга, Дон, Днепр, Амударья, Сырдарья и др. (рис. 6.8), четко прослеживается систематическое уменьшение водности, обусловленное антропогенными факторами.

Если водность различных рек изменяется одновременно в одном и том же направлении, то говорят о *синхронности колебаний их стока*. Обычно синхронно изменяется водность тех рек, которые находятся в сходных физико-географических условиях и расположены более или менее близко друг от друга. Так, в целом синхронно колеблется водность рек юга европейской части СССР (Дона, Кубани, Волги) и рек севера европейской части СССР (Печоры, Северной Двины). В то же время встречаются случаи и несовпадения характера изменения водности у разных рек. В этом случае говорят об *асинхронности колебаний их стока*. Так, асинхронно (и даже в противофазе) изменяется сток рек европейской части СССР и Восточной Сибири. Периодам повышенного естественного

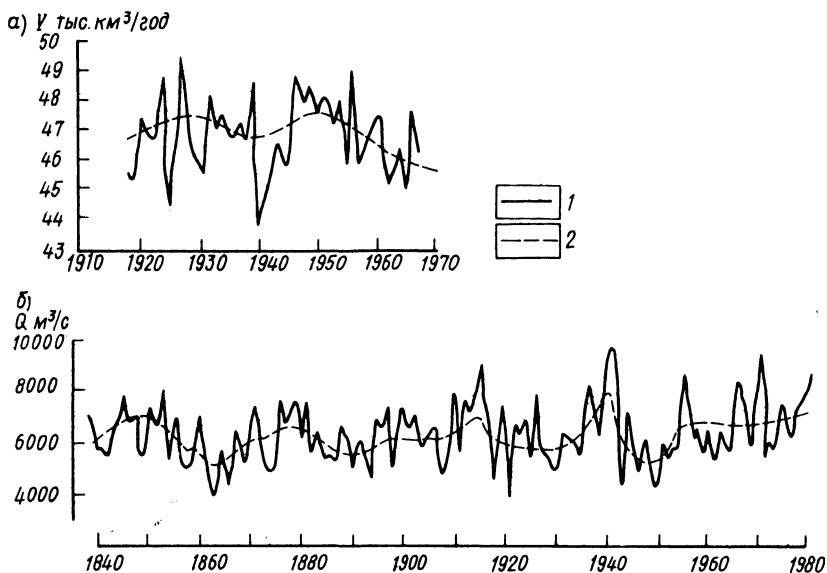


Рис. 6.7. Изменения суммарного стока рек земного шара, по Р. К. Клиге, а и стока Дуная б:
 1 — средние годовые величины стока, 2 — осредненные (сглаженные) значения стока

стока на Волге, например, соответствуют периоды пониженного стока на Енисее и Лене, и наоборот.

Асинхронность в колебаниях водности рек разных регионов объясняется различием в процессах циркуляции атмосферы на больших и далеко отстоящих друг от друга территориях (например, нередки случаи, когда активизации циклонической деятельности над европейской территорией СССР сопутствует более частое установление антициклона над Сибирью, и наоборот).

Внутригодовые (сезонные) колебания водности рек обусловлены сезонными изменениями составляющих водного баланса речного бассейна. В течение года реки, находящиеся в разных географических поясах, испытывают различные чередования многоводных и маловодных периодов. Более подробно этот вид колебаний водности рек, изученный наиболее детально, мы рассмотрим в разд. 6.7.2.

Кратковременные колебания водности рек могут быть прежде всего естественными и обусловленными как метеорологическими факторами (ливневые дожди, колебания температуры воздуха в ледниковых районах), так и геологическими процессами (спуск вод ледниковых озер в результате прорыва морен на реках с ледниковым питанием, запруживание рек в результате горных обвалов и др.). В качестве примера кратковременных колебаний водности рек приведем рис. 4.7,а (резкие дождевые паводки). Резкий кратковременный

паводок, обусловленный прорывом ледникового озера, был показан на рис. 4.7,б.

Кратковременные колебания водности рек могут быть обусловлены и антропогенными факторами. К числу таких колебаний относятся попуски в нижние бьефы гидроузлов.

Когда говорят о колебаниях водности рек, то имеют в виду прежде всего изменения **стока воды**. При этом *график изменения расхода воды ($\text{м}^3/\text{с}$) в данном створе реки в течение года называют гидрографом реки*. Однако одновременно с изменением стока воды в реках изменяются и другие характеристики, например скорость течения и **уровень воды**, т. е. *высота поверхности воды в данном створе реки*. В большинстве случаев колебания уровня воды следуют за колебаниями стока и ими определяются. Объясняется это существованием закономерных связей расходов и уровней воды в реках. Однако в некоторых случаях колебания уровня воды в реках могут быть не связанными с изменением стока, например при ледовых явлениях на реках, интенсивных процессах размыва дна или аккумуляции наносов, сгонно-нагонных и приливных явлениях в устьях рек. График изменения уровня воды во времени гидрографом называть нельзя.

Гидрологические наблюдения на реках обычно начинаются с измерения уровней воды. Измерения проводят на речных, свайных и автоматических (оборудованных самописцами уровня воды) водомерных постах.

Измерения скоростей течения ведут на реках с помощью поплавков или специальных приборов (гидрометрических вертушек), регистрирующих число оборотов лопастного винта, а также приборов, измеряющих скорость распространения ультразвука в текущей воде или фиксирующих охлаждение в текущей воде нагретых предметов и т. д. Наибольшее распространение получили два первых метода.

Важной задачей гидрологов является измерение расходов воды

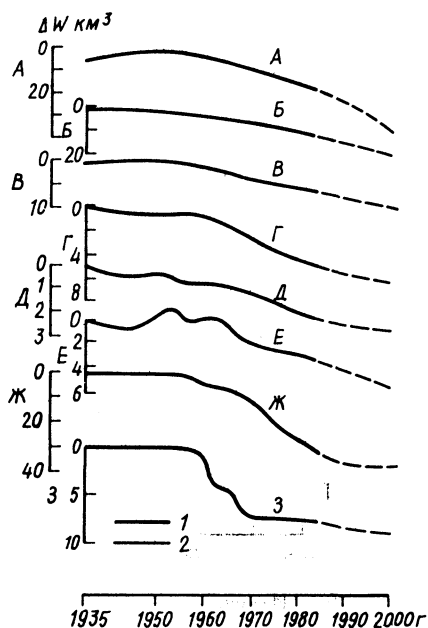


Рис. 6.8. Изменение годового объема стока ряда рек СССР под влиянием хозяйственной деятельности (по И. А. Шикломанову):

1 — осредненные данные по наблюдениям, 2 — по прогнозу, выполненному в 1985 г.; А — Волга, Б — Днепр, В — Дон, Г — Кубань, Д — Урал, Е — Кура, Ж — Амударья, З — Сырдарья; ΔW — отклонение стока от его нормы в естественных условиях

в реках. Наиболее распространенный способ заключается в измерении скоростей течения на ряде вертикалей в потоке и площади сечения между ними и называется «*скорость — площадь*».

6.7.2. Фазы водного режима рек. Половодье, паводки, межень

Во внутригодовом (сезонном) режиме рек выделяют ряд характерных периодов (фаз) в зависимости от изменения условий питания и особенностей водного режима. Для большинства рек мира различают следующие фазы водного режима: половодье, паводки, межень.

Половодье — это фаза водного режима реки, ежегодно повторяющаяся в данных климатических условиях в один и тот же сезон и характеризующаяся наибольшей водностью, высоким и продолжительным подъемом уровня воды. Половодье часто сопровождается выходом воды на пойму. Половодье формируется как тальми снеговыми, так и дождевыми водами. Таяние снега на равнинах вызывает *весеннее половодье*, таяние высокогорных снегов и ледников, а также выпадение длительных и сильных летних дождей (например, в условиях муссонного и тропического климата) — *половодье в теплую часть года* (т. е. *весенне-летнее* или *летнее половодье*). Половодье, особенно обусловленное дождями, нередко имеет многовершинную форму.

Паводок — это фаза водного режима, которая может многократно повторяться в различные сезоны года и характеризуется интенсивным, обычно кратковременным увеличением расходов и уровней воды и вызывается дождями или снеготаянием во время оттепелей. В отдельных случаях расход воды паводка может превышать расход воды половодья, в особенности на малых реках. Различают однопиковые и многопиковые паводки, одиночные паводки и паводочные периоды, когда на реке проходят серии паводков. Иногда паводок накладывается на волну половодья. Кратковременные резкие паводки, в частности вызванные не метеорологическими факторами, относят уже не к сезонным фазам режима реки, а к кратковременным его нарушениям (разд. 6.7.1).

Межень — это фаза водного режима, ежегодно повторяющаяся в один и тот же сезон, характеризующаяся малой водностью, длительным стоянием низкого уровня и возникающая вследствие уменьшения питания реки. В межень реки обычно питаются только за счет подземных вод. На многих реках СССР выделяют два периода пониженного стока — *летнюю и зимнюю межень*. В зоне избыточного и достаточного увлажнения реки обычно имеют устойчивое грунтовое питание, обеспечивающее достаточно высокий сток летней межени. Зимой же малые реки в этих зонах могут иногда промерзнуть до дна. Сток у таких рек в зимнюю межень ниже, чем в летнюю. В зоне недостаточного увлажнения, наоборот, реки в летнюю межень обыч-

но имеют меньший сток, чем в зимнюю межень. Малые реки в этой зоне в летнюю межень могут даже пересыхать.

6.7.3. Типовой гидрограф реки. Расчленение гидрографа по видам питания

Типовой гидрограф отражает наиболее общие черты внутригодового распределения расходов воды в реке. Типовой гидрограф строят на основе гидрографов за ряд лет. На нем показывают фазы водного режима, типичные для данной реки, и пределы возможных колебаний расхода воды для характерных точек каждой фазы (и по величине и по времени наступления). Пример типового гидрографа показан на рис. 6.9. Здесь хорошо видны половодье, паводок, зимняя и летняя межень.

На других реках типовой гидрограф может иметь совсем иной вид. На гидрографе Меконга, например, отмечаются лишь две фазы: весенняя межень с минимумом в апреле и летне-осеннее дождевое половодье с максимумом в августе. На типовом гидрографе Дуная выделяются три многоводные и три маловодные фазы.

Количественная оценка доли различных видов питания в формировании стока обычно осуществляется с помощью *графического расчленения гидрографа по видам питания*. В этом случае доля того или иного вида питания (например, снегового, дождевого, подземного на рис. 6.10) определяется пропорционально соответствующим площадям на гидрографе.

Наибольшие трудности возникают при выделении подземного питания в период половодья или крупных паводков. В зависимости от характера взаимодействия поверхностных и подземных вод (см. разд. 5.6, рис. 5.8) Б. В. Поляковым, Б. И. Куделиным, К. В. Воскресенским, М. И. Львовичем, О. В. Поповым и другими исследователями предложен ряд схем расчленения гидрографа. Наиболее общие закономерности следующие. При отсутствии гидравлической связи речных и грунтовых вод (см. рис. 5.8, г), что обычно характерно для горных рек, подземное питание в период половодья или паводка в общих чертах повторяет ход гидрографа, но в более сглаженном виде и с некоторым запаздыванием максимума во времени (рис. 6.10, 1). При наличии постоянной или временной гидравлической связи речных и грунтовых вод (см. рис. 5.8, б — в) на подъеме половодья в результате подпора рекой грунтовых вод подземное питание уменьшается и достигает минимума при наивысшем уровне воды в реке (рис. 6.10, 3). При длительном стоянии высоких уровней, что более свойственно крупным рекам, происходит фильтрация речных вод в грунт («отрицательное подземное питание», рис. 6.10, 5), а на спаде половодья или в начале межени эти воды возвращаются в реку (береговое регулирование речного стока). На практике при недостатке сведений о взаимосвязи речных и грунтовых вод часто для равнинных рек условно принимают вели-

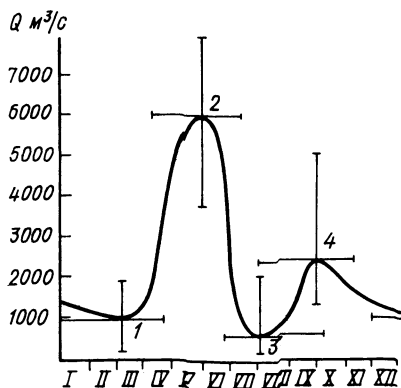


Рис. 6.9. Типовой гидрограф реки с восточноевропейским типом водного режима:
 1 — зимняя межень, 2 — весеннее половодье, 3 — летняя межень, 4 — летне-осенний паводок

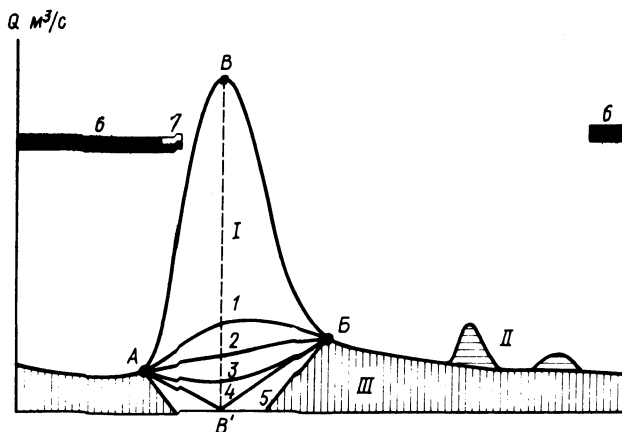


Рис. 6.10 Схема расчленения гидрографа реки по видам питания: питание: I — снеговое, II — дождевое, III — подземное; А, Б и В — начало, конец и пик половодья; 1—5 — линии, разделяющие снеговое и подземное питание в период половодья при различном характере взаимодействия речных и грунтовых вод (пояснение см. в тексте). 6 — ледостав, 7 — ледоход

чину подземного питания в момент пика половодья равной нулю (рис. 6.10, 4). Однако во многих случаях, особенно на малых и средних реках, границу подземного питания на гидрографе проводят просто по прямой линии, соединяющей точки начала и конца половодья (рис. 6.10, 2). Возникают сложности также при разделении дождевого и снегового питания, особенно в весенний и осенний периоды, разделении снегового, ледникового и дождевого питания на горных реках (см. рис. 4.7, а) и т. д. В этих случаях для более надежного расчленения гидрографа по видам питания необходимо привлекать данные о дождевых осадках и температуре воздуха.

6.7.4. Классификация рек по водному режиму

Вопросами классификации рек по водному режиму занимались многие исследователи. Рассмотренные в разд. 6.4.5 классификации рек по видам питания А. И. Воейкова и М. И. Львовича являются, по существу, также классификациями рек и по водному режиму, *П. С. Кузин* предложил свою *классификацию рек с учетом характера их питания и водного режима*. Все реки им подразделены на три типа: с половодьем (снеговое питание), с половодьем и паводками (снеговое и дождевое питание), с паводками (дождевое питание). Заметим, что, по *П. С. Кузину*, половодье может быть лишь снегового происхождения. Внутри упомянутых трех типов выделены еще 14 подтипов.

Широко распространена довольно простая *классификация рек по водному режиму Б. Д. Зайкова*. В этой классификации все реки СССР (исключая искусственно или естественно сильно зарегулированные) разделены на три большие группы: с весенним половодьем, с половодьем в теплую часть года и с паводочным режимом. У рек первой и второй групп ежегодно наблюдаются повышенные расходы воды, приуроченные, соответственно, к весне или к теплой части года. В остальную часть года наблюдаются межень и отдельные, случайные паводки. У рек третьей группы отмечаются паводки, носящие систематический характер.

Реки с весенним половодьем, обусловленным таянием снежного покрова, наиболее распространены на территории СССР. Реки этой группы подразделены *Зайковым* на пять типов. У рек *казахстанского типа* (рис. 6.11, а) наблюдается исключительно резкая и высокая волна половодья, а в остальную часть года сток бывает очень мал, вплоть до полного пересыхания рек. *Реки восточноевропейского типа* (рис. 6.11, б) характеризуются высоким весенним половодьем, низкой летней и зимней меженью, несколько повышенным стоком осенью. *Реки западносибирского типа* (рис. 6.11, в) имеют невысокое растянутое весеннее половодье и повышенный летне-осенний сток. У рек *восточносибирского типа* (рис. 6.11, г) наблюдается высокое половодье, летне-осенние паводки и низкая зимняя межень. Для рек *алтайского типа* (рис. 6.11, д) характерны невысокое растянутое весеннее половодье, повышенный летний сток и низкая зимняя межень.

Реки с половодьем в теплую часть года встречаются на Дальнем Востоке и в высокогорных областях Средней Азии и Кавказа. Реки этой группы подразделяются на два типа. Для рек *дальневосточного типа* (рис. 6.12, а) характерны невысокое, растянутое, имеющее гребенчатый вид летнее дождевое половодье и низкий сток в холодную часть года. *Реки Тянь-шанского типа* (рис. 6.12, в) также имеют летнее половодье (только в этом случае оно обусловлено таянием ледников и высокогорных снегов); зимний сток выше, чем у рек предыдущего типа.

Реки с паводочным режимом протекают в горных и предгорных районах Крыма, Кавказа, Карпат. Питание у рек этой группы в ос-

новном дождевое. Среди этих рек выделяют три типа. *Реки причерноморского типа* (рис. 6.13, а) имеют дождевые паводки в течение всего года. У *рек крымского типа* (рис. 6.13, б) отмечаются зимние паводки и длительные летний (июнь — август) или летне-осенний (май — октябрь) периоды с очень низким стоком (вплоть до полного пересыхания). Для *рек северокавказского типа* (рис. 6.13, в) характерны паводки в теплую и низкая межень в холодную части года.

6.8. РЕЧНОЙ СТОК

6.8.1. Составляющие речного стока

Сток в широком смысле — это главный элемент материкового звена глобального круговорота вещества и энергии. Сток включает поверхностную и подземную части. Поверхностный сток, в свою очередь, состоит из речного стока и стока льда покровных ледников.

Речной сток включает сток воды, сток наносов, сток растворенных веществ и сток тепла.

Сток воды (водный сток) — это одновременно и процесс стекания воды в речных системах и характеристика количества стекающей воды. Сток воды — один из важнейших физико-географических и геологических факторов. Называть сток воды «жидким стоком» не рекомендуется.

Сток наносов — это процесс перемещения наносов в речных системах и характеристика количества перемещающихся в реках наносов. Сток наносов состоит из стока взвешенных наносов (наносов, переносимых в толще речного потока во взвешенном состоянии) и стока влекомых наносов (наносов, переносимых потоком по речному дну во влекомом состоянии). Сток наносов называть «твердым стоком» не рекомендуется.

Сток растворенных веществ — это процесс переноса в речных системах растворенных в воде веществ и характеристика их количества. Растворенные в речных водах вещества — это ионы солей, биогенные и органические вещества, газы и др. Иногда сток растворенных веществ называют ионным стоком или стоком солей (имеется в виду лишь сток растворенных минеральных веществ).

Сток тепла (тепловой сток) — это процесс переноса вместе с речными водами тепла и его количественная характеристика.

Очевидно, что из перечисленных четырех составляющих речного стока главнейшая — сток воды, без которого невозможны и другие виды стока. Сток воды — процесс, определяющий все другие виды перемещения вещества и энергии в речных системах, их движущая сила. Сток же наносов, растворенных веществ и тепла зависит как от стока воды (носителя других компонентов речного стока) и его количественных характеристик, так и от содержания наносов, растворенных веществ и тепла в единице стока воды.

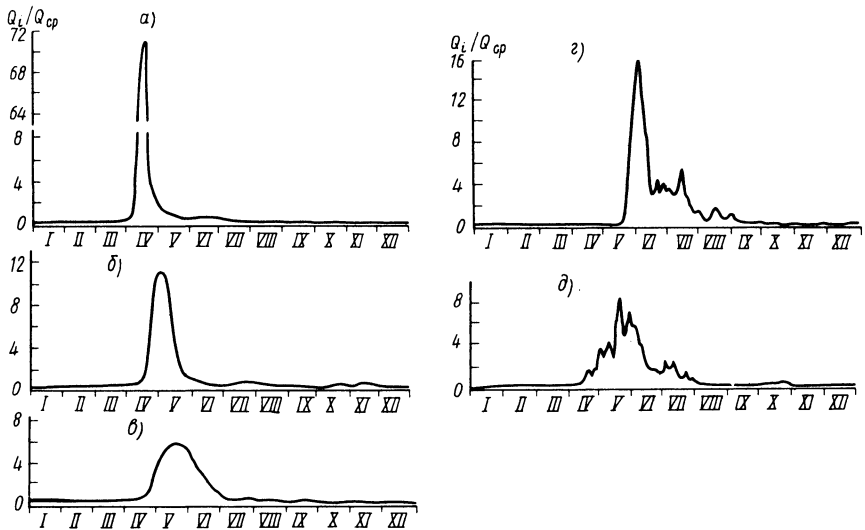


Рис. 6.11. Гидрографы рек с весенним половодьем:
 типы: а — казахстанский (р. Нура, пос. Самаркандский, 1933 г.); б — восточноевропейский (р. Вятка, г. Киров, 1936 г.); в — западносибирский (р. Васюган, пос. Васюган, 1939 г.); г — восточносибирский (р. Нижняя Тунгуска, с. Тура, 1940 г.); д — алтайский (р. Томь, г. Кузнецк, 1941 г.); здесь и на рис. 6.12. и 6.13 изменения расходов воды в течение года даны относительно его среднего годового значения

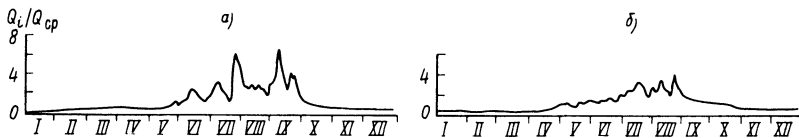


Рис. 6.12. Гидрографы рек с половодьем в теплую часть года:
 типы: а — дальневосточный (р. Витим, г. Бодайбо, 1937 г.); б — тьянь-шанский (р. Терек, с. Казбеги, 1937 г.)

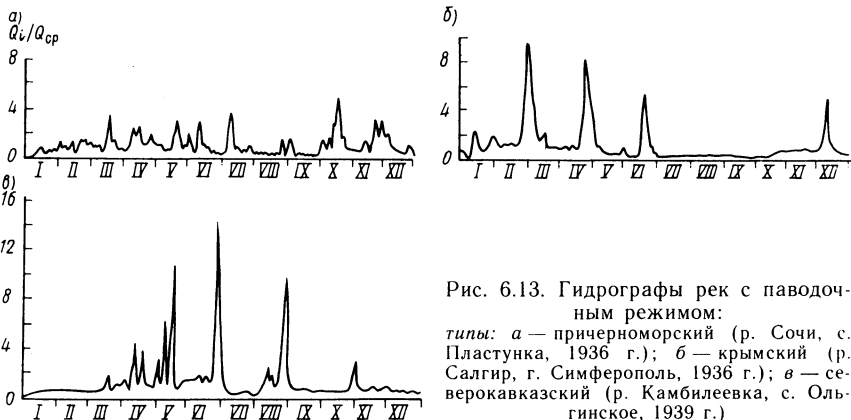


Рис. 6.13. Гидрографы рек с паводочным режимом:
 типы: а — причерноморский (р. Сочи, с. Пластунка, 1936 г.); б — крымский (р. Салгир, г. Симферополь, 1936 г.); в — северокавказский (р. Камбилеевка, с. Ольгинское, 1939 г.)

6.8.2. Факторы и количественные характеристики стока воды

Об основных природных и антропогенных факторах, определяющих сток воды, уже много говорилось выше, в частности, когда речь шла о питании рек. Это прежде всего факторы климатические, а также факторы подстилающей поверхности и хозяйственная деятельность человека (гл. 3, разд. 6.4 — 6.7). Количественные характеристики физико-географических и геологических условий речных бассейнов, влияющих на сток, были рассмотрены в разд. 6.3.3. Рассмотрим теперь основные количественные характеристики самого стока воды, применяемые в гидрологии: расход воды, объем стока, слой стока, модуль стока, коэффициент стока.

Главнейшая характеристика стока воды реки — это *расход воды*, т. е. *объем воды, протекающей через поперечное сечение потока в единицу времени* (Q , м³/с). Измерениями определяют лишь средний расход воды в данном гидрометрическом створе за время измерения (на больших реках это может быть интервал времени, измеряемый часами). Процесс измерения расходов воды на реках довольно трудоемок, и поэтому число измерений в течение года обычно ограничено. Для расчета средних суточных величин расхода воды в практической гидрологии обычно используют графики связи уровней, измерение которых трудностей не представляет, и эпизодически измеренных расходов воды (разд. 6.9). По таким графикам (их называют «*кривыми расходов*» или *графиками* $Q = f(H)$) расходы воды могут быть определены по данным об уровнях для любого дня вне зависимости от того, измерялся в этот день сам расход воды или нет. По полученным таким образом средним суточным расходам воды можно построить гидрограф, как, например, на рис. 6.11—6.13.

К числу *характерных расходов воды* относят расходы различных фаз водного и ледового режима реки, например максимальные (пиковые) расходы воды половодья и паводков, минимальные расходы воды межени, расходы воды в начале весеннего ледохода и т. д.

Расходы воды реки подвержены непрерывным изменениям. В гидрологии рек существуют два основных подхода при анализе их изменений. При первом — *генетическом* — анализируют причины изменения стока, выявляют связь колебаний стока с определяющими, в основном климатическими факторами. При втором — *вероятностном* — оценивают вероятность наступления на данной реке тех или иных расходов воды: чем больше отличается расход воды реки в данный момент в большую или меньшую сторону от некоторой средней величины («нормы»), тем меньше вероятность такого явления. В гидрологии разработана целая система специальных методов статистической и вероятностной оценки колебаний речного стока при наличии, недостатке и отсутствии данных наблюдений. Такие расчеты оказываются необходимыми при проектировании и строительстве различных гидротехнических сооружений на реках.

В гидрологии широко используют *понятие среднего расхода воды*

за какой-либо интервал времени Δt (декада, месяц, сезон, год, ряд лет). Такие расходы воды рассчитывают по формулам вида

$$\bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i, \quad (6.18)$$

где Q_i — средние суточные расходы воды, n — число суток в рассматриваемом интервале времени. Так, например, средний годовой расход воды в обычный (невисокосный) год определяют путем суммирования всех средних суточных расходов воды за год и деления суммы на 365.

Точно так же средний многолетний расход воды (его часто называют «нормой стока» и обозначают через Q_0) определяют по формуле

$$Q_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Q_i, \quad (6.19)$$

где Q_i — средние годовые расходы воды, N — число лет.

Объем стока воды — это объем воды, прошедшей через данное поперечное сечение речного потока за какой-либо интервал времени. Расход воды поэтому можно считать объемом стока воды за 1 с. Объем стока воды рассчитывают по формуле

$$W = \bar{Q} \cdot \Delta t, \quad (6.20)$$

где W — объем стока в м^3 , \bar{Q} — средний расход воды за интервал времени Δt (Q в $\text{м}^3/\text{с}$, Δt в с). Для больших рек W часто удобнее выразить в км^3 (особенно если речь идет о годовых величинах). В этих условиях применяют формулу

$$W = \bar{Q} \cdot \Delta t \cdot 10^{-9}, \quad (6.21)$$

где W в км^3 .

В тех случаях, когда интервал времени Δt — год (в году $31,5 \cdot 10^6$ с), то вместо формул (6.20) и (6.21) записывают

$$W = \bar{Q} \cdot 31,5 \cdot 10^6, \quad (6.22)$$

$$W = \bar{Q} \cdot 31,5 \cdot 10^{-3}, \quad (6.23)$$

где в первом случае W в м^3 , во втором — в км^3 .

Слой стока — это количество воды, стекающее с водосбора за какой-либо интервал времени, равное толщине слоя, равномерно распределенного по площади водосбора:

$$y = \frac{W(\text{м}^3) \cdot 10^{-3}}{F} = \frac{W(\text{км}^3) \cdot 10^6}{F} \quad (6.24)$$

Здесь y в мм, F в км².

Модуль стока воды — это количество воды, стекающее с единицы площади водосбора в единицу времени. Модуль стока воды обозначают через M л/(с · км²) и рассчитывают по формуле

$$M = \frac{Q \cdot 10^3}{F}, \quad (6.25)$$

где Q — любой расход воды (как мгновенный, например максимальный, так и средний за интервал времени Δt).

Сравнивая формулы (6.21), (6.24) и (6.25), легко получить

$$y = M \cdot \Delta t \cdot 10^{-6}, \quad (6.26)$$

где y и M — слой и модуль стока за любой интервал времени Δt . Если Δt — год, то получим

$$y = M \cdot 31,5. \quad (6.27)$$

Коэффициент стока — отношение величины (объема или слоя) стока к количеству выпавших на площадь водосбора атмосферных осадков, обусловивших возникновение стока:

$$\alpha = y/x = Y/X. \quad (6.28)$$

Здесь y и x в мм, Y и X в м³ или км³. Напомним, что коэффициент стока — величина безразмерная, изменяющаяся от 0 до 1 (для средних многолетних величин).

Приведем пример расчета характеристик стока воды. Средний многолетний годовой расход воды Волги у г. Астрахани после ее зарегулирования (1956—1974) составил 7400 м³/с. Площадь бассейна Волги 1 360 000 км², осадки на поверхность бассейна в среднем равны 657 мм в год. По формуле (6.23) рассчитываем средний многолетний объем стока воды: он равен 233 км³ в год. Средние многолетние годовые величины слоя стока и модуля стока определим по формулам (6.24) и (6.25): они составят соответственно 171 мм и 5,4 л/(с · км²). Коэффициент стока, рассчитанный по формуле (6.28), равен 0,26.

6.8.3. Пространственное распределение стока воды на территории СССР

Поскольку сток воды — результат сложного влияния физико-географических (прежде всего климатических) и геологических условий, а эти условия изменяются в пространстве, то и *величина стока*

воды распределена по территории Земли неравномерно. Получить объективное представление о пространственном распределении стока можно двумя путями: 1) анализируя изменение расхода воды или объема стока вдоль реки; 2) рассматривая распределение по территории характеристик стока, не зависящих от площади бассейна и поэтому допускающих их картографирование: т. е. слоя, модуля и коэффициента стока. В качестве примера первого подхода к анализу пространственного распределения стока можно привести бассейн Волги и изменение вдоль течения водоносности крупнейших рек СССР, а второго подхода — распределение среднего многолетнего слоя стока (в мм) по территории СССР (см. форзац левой обложки книги).

Характерными особенностями изменения стока воды вдоль течения Волги является скачкообразное увеличение стока после впадения таких крупных притоков, как Молога, Кострома, Унжа, Ока, Сура, Ветлуга и особенно Кама.

Наиболее характерные особенности распределения среднего многолетнего годового слоя стока по территории СССР следующие: 1) широтная зональность, особенно хорошо выраженная в равнинных областях страны и проявляющаяся в закономерном уменьшении слоя стока с севера на юг, например, от 300—400 мм на севере европейской территории СССР до 5—20 мм в Прикаспии и в Средней Азии (исключение составляют лишь районы Крайнего Севера, где вместе с уменьшением осадков отмечается и некоторое уменьшение стока); 2) уменьшение величины стока с удалением от источников влаги — от Атлантического океана, а на Дальнем Востоке от Тихого океана, проявляющееся, в частности, в уменьшении стока с запада на восток на большей части страны (от 200—300 до 50—100 мм) и в увеличении стока в приморских районах Дальнего Востока (до 400—600 мм, а на Камчатке и до 1800 мм); 3) увеличение стока в горных и предгорных районах, например, до 1000 мм на Карпатах, 1200 мм на Урале, 3000 мм на Кавказе, 1000—1500 мм на Памире и Тянь-Шане, 800 мм на Алтае и т. д., а также и на небольших возвышенностях. В среднем для территории СССР средний многолетний годовой слой стока — 198 мм, а модуль стока — $6,3 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Напомним, что на территории нашей страны формируется в среднем 4414 км^3 стока воды в год (это соответствует среднему многолетнему расходу воды $193\,000 \text{ м}^3/\text{с}$).

6.9. ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ В РЕКАХ

6.9.1. Распределение скоростей течения в речном потоке

Для рек характерен турбулентный режим движения воды, и скорость течения в любой точке речного потока подвержена *турбулентным пульсациям*, причем тем большим, чем больше скорость течения. Поэтому в каждой точке речного потока и в каждый момент времени *местная мгновенная скорость течения* — это вектор, который можно разложить на три составляющие (u_x , u_y и u_z) вдоль продольной,

поперечной и вертикальной осей координат. Большинство гидрометрических приборов (вертушек для измерения скорости течения) фиксируют продольную составляющую скорости, осредненную за некоторый интервал времени, например 1—1,5 мин (обозначим ее через \bar{u}_x или просто через u).

Эти местные осредненные скорости течения распределены в речном потоке неравномерно: наибольшие скорости наблюдаются на поверхности потока над наиболее глубокой частью русла, наименьшие — у дна и берегов. *Линии, соединяющие точки с одинаковыми скоростями, называются изотохами. Продольная (вдоль русла) линия наибольших скоростей течения на поверхности потока называется динамической осью потока, или стрежнем.*

При наиболее закономерном распределении скоростей течения по глубине речного потока эпюра вертикального распределения скоростей имеет максимум ($u_{\text{макс}}$) на поверхности, скорость, близкую к средней на вертикали, — на глубине $0,6h$ и минимум ($u_{\text{мин}}$), не равный нулю, — у дна (рис. 6.14, а). Однако под влиянием ледяного покрова, ветра, растительности, неровностей рельефа дна и берегов это распределение скоростей нарушается (рис. 6.14, б—е).

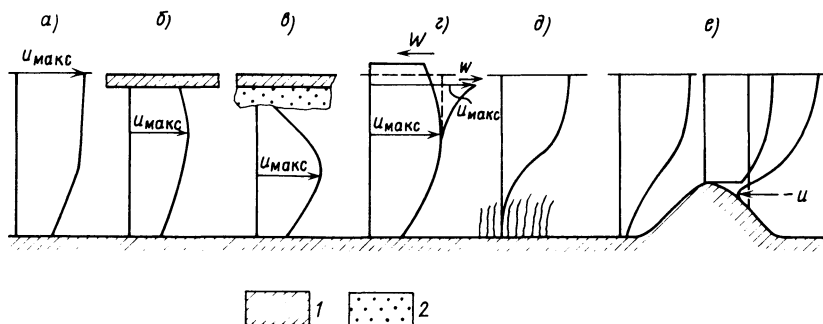


Рис. 6.14. Вертикальное распределение скоростей течения в речном потоке и его изменение:

а — типичное, б — под ледяным покровом, в — под слоем внутриводного льда (шуги), г — при попутном и встречном ветре, д — под влиянием растительности, е — под влиянием неровностей дна; 1 — ледяной покров, 2 — слой шуги, W — направление ветра, $u_{\text{макс}}$ — максимальная скорость течения, u — обратное течение

Среднюю скорость течения в поперечном сечении v рассчитывают по известным расходу воды и площади поперечного сечения по формуле (2.10): $v = Q/\omega$.

6.9.2. Динамика речного потока

В речном потоке обычно действует лишь одна активная массовая сила — *продольная составляющая сила тяжести*, обусловленная продольным уклоном водной поверхности (разд. 2.5). При движении

речного потока возникают сопутствующие движению пассивные силы — *трения, центробежная, Кориолиса.*

Продольное равновесие речного потока. При движении воды, близком к равномерному, в речном потоке устанавливается равновесие между продольной составляющей силы тяжести F_g^1 и силой трения у дна и берегов $T_{\text{дно}}$. В этом случае выполняется условие (2.30) и для скорости течения получаем формулу (2.32). Если коэффициент трения $f_{\text{дно}}$ заменить на g/C^2 , то соотношение (2.32) приобретает вид

$$v = C \sqrt{h_{\text{ср}} I}. \quad (6.29)$$

Это широко используемая в гидрологии *формула Шези*, где v — средняя скорость течения, $h_{\text{ср}}$ — средняя глубина, вместо нее иногда используют гидравлический радиус $R = \omega/\rho$ (см. формулу (6.10)), I — уклон водной поверхности, C — коэффициент Шези, который вычисляют по эмпирическим формулам, например по формуле Маннинга

$$C = \frac{h^{1/6}}{n}. \quad (6.30)$$

Коэффициент шероховатости речного русла n находят по специальным таблицам. Например, для ровных незаросших русел с песчаным дном $n = 0,020 \div 0,023$; для извилистых русел с неровным дном $n = 0,023 \div 0,033$; для пойм, заросших кустарником, $n = 0,033 \div 0,045$ и т. д.

Формула Шези иллюстрирует тот факт, что *скорость течения в речном потоке тем больше, чем больше глубина русла и уклон водной поверхности и меньше шероховатость русла.*

Формулу Шези путем умножения обеих частей на площадь поперечного сечения $\omega = Bh_{\text{ср}}$ и учета формулы (6.29) можно преобразовать:

$$Q = \omega C \sqrt{h_{\text{ср}} I} = Bh_{\text{ср}}^{5/3} I^{1/2} n^{-1}. \quad (6.31)$$

Из этой формулы следует, что при заданных расходе воды Q , ширине и шероховатости русла B и n , уклоне дна i_0 , равном уклону водной поверхности I , в потоке сформируется вполне определенная глубина

$$h_{\text{ср}} = \left(\frac{Qn}{\sqrt{i_0} B} \right)^{3/5}. \quad (6.32)$$

Скорость течения также будет вполне определенной:

$$v = \frac{Q}{\omega} = \frac{Q}{Bh_{\text{ср}}}, \quad (6.33)$$

где $h_{\text{ср}}$ должна быть взята по (6.32). Из сделанных выкладок следует три важных вывода: 1) речной поток — это саморегулирующийся

природный объект, в котором глубина и скорость течения формируются в соответствии с внешними определяющими факторами — расходом воды, шириной, уклоном и шероховатостью русла; 2) между глубиной (и уровнем воды), с одной стороны, и расходом воды — с другой, в речном потоке складывается определенная **нелинейная связь типа уравнения** (6.32), являющегося аналитическим доказательством существования упоминавшейся ранее «кривой расходов», или кривой $Q = f(H)$, используемой для расчета расходов воды по уровням (рис. 6.15, а); 3) увеличение шероховатости русла (при неизменном расходе воды), например, в результате образования на

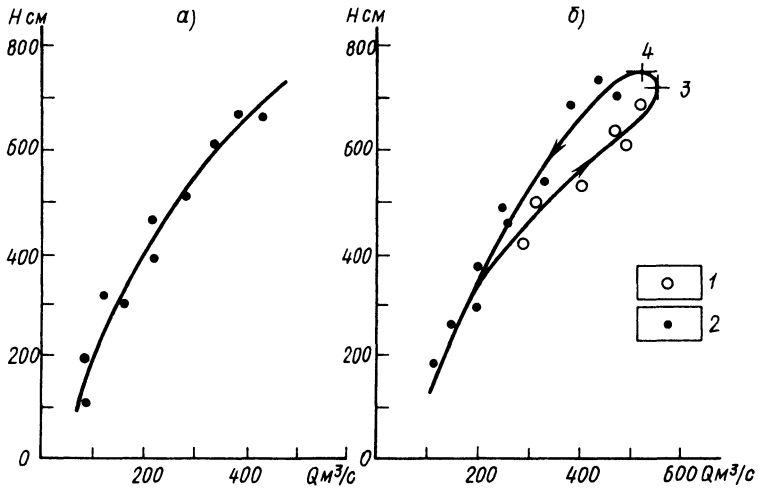


Рис. 6.15. Кривые связи расходов и уровней воды в реке:
 а — однозначная, б — с паводочной петлей; точки измерения: 1 — на подъеме, 2 — на спаде паводка; момент максимума: 3 — расхода, 4 — уровня воды

реке ледяной покрова или зарастания дна и берегов, также приводит к увеличению глубины (и повышению уровня воды); поэтому зимой на реках, покрытых льдом, уровень воды обычно выше, чем летом при тех же расходах воды. На некоторых реках в условиях теплого климата в период бурного развития растительности в руслах уровень воды также стоит выше, чем в другое время при тех же расходах воды.

Если движение речного потока неравномерное, что может быть обусловлено изменением вдоль русла его морфометрических характеристик, то скорость течения будет изменяться вдоль реки. При неизменном расходе воды можно записать

$$\omega_1 v_1 = \omega_2 v_2 = Q = \text{const.} \quad (6.34)$$

Отсюда следует, что увеличение площади поперечного сечения вдоль реки (от створа 1 к створу 2) повлечет за собой уменьшение на

данном участке скорости течения, как, например, в межень на плесе, уменьшение же площади поперечного сечения вдоль реки приведет к увеличению на этом участке скорости течения, как, например, в межень на перекате.

Поперечное равновесие речного потока. На изгибе речного русла (рис. 6.16) центробежная сила приводит к отклонению течения в поверхностных слоях в сторону вогнутого берега, что создает

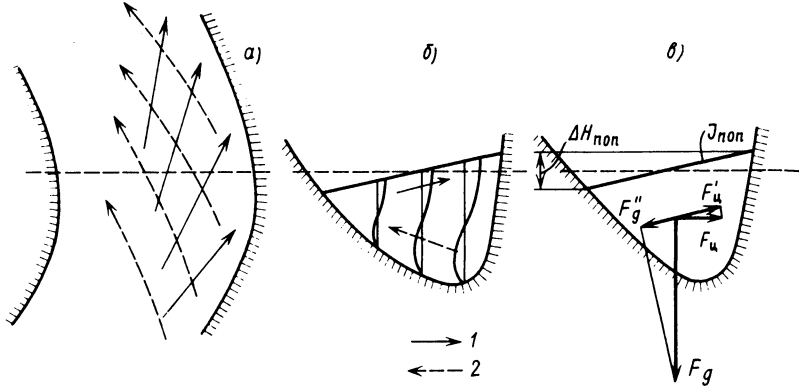


Рис. 6.16. Схема поперечной циркуляции на изгибе речного потока в плане *a* и поперечном разрезе *б* и схема действующих сил *в*:
 1 — поверхностные струи, 2 — придонные струи

поперечный перекося уровня воды. В результате избытка гидростатического давления у вогнутого берега в придонных слоях возникает течение, направленное в сторону выпуклого берега. Складываясь с основным продольным переносом воды в реке, разнонаправленные течения на поверхности и у дна создают спиралевидное движение воды на изгибе речного русла — *поперечную циркуляцию*.

Анализ баланса сил на изгибе речного русла приводит к таким выводам (рис. 6.16, *в*). Поток будет находиться в поперечном направлении в равновесии лишь в том случае, если проекция центробежной силы $F'_{ц}$ на линию, проходящую через центр тяжести поперечного сечения русла параллельно водной поверхности, будет равна поперечной составляющей силы тяжести F''_g , обусловленной поперечным уклоном. Из схемы на рис. 6.15, *в* видно, что $F'_{ц} = F_{ц} \cos \beta$ и $F''_g = F_g \sin \beta = F_g I_{\text{поп}}$. Напомним, что центробежная сила равна $F_{ц} = mv^2/r$, а $F_g = mg$. В приведенных выражениях $I_{\text{поп}}$ — поперечный уклон водной поверхности, v — средняя скорость течения, r — радиус изгиба русла, β — угол наклона уровня. Подставляя эти выражения в уравнение $F'_{ц} = F''_g$, получим $mv^2 \cos \beta / r = mgl_{\text{поп}}$. Считая, что при малой величине угла $\beta \cos \beta \sim 1$, и решая полученное уравнение относительно $I_{\text{поп}}$, найдем

$$I_{\text{поп}} = \frac{v^2}{gr}. \quad (6.35)$$

Эта формула означает, что *поперечный уклон водной поверхности на изгибе речного потока тем больше, чем больше скорость течения и меньше радиус изгиба*. Величина же перекаса уровня между обоими берегами $\Delta H_{\text{поп}}$ равна $I_{\text{поп}} \cdot B$, где B — ширина русла.

6.9.3. Закономерности трансформации паводков

При движении вдоль речного русла паводки (паводочные волны) *трансформируются*. Это проявляется в уменьшении высоты и возрастании продолжительности паводка (что называют *распластыванием паводка*), в уменьшении скорости его перемещения и в изменении формы паводочной волны (рис. 6.17). Эти особенности движения паводка объясняются закономерностями распространения любых волн на воде — гребень волны перемещается быстрее ее подошвы,

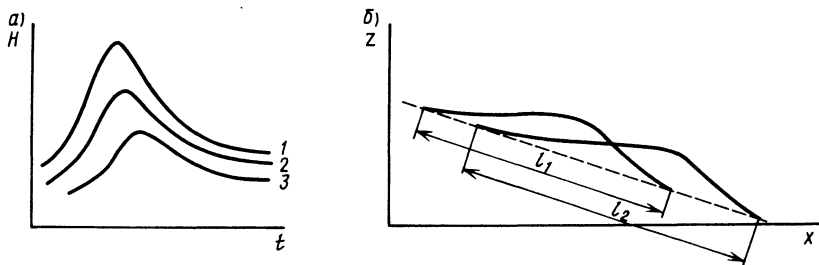


Рис. 6.17. Схема трансформации паводочной волны:
 а — график изменения уровня воды в трех створах, расположенных последовательно вдоль русла; б — продольные профили паводочной волны и ее длины в два последовательных момента времени

влиянием шероховатости русла и выходом паводочных вод на пойму. Скорость перемещения паводочной волны обычно больше скорости движения самой воды в 1,2—1,5 раза.

При перемещении в реках волн паводков (а также и половодья) изменение уровня воды H , расхода воды Q , средней скорости течения v , уклона водной поверхности I происходит несинхронно. Гидравлическими расчетами можно доказать, что в любом створе реки должна наблюдаться следующая последовательность наступления максимальных значений перечисленных характеристик: сначала своего максимума достигает уклон, затем скорость течения, потом наступит максимальное значение расхода воды и лишь после всего максимальной величины достигает уровень воды (пик паводка). Несинхронность наступления максимальных значений расхода и уровня воды во время паводка или половодья предопределяет **неоднознач-**

ность «кривой расходов»: на графике $Q = f(H)$ появляется *паводочная петля* (рис. 6.15,б).

6.10. ДВИЖЕНИЕ РЕЧНЫХ НАНОСОВ

6.10.1. Происхождение, характеристики и классификация речных наносов

Главными источниками поступления наносов в реки служат поверхность водосборов, подвергающаяся эрозии в период дождей и снеготаяния, и сами русла рек, размываемые речным потоком. Эрозия водосборов — процесс очень сложный, зависящий как от эродирующей способности стекающих по его поверхности дождевых и талых вод, так и от противоэрозионной устойчивости почв и грунтов водосбора. Эрозия поверхности водосборов (и поступление ее продуктов в реки) обычно тем больше, чем сильнее дожди и интенсивнее снеготаяние, чем больше неровности рельефа, рыхлее грунты (наиболее легко подвергаются эрозии лёссовые грунты), менее развит растительный покров, сильнее распаханность склонов. Эрозия речных русел тем сильнее, чем больше скорости течения в реках и менее устойчивы грунты, слагающие дно и берега. Часть наносов поступает в русло рек при абразии (волновом разрушении) берегов водохранилищ и речных берегов на широких плесах. *Наносы, слагающие дно рек, называют донными отложениями или аллювием.*

Наибольшую концентрацию наносов (мутность воды) имеют реки с паводочным режимом и протекающие в условиях засушливого климата и легкоразмываемых грунтов. К таким рекам относятся Терек, Амударья, Ганг, Инд, Хуанхэ.

Наиболее важные характеристики наносов следующие: *геометрическая крупность*, выражающаяся через диаметр частиц наносов (D , мм); *гидравлическая крупность*, т. е. скорость осаждения частиц наносов в неподвижной воде (w , мм/с, мм/мин); *плотность частиц* (ρ_n , кг/м³), равная для наиболее распространенных кварцевых песков 2650 кг/м³; *плотность отложений (плотность грунта)* ($\rho_{отл}$, кг/м³), зависящая от плотности частиц и пористости грунта согласно формуле (5.3) (плотность илистых отложений на дне рек обычно составляет в среднем 500—1000 кг/м³, песчаных 1500—1700, смешанных 1000—1500 кг/м³); *концентрация (содержание) наносов в потоке*, которую можно представить как в относительных величинах (отношение массы или объема наносов к массе или объему воды), так и в абсолютных величинах; в последнем случае используют понятие *мутность воды* (s , г/м³, кг/м³), которая вычисляется по формуле

$$s = m/V, \quad (6.36)$$

где m — масса наносов в пробе воды, V — объем пробы воды.

Мутность определяют путем фильтрования отобранных с помощью батометров проб воды и взвешивания фильтров.

По геометрической крупности *наносы делят на фракции*, например, согласно табл. 6.2. В реальных условиях и наносы, переносимые

Т а б л и ц а 6.2. Классификация наносов по размеру частиц (мм)

Градации	Название фракций						
	глина	ил	пыль	песок	гравий	галька	валуны
Мелкие		0,001—0,005	0,01—0,05	0,1—0,2	1—2	10—20	100—200
Средние	< 0,001	—	—	0,2—0,5	2—5	20—50	200—500
Крупные		0,005—0,01	0,05—0,1	0,5—1	5—10	50—100	500—1000

речным потоком, и слагающие донные отложения представляют собой *смесь наносов различной крупности*. Такие отложения классифицируют с учетом преобладающих фракций (илистый песок, песчаный ил и т. д.). Путем так называемого механического анализа в лаборатории определяют, как распределяются по фракциям наносы в любой данной пробе, взятой в реке. Среднюю крупность наносов в такой смеси $D_{\text{ср}}$ определяют по формуле

$$D_{\text{ср}} = \frac{\sum_{i=1}^n D_i p_i}{100}, \quad (6.37)$$

где D_i и p_i — средняя крупность наносов каждой фракции и ее доля по массе (в %) во всей пробе, n — число фракций.

Гидравлическая крупность наносов связана с их геометрической крупностью различно для мелких и крупных частиц.

Ниже приведена гидравлическая крупность частиц при температуре 15° С

Диаметр частиц, мм	1,0	0,5	0,2	0,1	0,05	0,01	0,005	0,001
Гидравлическая крупность, мм/с	100	60	21	8	2	0,08	0,03	0,0008

Наносы крупнее 1,5 мм осаждаются в неподвижной воде с повышенными скоростями по извилистым, винтообразным траекториям (такой режим падения частиц назван *турбулентным*); для этого случая связь гидравлической и геометрической крупности выражается формулой

$$\omega = k \sqrt{\frac{g (\rho_n - \rho) D}{\rho}}, \quad (6.38)$$

где ρ_n и ρ — плотность наносов и воды. Наносы мельче 0,15 мм осаждаются в неподвижной воде медленно и практически по прямой линии (такой режим падения частиц называли *ламинарным*); в этом случае связь ω и D будет иная:

$$\omega = \frac{g(\rho_n - \rho)D^2}{18\rho\nu}, \quad (6.39)$$

где ν — кинематический коэффициент вязкости, зависящий от температуры воды (см. 1.3.4). В диапазоне крупности наносов 0,15—1,5 мм режим осаждения частиц *переходный*, и связь между ω и D описывается более сложными формулами.

Таким образом, для относительно крупных наносов гидравлическая крупность растет пропорционально корню квадратному из их геометрической крупности, а для мелких наносов гидравлическая крупность увеличивается пропорционально квадрату диаметра частиц наносов и уменьшается с возрастанием вязкости воды при уменьшении ее температуры.

По характеру перемещения в реках наносы разделяют на два основных типа — *взвешенные и влекомые*. Промежуточным типом являются *сальтирующие наносы*, движущиеся скачкообразно в придонном слое; наносы этой промежуточной группы условно объединяют с влекомыми.

6.10.2. Движение влекомых наносов

Влекомые наносы — это наносы, перемещающиеся речным потоком в придонном слое и движущиеся скольжением, перекатыванием или сальтацией. Путем влечения по дну перемещаются наиболее крупные частицы наносов (песок, гравий, галька, валуны).

Чтобы оценить влияние различных факторов на движение влекомых наносов, в специальных разделах гидрологии рассматривают условия равновесия лежащей на дне реки частицы диаметром D . В направлении, параллельном дну, на частицу действуют две силы: 1) сила лобового давления текущей воды, стремящаяся сдвинуть частицу и пропорциональная квадрату придонной скорости течения и площади частицы, и 2) противоположно направленная сила трения, удерживающая частицу на дне. Последняя сила пропорциональна весу частицы в воде за вычетом так называемой подъемной силы и зависит от коэффициента трения, характеризующего степень сцепления частицы с дном, т. е. с другими частицами. Анализ баланса перечисленных сил приводит к выражению для так называемой «начальной скорости», при которой частица на дне теряет свою устойчивость:

$$u_{дно0} = a\sqrt{gD}, \quad (6.40)$$

где a — коэффициент, зависящий от плотности частицы и воды, формы частицы, коэффициента трения и др.

Таким образом, критерием начала движения влекомых наносов в реках является условие

$$u_{\text{дно}} > u_{\text{дно}0}, \quad (6.41)$$

где $u_{\text{дно}}$ — фактическая придонная скорость течения.

Из уравнения (6.40) путем возведения обеих частей в шестую степень получим зависимость между «начальной скоростью» и объемом или весом перемещающихся частиц:

$$F_g \sim D^3 \sim u_{\text{дно}0}^6. \quad (6.42)$$

Эта формула получила название *закона Эри*, утверждающего, что вес влекомых наносов пропорционален шестой степени скорости течения. Из формулы Эри следует, что увеличение скорости течения, например, в 2, 3, 4 раза приводит к увеличению веса перемещающихся частиц наносов соответственно в 64, 729, 4096 раз. Это как раз и объясняет, почему на равнинных реках с малыми скоростями течения поток может переносить по дну лишь песок, а на горных с большими скоростями — гальку и даже огромные валуны. Для перемещения по дну песка необходимы придонные скорости течения не менее 0,10—0,15 м/с, гравия — не менее 0,15—0,5, гальки — 0,5—1,6, валунов — 1,6—5 м/с. Средняя скорость потока должна быть еще больше.

Влекомые наносы могут перемещаться по дну рек либо сплошным слоем, либо в виде скоплений, т. е. дискретно. Второй характер движения для рек наиболее типичен. Скопления влекомых наносов представлены донными грядами различного размера (рис. 6.18). Наносы перемещаются слоем по верховому склону гряды и скатыва-

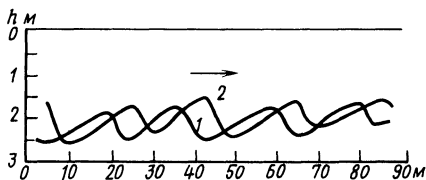


Рис. 6.18. Донные гряды на дне реки в два последовательных момента времени (1 и 2)

ются по низовому склону (его наклон близок к углу естественного откоса) в подвалье гряды. Здесь частицы наносов могут быть «захоронены» надвигающейся грядой и вновь придут в движение лишь

после смещения гряды на всю ее полную длину. О донных грядах как о русловых формах см. в разд. 6.11.

6.10.3. Движение взвешенных наносов

Взвешенные наносы переносятся в толще речного потока. Условием такого перемещения служит соотношение

$$u_z^+ \geq w, \quad (6.43)$$

где u_z^+ — направленная вверх вертикальная составляющая вектора скорости течения в данной точке потока, w — гидравлическая крупность частицы наносов.

Важнейшие характеристики движения взвешенных наносов в реках — это мутность воды s , определяемая по формуле (6.36), и расход взвешенных наносов:

$$R = sQ, \quad (6.44)$$

где R в кг/с, s в кг/м³, Q в м³/с.

Взвешенные наносы распределены в речном потоке неравномерно: *в придонных слоях мутность максимальна и уменьшается по направлению к поверхности, причем для взвешенных наносов более крупных фракций быстрее, для наносов мелких фракций — медленнее* (рис. 6.19).

6.10.4. Сток наносов

Сток наносов реки включает сток взвешенных и сток влекомых наносов, причем главная роль обычно принадлежит взвешенным наносам. Считается, что на долю влекомых наносов приходится в среднем лишь 5—10% суммарного стока наносов рек, причем с увеличением размера реки эта доля, как правило, уменьшается.

Предельный суммарный расход как взвешенных, так и влекомых наносов, которые может при данных условиях переносить река, называют транспортирующей способностью потока $R_{тр}$. Согласно теоретическим и экспериментальным исследованиям $R_{тр}$ зависит прежде всего от скоростей течения и расхода воды:

$$R_{тр} = s_{тр}Q = k \frac{v^3}{gh_{ср}w} Q, \quad (6.45)$$

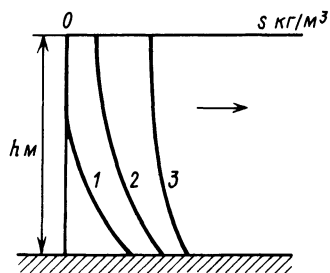


Рис. 6.19. Типичное распределение мутности воды по глубине речного русла при крупности взвешенных наносов: 1 — наибольшей, 2 — средней, 3 — наименьшей

где $s_{тр}$ — мутность воды, соответствующая транспортирующей способности потока, v — средняя скорость потока, $h_{ср}$ — его средняя глубина, ω — средняя гидравлическая крупность частиц наносов. В Советском Союзе и за рубежом предложено много разных формул вида (6.45). При этом мутность воды $s_{тр}$, соответствующую транспортирующей способности потока (т. е. предельно возможную мутность при данных гидравлических условиях), часто выражают как функцию средней скорости течения: $s_{тр} = av^n$, где a и n — параметры, причем n изменяется от 2 до 4.

В реальных условиях фактический расход наносов в реке и транспортирующая способность потока могут не совпадать, что и становится причиной русловых деформаций.

Сток наносов реки (прежде всего взвешенных наносов) обычно рассчитывают по построенным на основе измерений связям расхода воды и расхода взвешенных наносов $R = f(Q)$. У такой связи имеются две важные особенности: она **нелинейна**, причем R растет быстрее, чем Q ; очень приближенно эту зависимость иногда можно записать в виде степенного уравнения:

$$R = kQ^m, \quad (6.46)$$

где, по Н. И. Маккавееву, $m = 2 \div 3$; очень часто связь между R и Q оказывается **неоднозначной (петлеобразной)**. Это объясняется несовпадением изменения в реках расходов воды и расходов наносов во времени (рис. 6.20). Максимальная мутность воды в реках (и максимальные расходы наносов тоже) обычно опережает максимум расхода воды и отмечается на подъеме половодья или паводка. В это время идет наиболее активный смыв грунтов с поверхности водосбора.

С помощью графика связи $R = f(Q)$ по известным средним

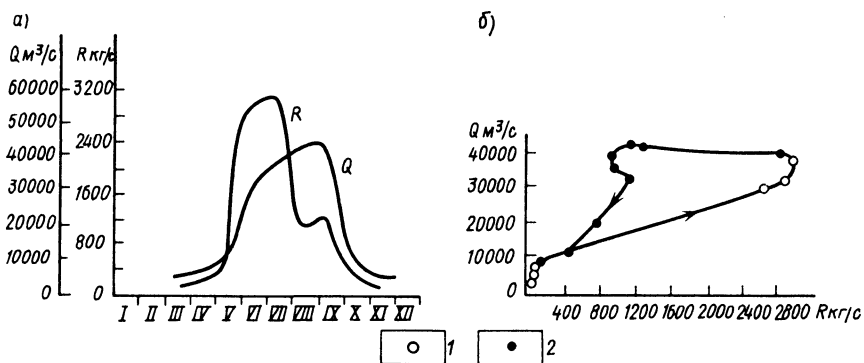


Рис. 6.20. Типичные графики изменения расхода воды и взвешенных наносов a и связи между ними b :

1 — подъем половодья, 2 — спад половодья

суточным значениям Q легко определить и соответствующие величины R . Средние расходы наносов за любой период \bar{R} определяют точно так же, как и средние расходы воды (см. формулы 6.18—6.19).

Сток наносов рассчитывают по формуле, аналогичной (6.20):

$$W_n = \bar{R} \Delta t, \quad (6.47)$$

где W_n в кг, средний расход наносов R в кг/с, интервал времени Δt в с. Сток наносов чаще удобнее представить не в килограммах, а в тоннах или даже в миллионах тонн. В этих случаях применяют формулы

$$W_n(\text{т}) = \bar{R} \Delta t \cdot 10^{-3}, \quad (6.48)$$

$$W_n(\text{млн. т}) = \bar{R} \Delta t \cdot 10^{-9}. \quad (6.49)$$

Если речь идет о годовых величинах, то вместо (6.49) записывают

$$W_n(\text{млн. т}) = \bar{R} \cdot 31,5 \cdot 10^3. \quad (6.50)$$

Модулем стока наносов называют сток наносов в тоннах с 1 км² площади водосбора:

$$M_n = W_n/F. \quad (6.51)$$

Для годовых величин стока наносов получим M_n в т/км²:

$$M_n = \bar{R} \cdot 31,5 \cdot 10^3/F. \quad (6.52)$$

Модуль стока наносов характеризует эрозионную деятельность речных потоков (напомним, однако, что фактическая денудация в бассейнах рек во много раз больше модулей стока наносов, рассчитанного только что описанными способами, так как огромное количество смытых со склонов наносов не попадает в реки, а отлагается у подножья склонов, в устьях балок, оврагов, малых притоков, на поймах).

Модуль стока взвешенных наносов и средняя мутность воды рек, так же, как и модуль стока воды, неравномерно распределены по территории. Так, на севере европейской территории СССР (тундра, лесная зона) он часто не превышает 1—2 т/км² в год, в северной и западных частях Европейской равнины повышается до 10—20 т/км². На юге европейской территории СССР он достигает 50—100 т/км², а в ряде районов Кавказа — даже 500 т/км² в год. Для бассейнов некоторых рек мира модуль стока взвешенных наносов составляет: для Дуная — 80 т/км², Терека — 370, Инда — 458, Хуанхэ — 2200 т/км² в год. Мутность рек также довольно закономерно распределяется по территории. Так, например, средняя годовая мутность рек на севере европейской части СССР весьма невелика — 10—50 г/м³, в бассейнах Оки, Днепра, Дона увеличивается до 150—500 г/м³, на Северном Кавказе иногда превышает 1000 г/м³.

Из суммарного годового стока наносов всех рек мира (15 700 млн. т) наибольшая доля приходится на Ганг с Брахмапутрой (2180 млн. т), Хуанхэ (1640 млн. т), Амазонку (900 млн. т), Янцзы (480 млн. т.). Среди наиболее мутных рек на планете — Хуанхэ (средняя годовая мутность воды более 30 кг/м³), Инд, Ганг, Янцзы, Амударья, Терек (более 2 кг/м³).

6.11. РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

6.11.1. Физические причины и типизация русловых процессов

Русловые процессы — это постоянно происходящие изменения морфологического строения речного русла и поймы, обусловленные действием текущей воды. Русловые процессы проявляются во взаимодействии потока и русла реки. Конкретные проявления русловых процессов в виде изменения положения и размеров русла, поймы и отдельных русловых образований, т. е. в виде размыва или намыва дна и берегов, называют *русловыми деформациями*.

Русловые образования, подвергающиеся деформациям, — это скопления наносов, создающие характерные формы рельефа речного русла и поймы разного размера — микро-, мезо- и макроформы. К *микроформам* относятся перемещающиеся в русле донные гряды, размеры которых меньше глубины русла. *Мезоформы* — это также состоящие из наносов гряды, но более крупного размера, соизмеримые уже с поперечными размерами самого русла. К мезоформам относятся *речные перекаты, осередки, небольшие острова*. *Макроформами* называют крупные, морфологически однородные участки речного русла, представленные относительно прямолинейными участками, извилинами (излучинами; меандрами), системами русловых и пойменных разветвлений, участками так называемого разбросанного русла (рис. 6.4). Русловые процессы неразрывно связаны с переносом в речном потоке наносов, в основном — влекомых. Иногда даже говорят, что русловые процессы — это форма перемещения влекомых наносов.

Изучение русловых процессов имеет большое практическое значение, так как от характера и интенсивности русловых деформаций зависит работа водного транспорта, эксплуатация водозаборных сооружений, мостовых переходов, дюкеров газо- и нефтепроводов через реки и т. д.

Физической причиной русловых деформаций является нарушение баланса наносов на тех или иных участках речного русла. Изменение расхода наносов вдоль потока должно неизбежно сопровождаться русловыми деформациями: при увеличении расхода наносов вдоль реки должен происходить *размыв русла (эрозии)*, при уменьшении расхода наносов вдоль реки — *намыв русла (аккумуляция наносов)*. Весьма характерны изменения соотношения между фактическим расходом наносов и транспортирующей способностью потока, о кото-

рой речь шла в разделе 6.9. При $R > R_{тр}$ должны происходить отложение наносов и намыв дна, при $R < R_{тр}$ — наоборот, размыв дна.

По направленности русловые деформации подразделяются, таким образом, на два вида: размыв (эрозия) и намыв (аккумуляция наносов). Русловые деформации подразделяют также на вертикальные, когда происходят изменения отметок дна русла, и горизонтальные, когда наблюдаются поперечные смещения русла. Обычно эти два вида русловых деформаций происходят одновременно, но в некоторых случаях преобладают первые, в некоторых — вторые.

Русловые деформации и русловые процессы подразделяют также на два типа: периодические (знакопеременные, обратимые) и направленные (необратимые). К периодическим русловым деформациям относят такие изменения русла, которые неоднократно повторяются и после которых русло возвращается приблизительно в первоначальное положение. Это русловые деформации при движении донных гряд, развитии излучин и т. д. Направленные русловые деформации проявляются в виде односторонних изменений русла, например при однонаправленном размыве или намыве.

6.11.2. Микроформы речного русла и их изменения

Если в гидравлическом лотке, дно которого выстлано ровным слоем песка, постепенно увеличивать расход воды, то после достижения скоростями течения некоторых значений наносы придут в движение. Поскольку распределение скоростей течения в турбулентном потоке крайне неравномерно, неравномерно и движение этих наносов. В результате формируются небольшие донные гряды — *рифели*. По мере увеличения скоростей течения высота движущихся рифелей постепенно возрастает и образуются *донные дюны*. При дальнейшем увеличении скоростей течения может произойти разрушение дюн: наступит так называемая *гладкая фаза движения влекомых наносов*. Наконец, при очень больших скоростях течения возникают *песчаные стоячие волны*, а затем *ангидюны*, которые перемещаются вверх по течению.

Русловые деформации при движении всех описанных выше микроформ (донных гряд) обратимы: после смещения гряды на всю ее длину дно потока в этом месте приобретает первоначальные отметки. Пример перемещения гряд в реках был показан на рис. 6.18. Скорость смещения микроформ на реках обычно не превышает нескольких метров в сутки.

Высота донных гряд может изменяться от нескольких сантиметров до 4—6 м. На некоторых реках размеры гряд соизмеримы с глубиной русла. Обычно гряды меньшего размера накладываются на гряды большего размера, создавая целую «иерархию» микроформ речного русла.

Переход от одного вида микроформ к другому происходит, как показали экспериментальные исследования, с увеличением как числа Фруда v^2/gh , так и отношения скорости течения к гидравлической крупности частиц наносов v/ω , т. е. степени подвижности наносов.

6.11.3. Мезоформы речного русла и их изменения

Наиболее типичным видом мезоформы речного русла является *крупная русловая гряда — перекат* (рис. 6.21). Перекаты вместе с расположенными между ними понижениями — *плесами* образуют на реках *систему плес — перекат*. Эти системы, как и другие русловые формы, медленно смещаются вдоль русла; этот процесс сопровождается обратимыми русловыми деформациями. Скорость смещения систем обычно не превышает нескольких сотен метров в год.

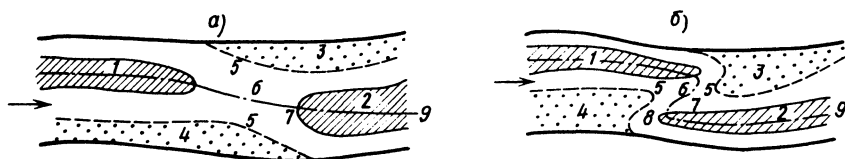


Рис. 6.21. Схемы перекаатов:

а — нормального, б — перекошенного; 1 — верхняя, 2 — нижняя плесовые лощины, 3 — нижний (лево-), 4 — верхний (правобережный) побочни переката, 5 — корыто, 6 — гребень, 7 — подвалье переката, 8 — затонская часть нижней плесовой лощины, 9 — линия наибольших глубин

Наиболее характерными элементами системы плес — перекат являются верхняя и нижняя *плесовые лощины* и *верхний* и *нижний* (или лево- и правобережный) *побочни переката* (см. рис. 6.21). Перекат представляет собой крупную русловую гряду, пересекающую русло под углом 20—30°. Верхний по течению склон гряды более пологий, низовой откос (*подвалье переката*) — более крутой. Наиболее мелкие части гряды — *прибрежные отмели* — носят название *побочней*. Наиболее глубокая часть переката между смежными плесовыми лощинами называется *корытом переката*. Через нее и проходят линия наибольших глубин и фарватер. Наиболее мелководный участок фарватера над перекатом называется *гребнем переката*.

Перекааты по своему строению бывают трех видов: *перевалы* — перекааты с плавными и небольшими изменениями отметок дна без резко выраженного подвалья, *нормальные* — перекааты с хорошо выраженным подвальем, но без резкого искривления фарватера (рис. 6.21, а), *перекошенные (сдвинутые)* — перекааты с резким искривлением фарватера (рис. 6.21, б). Те перекааты, которые вследствие либо малых глубин на гребне, либо сильного искривления фарватера создают препятствие судоходству, называют *лимитирующими*.

Наибольшая скорость перемещения характерна для перекаатов на прямолинейных участках русла. Она возрастает с уменьшением крупности наносов. По данным Р. С. Чалова, скорость смещения

побочной перекатов на реке Вычегде составляет 25—250 м/год, Лене — до 800, Амударье — до 1000 м/год.

Для большинства перекатов с песчаным дном характерны довольно своеобразные сезонные изменения отметок дна. На подъеме половодья происходит намыв переката, на спаде половодья и в межень — размыв. Размыв переката объясняется возрастанием уклонов водной поверхности и сопутствующим увеличением скоростей течения. Напомним, что в целом в период половодья уклоны на перекате меньше, чем в межень (разд. 6.3.6). Для плесов характерны, наоборот, размыв в половодье и намыв в межень.

Другой вид мезоформ речного русла — *осередки* — подвижные, не соединенные (в отличие от побочной перекатов) с берегами и не заросшие растительностью отмели. Осередки часто возникают на перекатах, вызывая разделение фарватера на его гребне на две ветви.

6.11.4. Макроформы речного русла и их изменения

В относительно прямолинейных руслах (см. рис. 6.4, а) вниз по течению смещаются как мезоформы (перекаты, осередки), так и микроформы (донные гряды различного размера). Во многих случаях смещающиеся побочные перекаты предохраняют коренные или пойменные берега прямолинейного русла от размыва.

Весьма своеобразны *русловые деформации в извилистых (меандрирующих) руслах* (см. рис. 6.4, б). Такие деформации представляют собой циклические процессы постепенного увеличения извилистости русла благодаря размыву его берегов, развороту и смещению излучин (меандров), завершающиеся прорывом перешейка со спрямлением русла (рис. 6.22). Затем процесс развития излучин повторяется. Важно отметить, что описанный процесс сопровождается изменением уровней воды на участке реки: с увеличением извилистости он постепенно повышается, а в результате спрямления русла после прорыва перешейка — резко понижается.

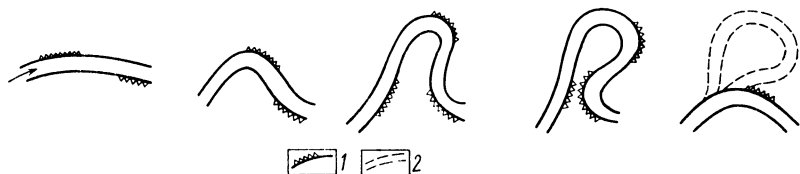


Рис. 6.22. Схема смещения и изменения формы излучины:
1 — участок размыва берега, 2 — старица

В излучинах находятся системы глубоких (плесы) и мелких участков (перекаты). Плесы обычно приурочены к участкам русла с наибольшей кривизной, перекаты — к прямым (переходным) участкам.

ткам русла между смежными излучинами. Эти образования на извилистых участках русла более стабильны в своем положении, чем на относительно прямолинейных участках русла.

Смещение и искривление излучин сопровождается значительными горизонтальными русловыми деформациями. Наибольшие размывы (достигающие десятков метров в год) приурочены к вогнутым берегам на изгибе русла, где в потоке возникает поперечная циркуляция (разд. 6.8).

В процессе развития излучин происходит обмен наносами между руслом и поймой. Нередко и сама пойма формируется в результате образования излучин, их смещения и прорыва. На поймах часто остаются следы бывших участков русла — *старницы*.

Своеобразные русловые деформации наблюдаются в *руслах, разветвленных на рукава* (см. рис. 6.4, в). Различают пойменную и русловую многорукавность. Пойменные рукава обычно более стабильны по сравнению с внутрирусловыми. При русловой многорукавности в пределах русла находятся *упорядоченные острова*: либо одиночные острова, либо закономерные цепочки островов, расположенные в шахматном порядке или тяготеющие к одному из берегов.

Как пойменным, так и внутрирусловым рукавам свойственны два взаимосвязанных процесса: перераспределение стока воды и наносов между водотоками и отмирание (заиление) или активизация (размыв) этих водотоков. Рукава, увеличивающие свой сток, активизируются, уменьшающие — отмирают или теряют свою активность.

И наконец, необходимо упомянуть русловые деформации в так называемых *разбросанных руслах* (см. рис. 6.4, г). В руслах этого типа вниз по течению перемещаются многочисленные неупорядоченные и весьма подвижные отмели — осередки и острова разного размера. Разбросанные русла очень неустойчивы и изменчивы. Обычно они наблюдаются на реках с повышенными скоростями течения, с мелкими и очень подвижными наносами (на Тереке, Амударье).

6.11.5. Деформации продольного профиля русла

Продольный профиль речного русла испытывает наибольшие деформации при направленных (необратимых) русловых процессах. *Характер и направленность деформаций продольного профиля русла зависит от изменения факторов, определяющих так называемый выработанный продольный профиль*. Уклон в каждой точке такого профиля I_0 зависит от трех основных факторов: стока воды, характеризующего средним многолетним расходом воды Q , средним содержанием в потоке наносов s , средней крупностью наносов, лежащих на дне, D . Связь перечисленных факторов весьма приближенно может быть записана в виде уравнения

$$I_0 = KQ^x s^y D^z, \quad (6.53)$$

где $x \sim -1/9$, $y \sim 2/3$, $z \sim 1/18$.

Если бы мутность воды и крупность наносов вдоль реки не изменялись, то единственным фактором, определяющим крутизну выработанного продольного профиля, был бы расход воды. Поскольку он неуклонно увеличивается от истока к устью реки, а связь уклона с расходом воды на разных участках реки согласно (6.53) обратная, крутизна продольного профиля от истока к устью должна уменьшаться, что и наблюдается в действительности. Формула (6.53) позволяет качественно оценить влияние на вертикальные деформации продольного профиля реки изменения определяющих факторов. Увеличение стока воды и уменьшение содержания в воде наносов должно привести к увеличению крутизны продольного профиля и к его понижению, что может произойти лишь в результате врезания русла. Уменьшение стока воды и увеличение мутности должно привести к уменьшению крутизны продольного профиля и его повышению, что может быть лишь при отложении наносов.

Отмеченные процессы понижения и повышения продольного профиля происходили на многих реках как реакция на вековые изменения их водности. Свидетельством врезания русел в многоводные периоды являются *речные террасы*.

Своеобразные деформации продольного профиля происходят *при изменении главного базиса эрозии* (уровня приемного водоема, в который впадает река). Повышение уровня приемного водоема сопровождается отложением наносов и повышением продольного профиля, а понижение уровня приемного водоема — размывом русла и опусканием продольного профиля. Однако бывают и исключения: при очень малом уклоне обнажающегося дна водоема при снижении его уровня возможно не врезание, а отложение наносов и повышение продольного профиля. Такие процессы наблюдались в устьях некоторых рукавов дельты Волги в период падения уровня Каспийского моря, в устьях некоторых рек, впадающих в оз. Севан, в период быстрого снижения его уровня.

Необратимые русловые деформации происходят выше и ниже гидроузлов на реках (рис. 6.23). В верхнем бьефе (выше плотины) обусловленное подпором уменьшение транспортирующей способности потока приводит к возникновению соотношения $R > R_{тр}$, что сопровождается отложением наносов, т. е. *заилением и занесением водохранилища* (см. разд. 8.7). В нижнем бьефе (ниже плотины) в результате уменьшения расхода наносов (часть их отложилась в водохранилище) и некоторого увеличения транспортирующей способности потока складывается соотношение $R < R_{тр}$, что ведет к размыву дна и понижению продольного профиля реки. Непосредственно вблизи плотины находится участок *местного размыва*, глубина которого иногда достигает десятков метров. На более протяженном участке ниже плотины отмечается *общий размыв*, который по мере восстановления нагрузки потока наносами постепенно затухает

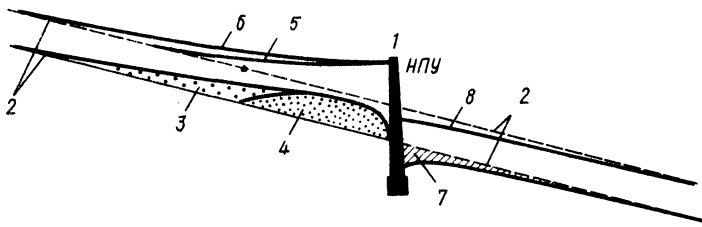


Рис. 6.23. Схема заилиenia и занесения верхнего бьефа и размыва нижнего бьефа гидроузла:

1 — плотина, 2 — уровень воды и дно реки до сооружения водохранилища, 3 — тело занесения водохранилища крупными наносами, 4 — тело заилиenia водохранилища мелкими наносами, 5 — подпорный уровень воды (НПУ) в водохранилище после сооружения плотины, 6 — то же после заилиenia и занесения части водохранилища, 7 — разрыв русла в нижнем бьефе, 8 — уровень воды в нижнем бьефе после размыва

вниз по течению. Длина участка общего размыва ниже плотин может достигать десятков и сотен километров.

Все упомянутые выше процессы вертикальных деформаций продольного профиля речного русла проявляются не только в изменениях отметок дна, но и в сопутствующих им изменениях уровней воды.

6.11.6. Устойчивость речного русла

Устойчивость речного русла, т. е. степень его противодействия размыву, тем больше, чем меньше скорость течения и соответственно меньше размывающая способность потока и чем больше сопротивляемость русла размыву, которая определяется крупностью наносов, формирующих дно, связанностью наносов, слагающих берега, закрепляющим влиянием растительности на берегах, искусственными защитными мероприятиями и т. д.

Устойчивость русла можно охарактеризовать количественно, сопоставляя факторы, препятствующие и благоприятствующие размыву. Одним из таких количественных показателей служит коэффициент устойчивости русла В. М. Лохтина:

$$K_{\text{л}} = D / \Delta H, \quad (6.54)$$

где D — крупность донных наносов в мм, ΔH — падение уровня, м/км. Повышению устойчивости русла и увеличению коэффициента $K_{\text{л}}$ способствуют увеличение крупности частиц наносов и уменьшение скоростей течения, косвенной характеристикой которых служит величина падения. По Лохтину, устойчивые русла, в которых отсутствует постоянное движение наносов, имеют $K_{\text{л}}$ более 15—20, у относительно устойчивых русел с постоянным перемещением влекомых наносов

$K_L \sim 5$, наконец, у рек с неустойчивым руслом и весьма подвижным дном K_L менее 1—2.

Устойчивые русла характерны для рек, донные отложения которых представлены галечным, галечно-валунным и даже валунно-глыбовым материалом. Русловые деформации на таких реках крайне медленны и невелики по масштабу. Таковы русла рек Алдана, Верхней Лены, Верхнего Енисея, Ангары, Верхней Камы, Чусовой, Белой. Наименее устойчивы речные русла, сложенные мелкопесчаным материалом. К числу таких рек относятся многие реки Средней Азии, например Амударья, с исключительно интенсивными русловыми деформациями. В некоторых случаях на таких реках наблюдается *дейгши* — быстрое разрушение берегов.

6.12. ТЕРМИЧЕСКИЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ РЕК

6.12.1. Тепловой баланс участка реки

Изменения температуры воды в реке влияют на многие важные черты ее гидрологического режима: ледовые явления (лед образуется лишь при снижении температуры воды до 0°C), химические и биологические процессы (от температуры воды зависит, например, растворимость газов, быстрота многих химических реакций, жизнедеятельность организмов и т. д.), перенос взвешенных наносов потоком (гидравлическая крупность мелких частиц зависит от вязкости, а она, в свою очередь, от температуры воды). Температура воды определяет наряду с минерализацией и химическим составом растворенных веществ качество воды. Температура воды — важный показатель при использовании вод в хозяйстве, например в охлаждающих установках, и в быту.

Изменение температуры речной воды — следствие изменения составляющих теплового баланса данного участка реки.

Применим к участку реки общее уравнение теплового баланса для любого водного объекта гидросферы (2.7). Перепишем это уравнение в следующем виде:

$$\Delta \Theta = \Theta_v - \Theta_n + A + B + C, \quad (6.55)$$

где $\Delta \Theta$ — изменение количества тепла в воде за интервал времени Δt , Θ_v — тепло, поступающее вместе с речной водой через верхний створ участка, Θ_n — тепло, уходящее с водой через нижний створ. И Θ_v и Θ_n в единицу времени равны $c_p \rho Q T$, где c_p — удельная теплоемкость воды, ρ — ее плотность, Q — расход воды, T — температура воды. A означает сумму всех компонентов теплообмена через границу «поверхность реки — воздух». Эта сумма включает радиационный баланс этой поверхности R согласно формуле (2.6), приход или расход тепла в процессе теплообмена с атмосферой $\Theta_{\text{атм}}^+$ и $\Theta_{\text{атм}}^-$, тепло, поступившее вместе с атмосферными осадками Θ_x , приход тепла при

конденсации $\Theta_{\text{конд}}$ и расход тепла при испарении воды $\Theta_{\text{исп}}$. B — это сумма всех компонентов теплообмена через границу «вода — грунт»: приток или отток тепла с грунтовыми водами $\Theta_{\text{в}}^+$ и $\Theta_{\text{в}}^-$, приход или расход тепла в процессе теплообмена с грунтами $\Theta_{\text{гр}}^+$ и $\Theta_{\text{гр}}^-$. Величина C объединяет слагаемые, связанные с тепловыми процессами в самом потоке (тепло, получаемое при переходе части кинетической энергии в тепловую, т. е. при диссипации энергии $\Theta_{\text{дис}}$, приход тепла при ледообразовании $\Theta_{\text{лед}}$ и расход при таянии льда $\Theta_{\text{пл}}$). $\Theta_{\text{конд}}$, $\Theta_{\text{исп}}$, $\Theta_{\text{лед}}$, $\Theta_{\text{пл}}$ определяются по формулам (1.11) — (1.12). Приход тепла вследствие диссипации энергии $\Theta_{\text{дис}}$ в единицу времени численно равен затрате механической энергии потока на преодоление сил трения $T = \rho g Q l$, где ρ — плотность воды, g — ускорение свободного падения, Q — расход воды, l — уклон водной поверхности, l — длина участка реки. Обычно $\Theta_{\text{дис}}$ — величина весьма малая, но на реках с большими уклонами может быть соизмерима с величиной теплообмена воды с воздухом. Напомним, что изменение количества тепла $\Delta \Theta$ равно $c_p \rho V \Delta T$, где c_p — удельная теплоемкость воды, ρ — ее плотность, V — объем воды, ΔT — изменение температуры воды за интервал времени Δt .

Выразив $\Delta \Theta$ в (6.55) через $c_p \rho V$, получим, что изменение температуры воды на участке реки за интервал времени Δt будет равно:

$$\Delta T = \frac{\Theta_{\text{в}} - \Theta_{\text{н}} + A + B + C}{c_p \rho V}. \quad (6.56)$$

Наибольшее значение в уравнении теплового баланса имеют члены: A , где важнейшие составляющие — радиационный баланс и теплообмен с атмосферой, и C , который приобретает знак плюс в период ледообразования и минус в период таяния льда. Соотношение составляющих теплового баланса изменяется во времени. Соответственно должна изменяться и температура воды в реке. Так, летом вследствие положительного радиационного баланса и поступления тепла из атмосферы существенно возрастает величина A ; температура воды поэтому должна повышаться. Поздней осенью величина A становится отрицательной, и температура воды понижается. На отдельных участках, где встречаются крупные выходы грунтовых вод, начинает играть роль и член B .

6.12.2. Термический режим рек

Поскольку температура воды в реке, как следует из анализа уравнения теплового баланса участка реки, реагирует на метеорологические факторы (изменения радиационного баланса, температуры воздуха), основная причина **временных изменений температуры воды** в реке — метеорологическая.

В условиях умеренного климата наиболее типичны *сезонные изменения температуры воды в реках* (рис. 6.24). Зимой под ледяным покровом вода у поверхности реки имеет температуру около

0° С. Весной в период повышения температуры воздуха и осенью в период ее понижения изменения температуры воды следуют с некоторым отставанием за изменениями температуры воздуха. Максимальная температура воды по величине меньше максимальной температуры воздуха (например, на реках Подмосковья эти температуры соответственно равны 22—24 и 28—30° С) и наступает несколько позже максимальной температуры воздуха. В связи с тем, что температура воды в реках, как правило, не может приобретать отрицательные значения (переохлаждение речных вод до отрицательных температур без замерзания иногда происходит в случае отсутствия ядер кристаллизации), средняя годовая температура воды в реках заметно выше, чем средняя годовая температура воздуха.

Помимо сезонных колебаний температура воды в реках испытывает и *суточные изменения*, которые также отстают от изменения температуры воздуха. Минимальная температура воды наблюдается обычно в утренние часы, максимальная — в 15—17 часов (максимум температуры воздуха обычно бывает на 1—2 ч раньше). На больших реках суточный ход температуры воды обычно не более 1—2° С, на малых реках он может быть и выше. Суточные колебания температуры воды хорошо выражены на реках, берущих начало из ледников.

Температура речной воды имеет и **пространственные изменения**. Хорошо известно подчиняющееся широтной зональности изменение температуры воды вдоль крупных рек, текущих в меридиональном направлении. У таких рек наибольшее различие температуры воды вдоль реки отмечается в период нагревания. Для больших рек, текущих с юга на север, характерны большие контрасты между температурой воды и воздуха. Часто температура воды в реках изменяется ниже впадения крупных притоков. В летнее время существенно уменьшается температура воды в реках ниже водохранилищ, что объясняется поступлением в нижние бьефы гидроузлов глубинных вод из водохранилищ, имеющих пониженную температуру. Нередко температура воды в реках заметно возрастает в местах сброса отработанных вод промышленными предприятиями и тепловыми электростанциями. В таких случаях говорят о «тепловом загрязнении» речных вод.

По ширине и глубине реки температура воды вследствие турбу-

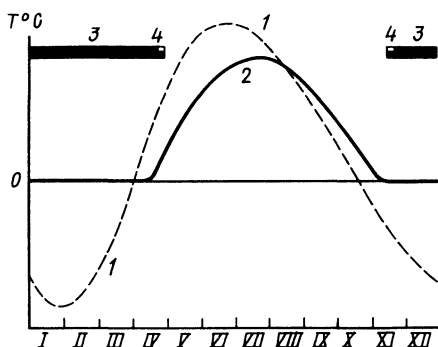


Рис. 6.24. Типичное изменение температуры воздуха (1) и воды (2) для рек умеренного климата:
3 — ледостав, 4 — ледоход

лентного перемешивания изменяется мало. На реках с быстрым течением различия в температуре в разных участках поперечного сечения потока обычно не превышают $0,1^{\circ}\text{C}$, на реках с медленным течением — $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$. Однако иногда можно заметить различия в температуре воды на поверхности и у дна, на стрежне и у берегов. Летом у дна температура немного ниже, чем на поверхности, а у берегов выше, чем в середине реки. Осенью у берегов и на поверхности температура воды оказывается немного ниже, чем в остальной части поперечного сечения потока.

Вместе с текущими водами реки переносят и тепло. Количество теплоты, переносимой речными водами за какой-либо интервал времени, называется *тепловым стоком*. Его можно рассчитать по формуле

$$W_T = c_p \rho T W, \quad (6.57)$$

где W_T — тепловой сток, Дж, за интервал времени Δt , c_p — удельная теплоемкость воды, ρ — ее плотность, T — средняя температура воды, W — сток воды (в м^3) за тот же интервал времени Δt .

6.12.3. Ледовые явления

Все реки по характеру ледового режима делятся на три большие группы: замерзающие, с неустойчивым ледоставом, незамерзающие. Реки в условиях умеренного климата, как правило, зимой замерзают. На таких реках (наиболее интересных с точки зрения изучения ледового режима) выделяют три характерных периода: 1) замерзания, или осенних ледовых явлений; 2) ледостава; 3) вскрытия, или весенних ледовых явлений. Реки в условиях субтропиков замерзают очень редко, в условиях тропического климата — вообще никогда не замерзают.

Замерзание рек. Переход средней суточной температуры воздуха осенью через 0°C служит своеобразным «сигналом» приближающихся ледовых явлений (см. рис. 6.24). Через некоторое время и температура воды снижается до 0°C , и начинаются *ледовые явления*.

Начальная фаза осенних ледовых явлений — *сало*, т. е. плывущие куски ледяной пленки, состоящей из кристалликов льда в виде тонких игл. Сало обычно плывет по реке в течение 3—8 дней. Почти одновременно у берегов, где скорости течения меньше, образуются *забереги* — узкие полосы неподвижного тонкого льда. По мере охлаждения всей толщи воды в ней начинает образовываться *внутриводный лед* — непрозрачная губчатая ледяная масса, состоящая из хаотически сросшихся кристалликов льда. Непременным условием образования внутриводного льда является переохлаждение речной воды и наличие в воде ядер кристаллизации (кристалликов льда, взвешенных минеральных частиц и т. д.). Внутриводный лед, образу-

ющийся на неровностях речного дна, называют *донным льдом*. Скопления внутриводного льда в виде комьев на поверхности или в толще потока образуют *шугу*. Движение шуги по поверхности или в толще реки называется *шугоходом*. К шуге на поверхности реки иногда добавляется битый лед, отрывающийся от заберегов, и *снежура* — скопления только что выпавшего на воду снега.

По мере охлаждения воды начинается образование льда непосредственно на водной поверхности реки вдали от берегов. В процессе образования льдин участвуют скопления сала, шуги и снежуры. Начинается *осенний ледоход*. На больших реках он продолжается 10—12 дней, на малых — до 7 дней.

В период осеннего ледохода русло реки может оказаться забитым шугой и битым льдом. Закупорка русла этой ледяной массой называется *зажором*. Образование зазора сопровождается подъемом уровня воды на вышерасположенном участке реки. Иногда осенний ледоход сопровождается *затором*, т. е. закупоркой русла плывущими льдинами. Как и зажоры, заторы часто происходят на узких участках русла, в местах разделения реки на рукава (например, в дельтах Дуная и Северной Двины).

Ледостав. По мере увеличения числа плывущих льдин и их размера скорость движения ледяных полей уменьшается, и сначала в местах сужения русла, у островов, в мелких рукавах, а затем и на остальных участках русла ледяные поля останавливаются и смерзаются. Этому могут способствовать и заторы. Образуется сплошной ледяной покров — *ледостав* (говорят, что «река стала»). Для малых рек характерно образование ледостава без ледохода — путем расширения и смерзания заберегов.

Некоторые участки реки могут в течение долгого времени, иногда в течение всей зимы, не замерзать. Такие участки называют *полюньями*; они часто бывают в местах с повышенными скоростями течения, например на порогах и быстринах, в нижних бьефах гидроузлов, в местах выхода в реку относительно теплых подземных вод и поступления промышленных и коммунальных стоков. Таким образом, происхождение полюньи может быть как динамическим, так и термическим.

Толщина ледяного покрова на реках в течение зимы постепенно увеличивается. Как указывалось в разд. 2.4, толщина льда может быть определена с помощью уравнения теплового баланса, если допустить, что тепло, образующееся в процессе ледообразования, в точности равно известной величине расхода тепла, например, при выделении в атмосферу. Однако применять такой прием расчета на практике бывает сложно.

Одним из наиболее простых способов оценки нарастания льда на реках служит установление эмпирической связи толщины льда с суммой отрицательных температур воздуха. Такую связь отражают, например, формулы Ф. И. Быдина:

$$h_{\text{л}} = 2 \sqrt{\sum | - T |}, \quad (6.58)$$

$$h_{\text{л}} = 11 \sqrt{\sum | - T |}, \quad (6.59)$$

где $h_{\text{л}}$ — толщина льда в см. В первой из этих формул используется средняя суточная, а во второй — средняя месячная температура воздуха. Необходимо отметить важную роль снежного покрова: чем его толщина больше, тем меньше толщина льда под снегом.

На реках в условиях холодного климата под влиянием гидростатического напора, вызванного стеснением русла мощным ледяным покровом, на поверхность льда может излиться речная вода, замерзнуть и образовать толстый слой вторичного льда — *наледь*.

Вскрытие рек. С наступлением весны ледяной покров на реках начинает разрушаться. На этот процесс влияют солнечная радиация, поступление тепла из воздуха и с теплыми водами, механическое воздействие текущей талой воды.

Сначала начинает таять снег на льду. Талая снеговая вода ослабляет лед. У берегов реки под влиянием начавшегося нагревания грунта и стекания со склонов талых вод, а также повышения уровня в реке образуются прибрежные полосы чистой воды — *закраины*.

Продолжающийся подъем уровня воды в реке вследствие поступления в русло талых вод приводит лед в движение. Сначала это лишь небольшие (в несколько метров) смещения ледяных полей — *подвижки*, а затем ослабленный ледяной покров разбивается на отдельные льдины и начинается *весенний ледоход*.

На текущих с севера на юг больших реках, а также на многих малых реках вскрытие происходит в основном под влиянием термических факторов, несколько опережает волну весеннего половодья и проходит относительно спокойно. Вскрытие рек начинается с низовьев и распространяется вверх по течению. Продолжительность весеннего ледохода на больших реках, текущих с севера на юг (Дон, Днепр, Волга), обычно составляет от 10 до 20 дней.

Более бурно происходит вскрытие на реках, текущих с юга на север. Здесь главным фактором вскрытия становится динамический — воздействие текущих талых вод. Ледоход по времени совпадает с волной половодья, идет очень бурно и часто сопровождается заторами, чему способствует более позднее вскрытие нижних участков рек по сравнению с верхними. Такой характер имеет вскрытие, например, рек Енисея и Лены.

Заторы во время весеннего ледохода часто приводят к значительному повышению уровней воды и даже к наводнениям. Такие явления нередки в низовьях Дуная, Северной Двины, Лены. Во время сильного затора, происходящего на фоне подъема половодья, уровень воды выше и ниже затора изменяется по-разному: выше затора повышается, а ниже его — понижается. Разрушение затора (как

естественное под влиянием напора талых вод или весеннего тепла, так и искусственное, с применением ледоколов или взрывов) часто приводит к образованию *паводочной волны*.

На малых реках ледяной покров часто тает на месте и весеннего ледохода не происходит.

Ледовые явления на реках СССР. Наиболее продолжителен период ледовых явлений на реках Сибири. Замерзание рек в Восточной Сибири и северной части Западной Сибири начинается обычно уже в октябре. В ноябре замерзают реки юга Западной Сибири, Северного Кавказа, Дальнего Востока, севера европейской территории СССР, в декабре — юга европейской части СССР. Реки в советских субтропиках (Риони, Кура) замерзают очень редко. Весенний ледоход на юге европейской части СССР начинается обычно в марте, в центральной части — в апреле, на севере — в мае, в Западной Сибири и на Дальнем Востоке — в мае. В июне вскрываются реки на севере Восточной Сибири.

Таким образом, продолжительность периода зимних ледовых явлений изменяется на разных реках нашей страны практически от нуля до 6—8 месяцев.

Толщина льда на реках СССР также неодинакова. На юге европейской части СССР она обычно не превышает 20—40 см, на севере — 1 м. На реках Сибири толщина льда достигает 1,5—2 м. Малые реки в этом районе нередко промерзают до дна. Иногда перемерзают и крупные реки — Яна, Индигирка.

6.13. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО И ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА РЕК

6.13.1. Гидрохимический режим рек

Речные воды имеют, как правило, сравнительно невысокую минерализацию и относятся к пресным водам. По величине минерализации О. А. Алексин выделяет реки с малой (до 200 мг/л), средней (200—500 мг/л), повышенной (500—1000 мг/л) и высокой (> 1000 мг/л) минерализацией. Большинство рек в условиях избыточного и достаточного увлажнения относятся к первым двум категориям. Так, весьма мала минерализация рек Печоры, Северной Двины, Лены, Яны. Реки в условиях недостаточного увлажнения и засушливого климата (в Казахстане, Средней Азии) могут иметь в межень повышенную и высокую минерализацию. Например, вода р. Эмбы имеет в межень минерализацию более 1500 мг/л.

Минерализация речных вод зависит от характера питания реки. В период преимущественного питания реки талыми, дождевыми, ледниковыми водами минерализация наименьшая. Когда в питании реки начинают большую роль играть подземные воды, минерализация речной воды повышается. Поэтому для многих рек весьма

характерно сезонное изменение минерализации воды: уменьшение в половодье и увеличение в межень, когда река переходит в основном на подземное питание (рис. 6.25, а). Поэтому связь между расходом воды и минерализацией для большинства рек обратна и имеет вид гиперболы (рис. 6.25, б).

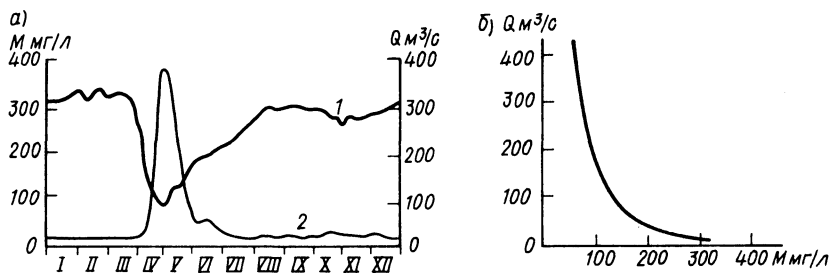


Рис. 6.25. Типичные графики изменения минерализации (1) и расхода воды (2) в течение года (а) и связи минерализации с расходом воды (б)

Произведение расхода воды Q на минерализацию M , выраженную в $\text{кг}/\text{м}^3$ ($1000 \text{ мг}/\text{л} = 1 \text{ кг}/\text{м}^3$), дает расход растворенных солей: $R_{\text{р.с}} = MQ$, имеющий размерность $\text{кг}/\text{с}$, т. е. такую же, как и расход наносов. Изменение расхода растворенных солей в течение года зависит от характера связи Q и M . Например, если такую связь представить в виде гиперболы $M = K/Q^n$, то при $n = 1$ $R_{\text{р.с}} = k$, т. е. расход растворенных солей неизменен. Если $n > 1$, то $R_{\text{р.с}}$ в половодье уменьшается, если $n < 1$, то $R_{\text{р.с}}$ увеличивается. Обычно встречается последний случай.

По аналогии со стоком наносов можно рассчитать и *сток растворенных солей*, или *ионный сток*. Так, годовой сток растворенных солей (в т) равен

$$W_{\text{р.с}} = \bar{R}_{\text{р.с}} \cdot 31,5 \cdot 10^3 = \bar{M} \bar{Q} \cdot 31,5 \cdot 10^3, \quad (6.60)$$

где $\bar{R}_{\text{р.с}}$ — средний годовой расход растворенных солей в $\text{кг}/\text{с}$, \bar{Q} — средний годовой расход воды в $\text{м}^3/\text{с}$, \bar{M} — средняя годовая минерализация воды в $\text{кг}/\text{м}^3$.

По расчетам О. А. Алекина, ионный сток (в млн. т/год) Невы равен 2,87, Печоры — 5,5, Днепра — 8,13, Волги — 46,5. Суммарный ионный сток с территории СССР составляет 384 млн. т/год. Из них 72% выносятся в океан, а остальные 28% — в области внутреннего стока.

Химический состав речных вод в целом весьма однообразен. Эти воды, как правило, относятся к *гидрокарбонатному классу и кальциевой группе*. У большинства рек с малой и средней минерализацией соотношение главных ионов следующее: $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$ и $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$. При повышении минерализации

растет и относительное содержание ионов SO_4^{2-} и Cl^- , а также Na^+ в химическом составе речных вод.

Для рек СССР наряду с увеличением минерализации речной воды от зоны тундры к зоне пустынь в этом же направлении отмечается увеличение содержания ионов SO_4^{2-} и Cl^- и изменение класса вод от гидрокарбонатного к сульфатному и даже к хлоридному.

Реки с водами гидрокарбонатного класса занимают более 85% территории СССР. Реки, воды которых относятся к сульфатному и хлоридному классам, занимают менее 15% территории страны. Ион SO_4^{2-} преобладает в реках засушливых степных районов европейской территории СССР, а также в реках полупустынь Средней Азии и Казахстана. Ион Cl^- преобладает в основном во временных водотоках засушливых районов Средней Азии и Казахстана.

Из микроэлементов в речных водах встречаются бром, иод, медь, цинк, свинец, никель и др. Их концентрация в естественных условиях не превышает 10—30 мкг/л.

Помимо минеральных веществ (ионов солей и микроэлементов) речные воды содержат в растворенном виде органические вещества и неорганические биогенные элементы. Из органических веществ главное место занимают различные гуминовые соединения, среди биогенных веществ наиболее важны соединения азота (нитраты, нитриты, аммоний), фосфора (фосфаты), кремния.

Сток растворенных веществ, таким образом, складывается из ионного стока и стока остальных растворенных веществ. Общий сток растворенных веществ с территории СССР составляет 486 млн. т/год. Из них на долю ионного стока (стока солей) приходится около 80%, стока органических веществ — 16% и на долю стока остальных растворенных веществ остается 4%.

Из газов, растворенных в речных водах, наибольшее значение имеют кислород и диоксид углерода (углекислый газ). Весной и летом содержание кислорода в речной воде наибольшее — до 10—12 мг/л. Зимой под ледяным покровом может ощущаться недостаток кислорода, иногда приводящий к замору рыб. Концентрация CO_2 , наоборот, наибольшая зимой и наименьшая летом.

6.13.2. Гидробиологические особенности рек

Воды, дно и берега рек — среда обитания многих организмов. Как и в других водных объектах, эти организмы подразделяют на планктон, бентос и нектон. Видовой состав живущих в реках организмов весьма разнообразен и зависит от тех природных условий, в которых протекает река.

Планктон рек представлен фитопланктоном, зоопланктоном и бактериями. К фитопланктону относятся, например, диатомовые, зеленые и сине-зеленые водоросли. Максимум развития фитопланктона обычно отмечается летом и в начале осени. К зоопланктону относятся коловратки, низшие ракообразные.

Весьма богат речной бентос. Это личинки насекомых, черви, моллюски, речные раки. На дне и берегах селятся макрофиты: рдест, камыш, роголистник и др. В низовьях рек и особенно в дельтах встречаются густые заросли тростника. На дне рек растут донные водоросли.

Речной нектон представлен в основном рыбами (ихтиофауной), а также некоторыми крупными беспозвоночными. Ихтиофауна рек очень разнообразна, причем многие рыбы имеют промысловое значение. Среди проходных рыб, которые живут в морях, но на нерест идут в реки, необходимо упомянуть прежде всего осетровые (осетр, белуга, севрюга), лососевые (таймень, нельма, омуль, сиг, кета и др.), сельдь, белорыбицу, миногу. К непроходным рыбам, живущим только в реках, относятся: сазан, лещ, стерлядь, щука, окунь, карась, плотва, налим и др. В горных и полугорных реках обитают хариус и форель.

Живут в реках и крупные пресмыкающиеся (черепахи, змеи, в тропических реках — крокодилы) и млекопитающие (водяная выдра, бобр и др.).

6.14. УСТЬЯ РЕК

6.14.1. Факторы формирования, классификация и районирование устьев рек

Устьевая область (устье реки) — это особый географический объект, охватывающий район впадения реки в приемный водоем (океан, море, озеро) и имеющий специфический природный комплекс, структура и формирование которого регулируются устьевыми процессами: взаимодействием и смещением вод реки и приемного водоема, отложением и переотложением речных и частично морских наносов.

Особую специфичность устью реки придает наличие *дельты*. Ее ландшафт весьма своеобразен. Это низменные периодически затопляемые земли, сложная и изменчивая сеть водотоков и водоемов, заросли влаголюбивой растительности, богатая фауна. Устья рек обладают большими природными богатствами (водными, земельными, биологическими) и активно используются народным хозяйством (главные отрасли — водный транспорт, орошаемое земледелие, рыболовство).

Устье реки — это зона взаимодействия реки и приемного водоема, подверженная влиянию как речных, так и морских факторов. Из речных факторов главнейшие — это сток воды и наносов; к числу важнейших морских факторов можно отнести колебания уровня воды (приливные, сгонно-нагонные), соленость морской воды, волнение.

Река оказывает воздействие на приемный водоем, прежде всего опресняя его предустьевое пространство. Морскую границу устьевой области реки выделяют по удаленности в сторону моря в половодье

внешней (мористой) части *зоны смещения речных и морских вод*, где соленость воды приближается к солености вод приемного водоема. Помимо опресняющего воздействия, реки создают в море *зону мутных вод и зону стоковых течений*. Отлагая наиболее крупные наносы, реки часто формируют в своих устьях *дельты*.

Приемный водоем оказывает на реку прежде всего влияние через колебания уровня воды морского происхождения. Верхнюю (речную) границу устьевой области определяют по предельной дальности распространения вверх по реке в межень приливных или нагонных колебаний уровня воды. Кроме того, под воздействием приемного водоема в реке могут возникать обратные течения и в реку проникать осолоненные воды (оба эти явления наблюдаются, как правило, при приливах и нагонах); морское волнение разрушает речные отложения.

Чем больше сток воды, тем сильнее воздействие реки на режим ее устьевой области, тем относительно слабее воздействие морских факторов; чем больше сток наносов, тем активнее идет в устье реки формирование дельты. Наоборот, чем больше приливы, нагоны и активнее морское волнение, тем сильнее влияние моря на устьевую область и больше разрушающее воздействие морских факторов на дельту.

Устьевую область реки подразделяют на две части — *устьевой участок реки* (включающий дельту, если она есть), где преобладает речной гидрологический режим, но активно влияет море, и *устьевое взморье*, где преобладает морской гидрологический режим, но активно влияет река. Устьевой участок реки и устьевое взморье разделяются *морским краем дельты*, а при отсутствии дельты — вершиной лимана, лагуны, эстуария.

Устьевой участок реки может быть одорукавным (бездельтовым) и мало- или многорукавным (дельтовым). Устьевое взморье может быть полузакрытым (узкий залив, лиман, лагуна, эстуарий) и открытым, а также приглубым и отмелым. По характеру устьевого участка реки и устьевого взморья все устьевые области рек подразделяются на несколько типов и подтипов (рис. 6.26, табл. 6.3).

Схема типов устьев рек на рис. 6.26 служит одновременно и схемой эволюции устьев рек. По мере заполнения (выполнения) речными наносами устьевого взморья изменяется и тип устья реки. Схем таких изменений может быть четыре:

Ia → IIIa → IV (выполнение речными наносами лимана, а затем выдвижение дельты на открытое устьевое взморье);

Iб → IIIб → IV (выполнение речными наносами лагуны, а затем выдвижение дельты на открытое устьевое взморье);

Iв → IIIв → IV (выполнение речными наносами эстуария, а затем выдвижение дельты на открытое устьевое взморье);

II → IV (выдвижение дельты на открытое устьевое взморье).

Таким образом, в своем развитии устьевая область реки может

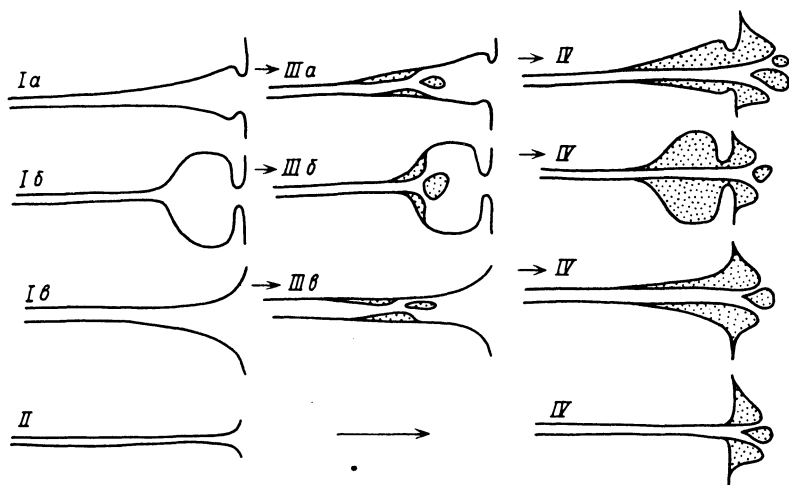


Рис. 6.26. Типы устьевых областей рек. Номера типов см. в табл. 6.4, стрелками показаны смена стадий развития устья реки и изменение его типа

Т а б л и ц а 6.3. Типизация устьевых областей рек в зависимости от типа устьевого участка реки и устьевого взморья

Устьевой участок реки, тип	Устьевое взморье		Устьевая область реки		
	тип	подтип	группа	тип	подтип
Однорукавный (бездельтовый)	Полузакрытое	Узкий залив, лиман, губа	Бездельтовая	I полузакрытая бездельтовая	I-а лиманная
		Лагуна			I-б лагунная
Эстуарий		I-в эстуарная			
	Открытое	—		II открытая бездельтовая	—
Мало- или много-рукавный (дельтовый)	Полузакрытое	Узкий залив, лиман, губа	Дельтовая	III полузакрытая дельтовая (с дельтой выполнения)	III-а лиманно-дельтовая
		Лагуна			III-б лагуно-дельтовая
		Эстуарий			III-в эстуарно-дельтовая
	Открытое	—		IV открытая дельтовая (с дельтой выдвижения)	—

пройти три стадии: 1) бездельтовую; 2) формирования дельты выполнения (залива, лимана, лагуны, эстуария); 3) формирования дельты выдвигения на открытом морском побережье. Все современные устья рек находятся в одной из упомянутых стадий и, соответственно, относятся к одному из приведенных выше типов и подтипов.

Переход от одной стадии к другой (так же, как и от одного типа к другому) определяется прежде всего интенсивностью выполнения речными наносами морских заливов или затопленных долин, образовавшихся 5—6 тыс. лет тому назад после прекращения последнего послеледникового значительного повышения уровня Мирового океана. Интенсивность же выполнения наносами этих акваторий зависит, в свою очередь, от величины стока наносов реки, емкости залива (лимана, лагуны, эстуария) и противодействующего формирования дельты влияния морских приливов, нагонов, волнения. Так, устья таких рек, как Южный Буг, Мезень, Кулой, Темза, еще находятся в первой стадии (бездельтовое устье) и относятся к типам I-а или I-в. Эти устья отличаются малым стоком наносов реки, а также активным воздействием моря. Устья рек Днепра, Оби, Енисея находятся во второй стадии (формирования дельты выполнения заливов) и относятся к типам III-а и III-в. Наконец, устья таких рек, как Миссисипи, Лена, Дунай, Хуанхэ, По, уже прошли первые две стадии и находятся в третьей стадии (формирования дельты выдвигения) и относятся к типу IV. Все эти устья характеризуются относительно повышенным стоком наносов реки и слабым воздействием морских факторов.

6.14.2. Особенности гидрологического режима устьевого участка реки

Особенности речного режима на устьевом участке реки проявляются прежде всего в довольно быстром распластывании волн половодья и паводков. Если на верхней границе устьевой области величина колебаний уровня воды приблизительно такая же, как и в целом в низовье реки, т. е. может достигать и даже превышать 10 м, то вблизи моря величина колебаний уровня, обусловленных речным стоком, обычно не превышает 0,3—0,4 м.

Если в устье реки имеется дельта, то важной особенностью ее является периодическое затопление водами половодья и распределение и перераспределение стока по ее рукавам.

Особенности проявления морского режима на устьевом участке реки заключаются в распространении на некоторое расстояние волн приливов и нагонов. По мере распространения вверх по реке они постепенно затухают. Предельная дальность распространения приливов и нагонов тем больше, чем больше их величина в море и меньше обусловленный речным стоком уклон водной поверхности в реке.

Приливы и нагоны на больших реках (а чем больше река, тем меньше уклон ее водной поверхности) могут распространяться на огромные расстояния. Так, приливы проникают на Северной Двине

на 140 км, Печоре — 180, Миссисипи — 400, Меконге — 500, Янцзы — 600, на Амазонке — на 800—1000 км. Дальность распространения нагонов в устье Дона 150 км, Оби — 360, Миссисипи — 500, Енисея — 830 км.

Важной чертой проявления морского режима на устьевом участке служит проникновение в реку осолоненных вод. Возможны три типа смешения речных и морских вод на устьевом участке реки: полное перемешивание, частичное перемешивание, стратифицированное состояние («клин соленых вод»). Чем больше приливы или нагоны и меньше сток воды реки, тем сильнее перемешивание речных и морских вод. Соленые воды проникают в устье реки тем дальше, чем больше глубина русла и плотность (соленость) морской воды и меньше расход речных вод. Этот вывод подтверждает известный факт, что после углубления речного русла в устье реки для судоходства дальность проникновения соленых вод в реку резко увеличивается (это явление отмечено в устьях Дуная, Миссисипи, Яны и др.). В межень соленые воды распространяются, например, вверх по Северной Двине на 40 км, по Миссисипи — на 240 км.

6.14.3. Особенности гидрологического режима устьевого взморья

В целом для устьевого взморья характерен морской режим, свойственный прибрежной зоне моря. Здесь хорошо выражены ветровые и приливные течения, волновые процессы.

Наиболее сильное **влияние реки** на устьевое взморье сказывается в той зоне, где с удалением от берега увеличивается соленость воды и уменьшается скорость стоковых течений. На устьевом взморье на очень коротком участке вода из пресной трансформируется в соленую; при этом очень резко изменяется и химический состав воды: из гидрокарбонатного класса и кальциевой группы она переходит в хлоридный класс и натриевую группу.

По мере затухания скоростей течения речной поток на взморье постепенно теряет способность перемещать наносы и они отлагаются, причем ближе к выходу рукава отлагаются более крупные наносы, а дальше все более и более мелкие. Сказанное объясняет, во-первых, физическую причину отложения наносов в устье реки, а во-вторых, естественную сортировку речных наносов при впадении речного потока в водоем.

Отложение речных наносов в устье водотока ведет к формированию весьма характерной отмели — *устьевого бара*, являющегося начальным элементом, из которого формируется дельта. Зона отложения речных наносов постепенно смещается в сторону моря. Этот процесс приводит к выдвиганию дельты в море и называется *устьевым удлинением*. В устьях рек с большим стоком наносов интенсивность устьевого удлинения может быть очень велика. Так, отмечены случаи выдвигания дельты Амударьи в Аральское море со скоро-

стью 4 км/год. Величина ежегодного слоя отложения речных наносов на морском склоне устьевого бара может на приглубом взморье достигать 10—15 м.

6. 15. НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ РЕК. ВЛИЯНИЕ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА РЕЖИМ РЕК

6.15.1. Народнохозяйственное значение рек и типизация хозяйственных мероприятий, влияющих на речной сток

Реки широко используются многочисленными и разнородными водопотребителями и водопользователями. Во многих районах мира реки — главные источники используемых в хозяйстве вод. Так как о народнохозяйственной роли рек уже говорилось выше, перечислим лишь основных потребителей и пользователей речных вод. Это промышленность, тепловая и атомная энергетика, коммунальное хозяйство, орошаемое земледелие (водопотребители), гидроэнергетика, речной транспорт, рыбное хозяйство (водопользователи).

Речной сток — главный элемент возобновляемых водных ресурсов. Поэтому практически любое использование вод в народном хозяйстве сказывается на режиме рек. Например, забор подземных вод в большинстве случаев рано или поздно должен отразиться на режиме рек, связанных с грунтовыми водами.

Влияют на речной сток и многочисленные виды хозяйственной деятельности в речных бассейнах, на первый взгляд с реками непосредственно и не связанные. В этом проявляется важная роль природных вод как индикаторов состояния природной среды в целом.

Все хозяйственные мероприятия, оказывающие влияние на речной сток, можно подразделить на две большие группы. К первой группе относятся те виды хозяйственной деятельности, которые не связаны непосредственно с забором воды из рек и преобразованием режима самих рек. Эти мероприятия влияют на сток рек косвенно — через изменение элементов водного баланса в речных бассейнах (главным образом испарения) и через изменение условий стекания талых и дождевых вод со склонов, сопутствующее преобразованию поверхности речного бассейна. Это вырубка леса и его восстановление, осушение болот и заболоченных земель, агротехнические мероприятия, урбанизация территории.

Ко второй группе относятся такие виды хозяйственной деятельности, которые связаны с изъятием, территориальным перераспределением и регулированием самого речного стока: забор вод на орошение земель, промышленное и коммунальное водоснабжение, «переброска вод» из других бассейнов, регулирование стока с помощью водохранилищ и т. д. В результате этих водохозяйственных мероприятий может измениться как величина стока, так и его внутригодовое распределение.

6.15.2. Влияние на речной сток хозяйственной деятельности на поверхности речных бассейнов

Вырубка и восстановление леса. Вырубка лесов была исторически первым крупным проявлением деятельности человека, оказавшим влияние на сток рек. Вопрос о гидрологической роли леса и последствиях вырубки леса остро обсуждается среди гидрологов очень давно, причем высказываются прямо противоположные взгляды. Причина противоречивых суждений о гидрологической роли леса и влияния на сток его вырубки состоит в том, что эта роль неоднозначна и зависит от возраста и состава леса, от глубины залегания грунтовых вод, а также величины речного бассейна.

Главная причина возможного изменения годового стока рек заключается в изменении суммарного испарения в результате вырубки или восстановления леса. Испарение же зависит от характера подстилающей поверхности, в частности от потребления воды лесом, которое различается у лесов разного возраста и состава.

Доказательства изменения испарения и стока привел О. И. Крестовский на примере вырубки и восстановления елового леса (рис. 6.27). В первое десятилетие после вырубки леса испарение резко снижается (на 20—35%), так как надпочвенная растительность, оставшаяся после вырубки спелого елового леса, не требует

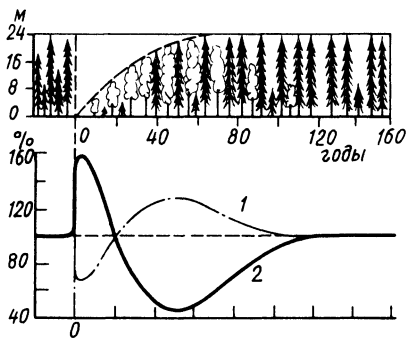


Рис. 6.27. Влияние вырубки леса, возраста и состава восстанавливающегося леса на изменение испарения (1) и годового стока (2) в % нормы, по О. И. Крестовскому

большого количества влаги. Снижение испарения может привести к переувлажнению почвы, повышению уровня грунтовых вод. В это время сток с лесосеки возрастает и превышает норму в 1,4—1,9 раза. Особенно существенно возрастает поверхностный сток. Это, в свою очередь, приводит к усилению эрозии и увеличению стока наносов (это явление отмечено в период массового сведения лесов как в Европе, так и в Азии).

В последующие годы по мере восстановления древостоя (в первую очередь начинают вырастать лиственные деревья) испарение быстро увеличивается, а сток уменьшается и к началу третьего десятилетия после вырубки достигает нормы, характерной для взрослого леса до вырубки. В четвертом — седьмом десятилетиях после вырубки вырастает густой лиственный лес. Общее количество зеленой массы достигает максимума, потребление воды лесом также становится наибольшим. В этот период сток сокращается. В последующем происходит постепенная замена лиственного леса хвойным,

которая сопровождается сокращением потребления воды лесом. Потери на испарение уменьшаются, а сток увеличивается, и через 110—130 лет после вырубki становится таким же, как и до нее.

Таким образом, по О. И. Крестовскому, в первые годы после вырубki сток увеличивается, затем уменьшается и лишь после полного восстановления видового состава леса возвращается к норме. При этом наиболее сильные изменения претерпевает поверхностная составляющая стока.

Когда на лесосеке проводят искусственную посадку хвойного леса, восстановление и леса и стока происходит на 25—50 лет быстрее. Если же на месте лесосеки создают сельскохозяйственные угодья, то изменение величины стока будет зависеть от вида сельскохозяйственных культур и от того, больше или меньше воды потребляют они по сравнению с водопотреблением леса. Во многих случаях годовой сток с сельхозугодий приблизительно такой же, как и с леса.

Поскольку на больших речных бассейнах лес не бывает однородным по составу и возрасту (вследствие, например, разновременности вырубok), суммарное влияние леса на годовой сток на больших площадях нивелируется.

Уменьшение годового стока на залесенном водосборе наглядно иллюстрируют такие данные по двум речным бассейнам в Танзании. На залесенном водосборе, несмотря на большее количество осадков, сток оказался в два раза меньше, чем на водосборе, значительная часть которого занята культурной растительностью. Это различие объясняется большей величиной транспирации на залесенном водосборе и потерями на испарение осадков, задерживаемых кронами деревьев.

Вместе с тем имеются и противоположные данные: по П. Ф. Идзону, например, лес в лесной зоне часто увеличивает годовой сток. По П. Ф. Идзону, уменьшение лесистости в XX в. снизило годовой сток рек Вятки, Верхней Волги, Днепра на 5—50%. Существование разноречивых данных по столь важной проблеме требует продолжения исследований.

Меньше расхождений среди исследователей в оценке влияния леса на подземную составляющую стока и на питание рек в меженьный период. Роль леса в этом безусловно положительная. По П. Ф. Идзону, например, подземное питание рек в пределах лесной зоны на 30—70%, а сток в летне-осенний период на 20—50% больше на залесенных водосборах, чем на малооблесенных. В этом проявляется водоохранная и регулирующая роль леса. Восстановление лесов увеличивает ресурсы пресных подземных вод и подземное питание рек.

Осушение болот и заболоченных земель. К настоящему времени считается доказанным, что болота благодаря особым водно-физическим свойствам торфа активно поглощают воду, сильно ее испаряют и плохо отдают рекам. Поэтому сток рек с заболоченных водосборов, как правило, меньше, чем сток рек с рядом расположенных незабо-

лоченных водосборов (подробнее см. раздел 9.6). Непосредственным последствием осушения болот становится увеличение стока в результате уменьшения испарения, а также понижения уровня грунтовых вод и сработки вековых запасов вод в болотах. В последующем величина стока будет зависеть от вида сельскохозяйственных культур, произрастающих на месте осушенных болот. Общая водоносность рек в результате осушения болот изменяется мало, так как испарение с сельхозугодий близко по величине к испарению с болот. Внутригодовое распределение стока после осушения болот становится более равномерным, так как возрастает меженный сток вследствие снижения испарения. Влияние осушения болот на сток возрастает с уменьшением величины водосбора и увеличением засушливости климата. В южных районах осушение болот и заболоченных территорий может существенно уменьшить потери на испарение и увеличить сток. Так, значительно сократились величины испарения при осушении плавней в низовьях и дельтах рек Волги, Кубани, Амударьи.

Агротехнические мероприятия. К агротехническим и агрометеорологическим мероприятиям относятся зяблевая вспашка, распашка целинных и залежных земель, создание полевых защитных лесных полос, мероприятия по снегозадержанию и т. д. Цель этих мероприятий — повышение урожайности сельскохозяйственных культур. В зоне недостаточного увлажнения это достигается, в частности, задержкой влаги на полях, уменьшением склонового стока, увеличением доли воды, идущей на продуктивное испарение.

Гидрологические последствия таких мероприятий зависят от площади водосбора. На малых водосборах благодаря улучшению в результате распашки инфильтрационных свойств почв и задержанию воды на полях существенно сокращается поверхностный сток. Уменьшается и величина годового стока, причем степень этого уменьшения растет с севера на юг, достигая 5—10% в лесостепи, 20—50% в степной зоне. С увеличением размеров речного бассейна влияние агротехнических мероприятий на сток быстро падает. Объясняется это тем, что на больших бассейнах менее заметное влияние на сток оказывает перераспределение поверхностного и подземного стока. Влага, удержанная на полях и перешедшая в подземный сток, возвращается в русла больших рек в виде увеличивающегося подземного питания.

Суммарное влияние агротехнических мероприятий на больших территориях проявляется в сокращении стока половодья, некотором увеличении меженного стока и, как правило, небольшом уменьшении годового стока. Последнее — это следствие не столько самих агротехнических мероприятий, сколько более продуктивного использования вод на сельскохозяйственных угодьях.

Урбанизация. Непосредственное влияние городских территорий на сток (без учета водопотребления на промышленные и коммуналь-

ные нужды) связано с изменением составляющих водного баланса. Над крупным городом благодаря увеличению запыленности атмосферы и повышенной «шероховатости» подстилающей поверхности атмосферные осадки возрастают приблизительно на 10% по сравнению с осадками в естественных условиях. Радикальное изменение характера поверхности (увеличение площадей крыш и территорий, покрытых асфальтом) приводит к резкому сокращению инфильтрации, ускорению стекания талых и дождевых вод. В результате величина стока с городских территорий возрастает на 10—15%, причем особенно заметно увеличиваются поверхностная составляющая стока и в 2—3 раза максимальные величины паводочного стока. Подземная составляющая стока заметно уменьшается. Несмотря на такие большие изменения стока в пределах городских территорий, суммарное влияние урбанизации на сток рек невелико, что объясняется небольшой долей городских территорий в общей площади бассейна реки (не более 1—2%). Значительно существеннее отрицательное влияние урбанизации на качество речных вод. Во многих городах мира ухудшение качества воды протекающих здесь рек превращается в серьезную проблему.

6.15.3. Влияние на речной сток хозяйственной деятельности, связанной с непосредственным использованием речных вод

Промышленное и коммунальное водопотребление. Этот вид водопотребления постоянно увеличивается. Источником воды для нужд промышленности, тепловой энергетики и коммунального хозяйства служат как реки, так и подземные воды. В результате значительного увеличения водозабора из этих источников речной сток сокращается, а истощение вековых запасов подземных вод часто сопровождается понижением их уровня и образованием депрессионной воронки. Это нередко также способствует уменьшению речного стока, идущего на пополнение запасов подземных вод.

В целом водопотребление на промышленные и коммунальные нужды слабо влияет на количественные характеристики речного стока, но часто существенно ухудшает качество вод.

Орошение. Этот вид водопотребления приводит к наибольшим безвозвратным потерям воды. Главным источником вод для орошения и обводнения служат реки. Водозабор из рек на орошение может быть самотечным, плотинным, машинным (с применением насосов). Поступающие на поля речные воды идут частично на продуктивное испарение (используются сельскохозяйственными культурами), частично — на непродуктивное испарение с поверхности водохранилищ, каналов, подтопленных земель и т. д. и инфильтрацию, частично возвращаются в реки через коллекторно-дренажную сеть в виде возвратных вод. *Возвратные воды* нередко имеют повышенную минерализацию, содержат вымытые из почвы соли и растворенные хими-

каты (удобрения, пестициды, гербициды) и непригодны для повторного использования. Избыточная подача воды на орошение (явление, к сожалению, нередкое) ведет не только к нерациональному использованию вод, их потере, но и может вызвать повышение уровня грунтовых вод, заболачивание и засоление земель.

В результате забора речных вод на орошение и сброса в эти же реки возвратных вод годовой сток рек уменьшается, но внутригодовое распределение стока несколько выравнивается.

Сооружение водохранилищ и регулирование стока. Сооружение водохранилищ оказывает на речной сток сильное и разнообразное явление. Большое влияние водохранилища оказывают прежде всего на распределение стока во времени. В большинстве случаев перераспределение стока во времени (*регулирование стока*) и бывает главной целью сооружения водохранилища. Регулирование стока преследует различные практические цели. Это и обеспечение более равномерным стоком гидроэнергетических установок (ГЭС), и предотвращение наводнений, и накопление воды для целей орошения, и улучшение судоходных условий и т. д.

В зависимости от степени воздействия водохранилища на внутригодовое распределение стока различают несколько видов регулирования стока (рис. 6.28). Наиболее частый случай — *сезонное регулирование стока*, когда перераспределение стока осуществляется в течение года: воды половодья и паводков аккумулируются в водохра-

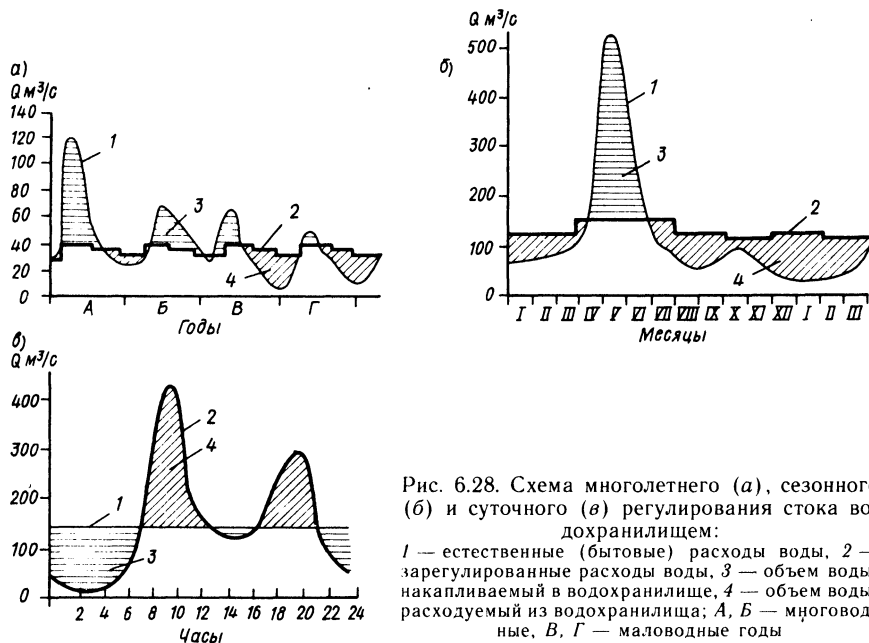


Рис. 6.28. Схема многолетнего (а), сезонного (б) и суточного (в) регулирования стока водохранилищем: 1 — естественные (бытовые) расходы воды, 2 — зарегулированные расходы воды, 3 — объем воды, накапливаемый в водохранилище, 4 — объем воды, расходуемый из водохранилища; А, Б — многоводные, В, Г — маловодные годы

нилище, а в межень — сбрасываются в нижний бьеф гидроузла (рис. 6.28,б). Полезный объем водохранилища в этом случае должен быть соизмерим с объемом стока реки за период половодья (паводков). В результате сток в течение года ниже водохранилища делается более равномерным.

При большом полезном объеме водохранилища возможно *многолетнее регулирование стока*, когда создаются условия для накопления в водохранилище воды в многоводные годы, с тем чтобы получить возможность использовать эту воду в маловодные годы (рис. 6.28,а). Если полезный объем водохранилища мал в сравнении со стоком реки, то возможно лишь *недельное* или даже *суточное регулирование стока* (рис. 6.28,в). Заметим, что в отличие от сезонного и многолетнего регулирования недельное и суточное регулирование не выравнивает колебания стока во времени, а, наоборот, делает их более неравномерными. Цель такого перераспределения расходов воды в течение суток или недели — гидроэнергетическая, заключающаяся в покрытии пиковых нагрузок энергетических систем, в частности в утренние и особенно вечерние часы.

Режим сброса воды в нижний бьеф гидроузла полностью контролируется человеком (в пределах, обусловленных полезным объемом водохранилища). При необходимости такой сброс увеличивается, возникает искусственный паводок, называемый *попуском*. Такой попуск может иметь в зависимости от потребности различный объем и длительность. Так, на нижней Волге для обеспечения близких к естественным условиям нереста рыб и заливания лугов практикуется так называемый «рыбохозяйственный попуск» в нижний бьеф Волгоградского гидроузла. Длительность такого пуска достигает месяца и более. На реках Москве (в отдельные годы) и Томи попуски носят санитарный характер и длятся по нескольку дней. На многих ГЭС с суточным типом регулирования кратковременные попуски имеют длительность всего по нескольку часов.

Сооружение водохранилищ приводит также к сокращению годового стока рек. Во-первых, на наполнение водохранилищ после их сооружения одновременно изымаются некоторые объемы речных вод. Во-вторых, поскольку с водной поверхности всегда испаряется больше воды, чем с суши, сооружение водохранилищ приводит к увеличению потерь воды на испарение и сокращению стока. Степень уменьшения стока рек вследствие потерь воды на испарение с поверхности водохранилищ зависит от климатических условий и составляет, по А. А. Соколову, 0,8—1% на севере европейской части СССР, 1—3% в Сибири, 10—30% на юге европейской части СССР и достигает 70—80% в Средней Азии. Существенно сокращают водохранилища и сток речных наносов.

Территориальное перераспределение стока («переброска стока»). Оно преследует цель привлечения воды в данную речную систему из других речных бассейнов. В настоящее время, по оценкам И. А. Шикломанова, суммарный объем «перебросок стока» в мире составляет 400 км³ в год, в том числе в Канаде — 140, в СССР — 60, в Индии — 50, в США — 30 км³/год. К наиболее крупным мировым

системам территориального перераспределения («перевоски») стока относятся уже действующие системы: «Джеймс-Бей» в Канаде, перебрасывающая 25,2 км³ воды в год из р. Истмейн в р. Ла-Гранд, «Черчилл» также в Канаде, перебрасывающая 24,0 км³ воды в год из р. Черчилл в р. Нельсон, «Центральная долина» в США, по которой 7,5 км³ воды из р. Сакраменто ежегодно перебрасывается на юг Калифорнии. Потребители воды в первых двух упомянутых случаях — гидроэнергетика, в третьем — водоснабжение и орошение. Наиболее крупные системы территориального перераспределения стока в СССР — это каналы Северо-Крымский (перебрасывается 3,8 км³ воды в год), Днепр — Донбасс (3,6 км³/год), Каракумский (11 км³/год), Большой Ферганский (5,3 км³/год), Амударьинский (5,8 км³/год). Основное назначение этих систем — орошение земель. Территориальное перераспределение водных ресурсов приводит к увеличению стока в реку, куда перебрасывается вода, и к уменьшению в реке, откуда осуществляется переброска стока (в «реке-доноре»). Поскольку любое крупное перераспределение стока сопряжено с сооружением каналов, водохранилищ и других гидротехнических систем, неизбежны потери речного стока на испарение и инфильтрацию.

Гидротехнические мероприятия в речном русле. Имеется большое количество гидротехнических мероприятий на реках, которые, не влияя практически на речной сток, оказывают существенное воздействие на изменение других компонентов гидрологического режима (уровня воды, скоростей течения и т. д.). Так, углубление перекатов, спрямление речных излучин, предпринимаемые для улучшения условий судоходства, приводят к понижению уровней воды выше углубленного или спрямленного участка реки («посадке уровней»). Сооружение дамб вдоль берегов рек, преследующее цель предотвращения затопления поймы, приводит к повышению уровней воды и увеличению скоростей течения во время половодья. Вносят изменения в местные гидравлические условия и другие гидротехнические сооружения на берегах рек — мостовые переходы, набережные, пристани и т. д.

6.15.4. Антропогенное изменение стока рек

Совокупное влияние рассмотренных выше видов хозяйственной деятельности на сток рек СССР сказалось, по данным Государственного гидрологического института (ГГИ), на общем снижении величины годового стока. В настоящее время время общее уменьшение стока рек нашей страны составляет не менее 150 км³ воды в год. Наибольший вклад в это снижение стока вносят забор воды на орошение (35—40%), аккумуляция речных вод в водохранилищах (25—30%), промышленное, коммунальное и сельскохозяйственное водоснабжение (13%), потери с водохранилищ (12%).

В наиболее сильной степени сократился сток рек в южных рай-

онах СССР (см. рис. 6.8). Главная причина этого — большой забор воды на орошение. В наибольшей степени уменьшился сток рек Терека и Сулака, Сырдарьи, Кубани, Амударьи, Урала, Днепра. Существенное сокращение стока рек оказывает крайне неблагоприятное влияние как на гидрологический режим и экологические условия рек, так и на возможности их дальнейшего хозяйственного использования. Уменьшение речного стока ведет к сокращению или даже к полному прекращению заливания поймы и, соответственно, к ее осыханию, к обмелению и зарастанию русла, ухудшает качество воды. Особенно неблагоприятные последствия сокращения стока в низовьях и устьях рек: сохнет дельта, отмирают ее водотоки и водоемы, деградирует специфический дельтовый природный комплекс, усиливается воздействие морских факторов на гидрологический режим (возрастает роль приливов и нагонов, увеличивается дальность проникновения в реку соленых вод, усиливается абразия морского края дельты, происходит осолонение прибрежных вод). Некоторые из перечисленных процессов уже отмечены в низовьях и дельтах Волги, Кубани, Дона, Терека, Сулака, Амударьи и др. Упомянутые изменения режима затрудняют использование рек для судоходства и водозабора, ухудшают условия сельскохозяйственного освоения пойм и дельт, иногда наносят ущерб рыбному хозяйству. По расчетам ГГИ, следует ожидать и дальнейшего снижения стока упомянутых выше рек. Если такое уменьшение стока произойдет, то это приведет не только к отрицательным изменениям режима и экосистем самих рек, но и сократит приток пресных вод в Каспийское, Аральское и Азовское моря. Если это случится, то следует ожидать усиления нежелательных изменений режима морей — снижения уровня Каспийского и Аральского морей, осолонения вод всех трех водоемов.

Учитывая крайне неблагоприятные последствия увеличения водопотребления в народном хозяйстве и сопутствующее уменьшение речного стока, должны предприниматься максимальные усилия для экономии вод и всемерного снижения роста водопотребления. Последнему должны способствовать перевод промышленных предприятий на оборотное водоснабжение, реконструкция оросительных систем, оптимизация полива и т. д.

Особенно уязвимы малые реки. Они в первую очередь страдают от нерационального использования их вод, русла, поймы, вырубки лесов в бассейне.

Серьезную опасность представляет загрязнение рек сточными водами. Наиболее загрязненными считаются такие реки, как Рейн, Дунай, Темза, Гудзон, Волга, Ока, Тотьма, протекающие через густонаселенные районы и крупные промышленные центры. Несмотря на принимаемые меры по охране вод от загрязнения, радикального улучшения качества вод пока достичь не удается.

Глава 7. ГИДРОЛОГИЯ ОЗЕР

Озеро — естественный водоем суши с замедленным водообменом. Как правило, озера обладают выработанным под воздействием ветрового волнения профилем береговой зоны. Озера не имеют прямой связи с океаном.

Для образования озера необходимы два неперенных условия — наличие естественной котловины, т. е. замкнутого понижения земной поверхности, и находящегося в этой котловине определенного объема воды.

7.1. ОЗЕРА И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

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

Наибольшее число крупных озер с площадью более 100 км² находится в Африке, Азии и Северной Америке. В 1945 самых крупных озерах земного шара сосредоточено 168 тыс. км³ воды, т. е. около 95% объема всех озер на Земле (табл. 3.1).

Средняя озерность территории СССР более 4%. Наибольшую озерность имеют Карелия и северо-западный район европейской территории СССР (12—13%), наименьшую — равнинная часть Средней Азии, Приморье. Из всех озер СССР 98% — это мелководные водоемы с площадью водной поверхности менее 1 км²; 98% всего объема озерных вод СССР сосредоточено в 17 крупнейших озерах с площадью более 1000 км². Среди них — Каспийское и Аральское моря, Байкал, Ладожское и Онежское озера, Балхаш, Иссык-Куль, озеро Чудское, Белое, Выгозеро и др.

Сведения о наиболее крупных озерах земного шара приведены в табл. 7.1. Самое большое по площади на Земле озеро — это солончатое Каспийское море. Из пресных озер самое большое — Верхнее. Наибольший объем воды сосредоточен в Каспийском море, а среди пресных озер — в Байкале. Байкал также наиболее глубокое озеро в мире.

Т а б л и ц а 7.1. Крупнейшие озера земного шара

Озеро	Страна	Площадь, км ²	Объем, км ³	Наибольшая глубина, м
Каспийское море ¹	СССР, Иран	374 000	78 200	1 025
Верхнее	Канада, США	82 680	11 600	406
Виктория	Танзания, Кения, Уганда	69 000	2 700	92
Аральское море ^{1, 2}	СССР	64 100	1 020	68
Гурон	Канада, США	59 800	3 580	229
Мичиган	США	58 100	4 680	281
Танганьика	Танзания, Заир, Замбия, Руанда, Бурунди	32 900	18 900	1 435
Байкал	СССР	31 500	23 000	1 741
Ньяса	Малави, Мозам- бик, Танзания	30 900	7 725	706
Большое Медвежье	Канада	30 200	1 010	137
Большое Невольничье	Канада	27 200	1 070	156
Эри	Канада, США	25 700	545	64
Виннипег	Канада	24 600	127	19
Онтарио	Канада, США	19 000	1 710	236
Балхаш ¹	СССР	18 200	112	26
Ладожское	СССР	17 700	908	230
Чад	Чад, Нигер Нигерия	16 600 ³	44,4	16
Эйр ¹	Австралия	15 000	—	20
Маракайбо	Венесуэла	13 300	—	35
Тонлесап	Камбоджа	10 000 ⁴	40	12
Онежское	СССР	9 700	908	230
Рудольф	Кения	8 660	—	73
Титикака	Перу, Боливия	8 110	710	230

Примечания: данные по монографии «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» (1974); 1) озеро солоноватое; 2) до начавшегося в 1961 г. падения уровня; 3) при низких уровнях 7 000—10 000 км², при высоких — 18 000—22 000 км²; 4) при низких уровнях 3 000 км², при высоких 30 000 км².

7.2. ТИПЫ ОЗЕР

Озера подразделяют по размеру, степени постоянства, происхождению котловины, характеру водообмена, структуре водного баланса, термическому режиму, минерализации вод, условиям питания водных организмов и др.

По размеру озера подразделяют на очень большие с площадью свыше 1000 км², большие — с площадью от 101 до 1000 км², средние — с площадью от 10 до 100 км² и малые — с площадью менее 10 км².

По степени постоянства озера делят на постоянные и временные. Последние заполняются водой лишь во влажные периоды года.

По происхождению озерные котловины могут быть тектонические, вулканические, метеоритные, ледниковые, карстовые, термокарсто-

вые, суффозионные, речные, морские, эоловые, органогенные. Такое же название дают и озерам, находящимся в этих котловинах.

Тектонические котловины располагаются в крупных тектонических прогибах на равнинах (озера Ладожское, Онежское, Ильмень, Верхнее и др.), в крупных тектонических предгорных впадинах (оз. Балхаш), в местах крупных тектонических трещин — рифтов, сбросов, грабенных (озера Байкал, Танганьика, Ньяса и др.). Большинство крупных озер земного шара имеют котловины тектонического происхождения.

Вулканические котловины расположены либо в кратерах потухших вулканов (некоторые озера в Италии, на о. Ява, в Японии и т. д.), либо образовались вследствие подпруживания рек продуктами вулканизма — лавой, обломками породы, пеплом (оз. Кроноцкое на Камчатке или оз. Киву в Африке).

Метеоритные котловины возникли в результате падения метеоритов (оз. Каали в Эстонии).

Ледниковые котловины образовались в результате деятельности современных или древних ледников. Ледниковые озерные котловины подразделяют на *троговые*, связанные с «выпахивающей» работой ледника (оз. Женевское, многие озера в Скандинавии, в Карелии, на Кольском полуострове); *каровые*, расположенные в карах (горные озера в Альпах, на Кавказе); *моренные*, сформировавшиеся среди моренных отложений. Троговые и каровые котловины созданы эрозионной, моренные — аккумулятивной деятельностью ледников. К ледниковым озерам относятся также специфические озера (часто временные), образовавшиеся в результате подпруживания рек ледником или возникающие на теле самого ледника. Ледниковые озера, возникшие в результате моренно-аккумулятивной деятельности ледника или в результате подпруживания рек самим ледником, можно назвать *приледниковыми*, а возникшие на теле ледника — *надледниковыми*.

Карстовые котловины образуются в районах залегания известняков, доломитов и гипсов в результате химического растворения этих пород поверхностными и в особенности подземными водами. Образующиеся в районах карстовых просядок или в карстовых пустотах и пещерах озера могут быть, таким образом, как поверхностными, так и подземными. Таких озер много на Урале, Кавказе, в Крыму.

Термокарстовые котловины образуются в районах распространения многолетнемерзлых грунтов в результате их протаивания и сопутствующей просядки грунта (небольшие озера в тундре и тайге).

Суффозионные котловины возникают в результате просядок, вызванных вымыванием подземными водами из грунта мелких частиц и цементирующих веществ (такие небольшого размера озера характерны для степных и лесостепных районов, например на юге Западной Сибири).

Котловины речного происхождения связаны с эрозионной и аккумулятивной деятельностью рек. Это разнообразные по генезису

пойменные водоемы (старичьи, промоины, небольшие озера), *дельтовые* и *придельтовые водоемы*, *плесы пересыхающих рек* и др.

На реках возникают и так называемые *долинные котловины*, образующиеся либо в результате горных обвалов (завальные котловины озер Сарезского на р. Мургаб, Гекгель на р. Аксу в Азербайджане и др.), либо в результате подпруживания рек конусами выноса боковых притоков (часто в результате селевых паводков).

Котловины морского происхождения связаны либо с подпорным влиянием моря (*лиманы*, образовавшиеся в результате затопления речных долин после повышения уровня моря), либо с отчленением от берега аккумулятивными косами и барами небольших морских акваторий (*лагуны*). Обычно, однако, эти водоемы не относят к озерам, а рассматривают либо как части устьевых областей рек, либо как части морских акваторий.

Эоловые котловины образуются в понижениях между песчаными дюнами и превращаются в озера в результате затопления их речными или морскими водами. Эоловые озера встречаются вблизи морских берегов, в дельтах рек (например, Волги, Или, Дуная).

Органогенные котловины формируются в болотах, а возникающие при этом водоемы называют болотными озерами и озерами.

По характеру водообмена озера подразделяют на *сточные* и *бессточные*. Первые из них сбрасывают по крайней мере часть поступающего в них речного стока вниз по течению (примером могут служить такие озера, как Байкал, Онежское, Ладожское и многие другие). Частным случаем сточных озер являются *проточные озера*, через которые осуществляется транзитный сток реки (к числу таких водоемов относятся озера Чудское, Зайсан, Сарезское). Бессточными считают озера, которые, получая сток извне, расходуют его лишь на испарение, инфильтрацию или искусственный водозабор, не отдавая ничего в естественный или искусственный водоток. Иначе говоря, из таких водоемов поверхностный сток отсутствует (примерами могут служить Каспийское и Аральское моря, озера Иссык-Куль, Балхаш, Чад и др.).

Каспийское и Аральское моря согласно определению озера с научной точки зрения должны считаться именно бессточными озерами (связи с океаном в современную геологическую эпоху они не имеют). Однако благодаря их большим размерам и режиму, сходному с морским, эти водоемы условно называют морями.

Типизация озер **по структуре водного баланса** будет подробно рассмотрена в разд. 7.4.3. Типизации озер **по термическому режиму** специально посвящен разд. 7.7.1, **по минерализации вод** — 7.8.1, **по условиям питания водных организмов** — 7.8.2.

7.3. МОРФОЛОГИЯ И МОРФОМЕТРИЯ ОЗЕР

Во всех озерах более или менее четко выделяют основные **морфологические элементы**: *котловину*, т. е. естественное понижение земной поверхности самого различного происхождения (разд. 7.2),

в пределах которого и расположено озеро; *ложе* (или *чашу*) озера непосредственно занято водой (рис. 7.1,а).

Важным элементом озерной котловины является *береговая область*, которая при абразионном характере берега включает *береговой уступ*, *побережье* и *береговую отмель* (рис. 7.1,б). Последние два элемента озерной котловины часто называют *литоралью*, к характерным чертам которой относятся мелководность и воздействие волнения. За пределами литорали находится *подводный откос* (или *сублитораль*). Глубоководная часть озера — это *пелагиаль*; дно озера называют *профундалью*.

Развитие высшей растительности (макрофитов), как правило, ограничено литоралью.

В пределах ложа (чаши) озера выделяют также такие морфологические элементы, как *плесы*, *заливы*, *бухты*.

Основными морфометрическими характеристиками озера служат (рис. 7.2): *площадь озера* (иначе, площадь его поверхности, или зеркала) $F_{оз}$; *объем воды в озере* $V_{оз}$; *длина береговой линии* $L_{бер.л}$,

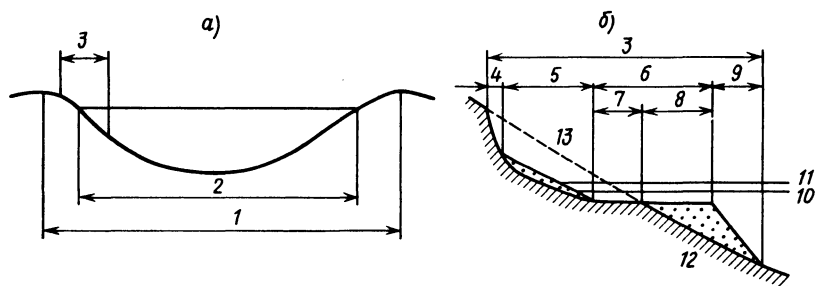


Рис. 7.1. Схема озерной котловины (а) и ее береговой области (б):

1 — котловина, 2 — ложе (чаша), 3 — береговая область, 4 — береговой уступ, 5 — побережье, 6 — береговая отмель, 7 и 8 — абразионная и аккумулятивная части береговой отмели, 9 — подводный откос, 10 и 11 — низший и высший уровни воды, 12 — коренные породы, 13 — начальный профиль берега

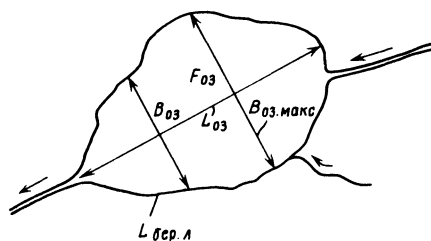


Рис. 7.2. Морфометрические характеристики озера

проведенной по урезу воды; *длина озера* $L_{оз}$ — кратчайшее расстояние по поверхности воды вдоль оси озера между наиболее удаленными точками береговой линии; *ширина озера* $V_{оз}$ — расстояние между противоположными берегами озера, проведенное перпендикулярно оси озера в любой его части. Наибольшее значение последней величины называют *максимальной шириной озера* $V_{оз.макс}$. Среднее зна-

чение ширины называют *средней шириной озера* и вычисляют по формуле

$$B_{\text{оз, ср}} = F_{\text{оз}}/L_{\text{оз}}. \quad (7.1)$$

Важными морфометрическими характеристиками озера являются его *глубина* $h_{\text{оз}}$ (в разных частях озера она различна), *максимальная глубина* $h_{\text{оз, макс}}$, *средняя глубина* $h_{\text{оз, ср}}$, определяемая по формуле

$$h_{\text{оз, ср}} = V_{\text{оз}}/F_{\text{оз}}. \quad (7.2)$$

Все перечисленные выше морфометрические характеристики озера зависят от высоты стояния уровня воды в нем или от выбранного в толще воды отсчетного горизонта (или глубины). Наиболее важно знать, как изменяются с изменением уровня (или глубины) такие характеристики, как площадь озера, объем воды в нем, средняя и максимальная глубина. Связи соответствующих характеристик с уровнем (глубиной) называют *кривой площадей* (или *батиграфической кривой*), *кривой объемов* и *кривой средних глубин* (рис. 7.3). Характер упомянутых кривых зависит от формы ложа озера.

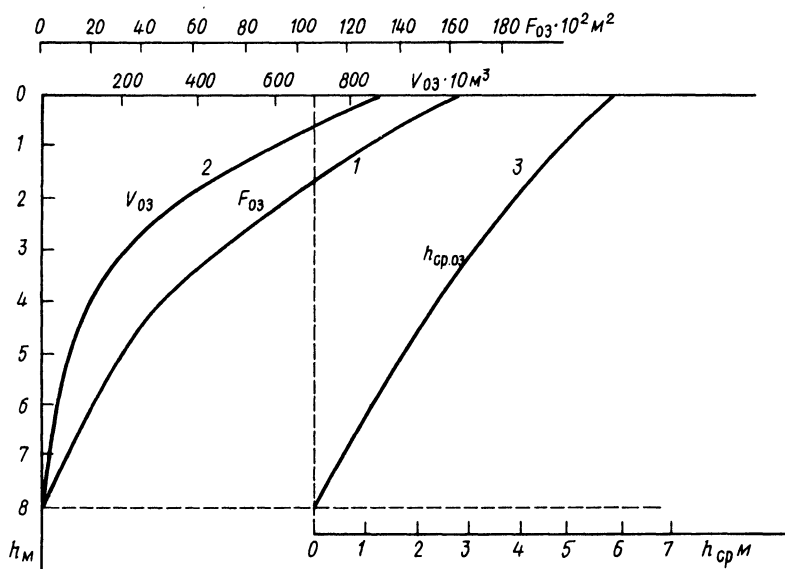


Рис. 7.3. Кривые площадей (1), объемов (2) и средних глубин (3) озера

Кривая площадей (батиграфическая кривая) показывает, какая площадь поверхности озера соответствует данной высоте стояния уровня или глубине, кривая объемов показывает, какой объем воды

находится **ниже** любого заданного уровня (или глубины). Эти две кривые широко используются при расчетах многих гидрологических процессов, происходящих в озерах и зависящих от высоты стояния уровня воды, — элементов водного баланса озера и, в частности, потерь воды на испарение с поверхности озера, характеристик водообмена, регулирующей роли водоема и т. д.

7.4. ВОДНЫЙ БАЛАНС ОЗЕР

7.4.1. Уравнение водного баланса озера

Составляющими приходной части водного баланса любого озера служат атмосферные осадки x , поверхностный приток $y_{\text{пов.пр}}$, конденсация водяного пара на зеркало озера $z_{\text{конд}}$, подземный приток $w_{\text{пр}}$. Поверхностный приток может быть как естественным (речной сток $y_{\text{пр}}$), так и антропогенным (сброс отработанных вод, например возвратных вод орошения, а также промышленных, коммунальных и сточных вод, $y_{\text{сбр}}$).

Составляющие расходной части уравнения водного баланса сточного озера — это поверхностный отток из озера $y_{\text{пов.ст}}$, подземный отток (фильтрация) из озера $w_{\text{ст}}$, испарение с поверхности озера $z_{\text{исп}}$. Поверхностный отток складывается из стока вытекающей из озера реки $y_{\text{ст}}$ и искусственного водозабора на хозяйственные нужды $y_{\text{вдзб}}$ (на орошение, водоснабжение и т. д.). Изменение запасов воды в озере обозначается через $\pm \Delta u$.

Исходя из общего уравнения водного баланса любого водного объекта (см. разд. 2.2) и учитывая принятые обозначения, уравнение водного баланса сточного озера представим в следующем виде:

$$x + y_{\text{пр}} + y_{\text{сбр}} + z_{\text{конд}} + w_{\text{пр}} = y_{\text{ст}} + y_{\text{вдзб}} + z_{\text{исп}} + w_{\text{ст}} \pm \Delta u. \quad (7.3)$$

Для бессточного озера уравнение водного баланса будет таким же, но только без члена $y_{\text{ст}}$ в расходной части.

Как и для других водных объектов, члены уравнения (7.3) относятся к некоторому интервалу времени Δt (месяц, год, в среднем за несколько лет и т. д.) и выражают либо в величинах слоя (м, см, мм), либо в объемных единицах (км^3 , м^3).

Для удобства при расчетах и анализе в дальнейшем в данной главе в случае представления членов уравнения (7.3) в объемных единицах будем применять заглавные буквы (X, Y, Z и т. д.), в случае же использования величин слоя сохраним строчные буквы (x, y, z и т. д.). Перевод величин слоя в объемные величины и наоборот осуществляется с учетом площади озера. Например, для объема осадков имеем $X = axF$, где $a = 10^3$, если X выражен в м^3 , и $a = 10^{-6}$, если X выражен в км^3 . При этом x задан в мм, а площадь водоема F — в км^2 .

Если члены уравнения (7.3) представлены в объемных единицах,

то $\pm \Delta U$ в (7.3) — это не что иное, как изменение **объема вод** в озере (т. е. $\pm \Delta V$) за интервал времени Δt . Если же члены уравнения (7.3) заданы в величинах слоя, то $\pm \Delta u$ — это не что иное, как изменение **уровня воды** в озере (т. е. $\pm \Delta H$) за тот же интервал времени Δt .

Когда сумма приходных членов уравнения превышает сумму расходных, то $\Delta u > 0$, и объем вод в озере увеличивается, а его уровень повышается; когда же приходная часть уравнения меньше расходной, то $\Delta u < 0$, и объем вод в озере уменьшается, а уровень воды в нем понижается.

В качестве наглядного и в то же время весьма актуального примера рассмотрим водный баланс Каспийского моря (табл. 7.2). Уравнение водного баланса представим в двух вариантах (в объемных единицах и единицах слоя):

$$X + Y_{\text{пр}} + W_{\text{пр}} = Z + Y_{\text{кбг}} \pm \Delta V, \quad (7.4)$$

$$x + y_{\text{пр}} + w_{\text{пр}} = z + y_{\text{кбг}} \pm \Delta H. \quad (7.5)$$

К числу приходных членов уравнения водного баланса Каспийского моря относятся атмосферные осадки на его поверхности (X, x), сток рек ($Y_{\text{пр}}, y_{\text{пр}}$), подземный сток ($W_{\text{пр}}, w_{\text{пр}}$); к числу расходных — испарение (Z, z) и отток вод в залив Кара-Богаз-Гол ($Y_{\text{кбг}}, y_{\text{кбг}}$), тоже в конечном счете тратящийся на испарение.

В табл. 7.2 приведены также величины ΔV и ΔH , т. е. значения так называемой «результатирующей баланса», определенной по известным приходным и расходным членам уравнения водного баланса. Рассмотренные величины близки, но не полностью совпадают с фактическими данными об изменении уровня воды и объема вод в водоеме. Различия, объясняемые ошибками определения составляющих баланса, называют *невязкой водного баланса*.

В период 1900—1929 гг. приходные и расходные составляющие водного баланса почти балансировались, и наблюдалось лишь слабое снижение уровня Каспийского моря. В 1930—1941 гг. ситуация радикально изменилась: уровень водоема упал почти на 2 м. Это объясняется тем, что резко сократился приток речных вод в водоем (прежде всего из-за уменьшения стока Волги, дающей более 4/5 притока вод в Каспий). Несколько сократился, правда, и отток воды в залив Кара-Богаз-Гол вследствие снижения уровня на пороге, отделяющем залив от моря. В то же время подземный приток в озеро остался неизменным, а объем осадков и испарения немного уменьшился в связи с сокращением площади моря, вызванным снижением его уровня.

В последующее время расходные составляющие водного баланса также преобладали над приходными, и уровень воды в водоеме снижался вплоть до 1977 г.

Таблица 7.2. Водный баланс Каспийского моря

Период	Средний уровень моря за период $H_{ср}$, м Б.С.	Средняя площадь поверхности моря F , тыс. км ²	Средние годовые величины						Результирующая баланс		Фактическое изменение уровня моря у Махачкалы ΔH , см. за период
			стока рек $U_{пр}$, км ³ /пр. $U_{пр}$, см ² /пр.	подземного стока U' , км ³ /пр. U' , см ² /пр.	атмосферных осадков X , км ³ X , см	испарения Z , км ³ Z , см	стока в Кара-Богаз-Гол $U_{КБГ}$, км ³ $U_{КБГ}$, см	изменение объема моря ΔV , км ³ за период	изменение уровня моря ΔH , см. за период	в год	
1900-1929	26,18	402,6	335,7	4,0	69,6	389,3	21,8	-54	-13	-20	
30			83,4	1,0	17,3	96,7	5,4	-1,8	-0,4	0,7	
1930-1941	26,80	393,4	268,6	4,0	72,8	395,0	12,4	744	188	-190	
12			69,3	1,0	18,5	100,4	3,2	-62,0	-15,7	-15,8	
1942-1969	28,18	369,0	285,4	4,0	73,8	355,7	10,6	-87	-25	-40	
28			77,3	1,1	20,0	96,4	2,9	-31	-0,9	-1,4	
1970-1977	28,64	360,9	240,5	4,0	87,7	375,0	7,1	-399	111	-90	
8			66,6	1,1	24,3	103,9	2,0	-49,9	-13,9	-11,2	
1978-1986	28,30	366,7	306,0	4,0	78,8	338,5	1,8	436	119	120	
9			83,4	1,1	21,5	92,3	0,5	48,5	13,2	13,3	

Примечание. Таблица составлена по данным А.П. Косарова и Р.Е. Макаровой с уточнениями автора.

С 1978 г. уровень Каспийского моря начал быстро повышаться, что оказалось неожиданным для многих исследователей. За период 1978—1986 гг. уровень повысился на 1,2 м, что объясняется увеличением (возможно временным) стока Волги, вызванным, в свою очередь, возрастанием количества атмосферных осадков в бассейне Камы. Повышению уровня Каспия способствовало также некоторое уменьшение испарения с поверхности водоема. Искусственное сокращение стока в Кара-Богаз-Гол, как видно из данных табл. 7.2, не могло существенно повлиять на водный баланс Каспия. Заметим попутно, что положительный водный баланс сложился несмотря на некоторое уменьшение осадков на поверхность водоема в этот период по сравнению с предшествующими годами. За 1978—1989 гг. общее повышение уровня Каспия составило 1,4 м; причем в последние годы интенсивность подъема уровня уменьшилась.

Важным следствием анализа уравнения водного баланса озер является понятие о так называемом *уровне равновесия*, или *уровне тяготения*. Это тот уровень, при котором при заданных внешних условиях (притоке речных вод, осадках, испарении) приходная и расходная части уравнения водного баланса уравновешиваются. Дело в том, что даже в случае Каспийского и Аральского морей снижение уровня водоемов не может быть беспредельным: по мере падения уровня воды и сокращения площади озера уменьшаются не только осадки на поверхность водоема, но и испарение (что очень важно для засушливых районов, где испарение — главная, а для бессточных водоемов даже часто единственная причина расхода воды в озере).

7.4.2. Структура водного баланса озера

Под структурой водного баланса любого водоема понимают соотношение между различными приходными и расходными составляющими уравнения водного баланса.

Для характеристики структуры приходной и расходной частей уравнения водного баланса водоема К. К. Эдельштейн предложил учитывать соответственно долю осадков и испарения в обеих частях уравнения. Рассмотрим случай равновесного состояния водного баланса озера: приход вод равен их расходу и уровень водоема стабилен. В уравнении водного баланса (7.3) пренебрежем всеми членами, кроме x , $y_{пр}$, $z_{исп}$ и $y_{ст}$. Тогда уравнение водного баланса такого озера с неизменным уровнем воды (рис. 7.4) будет выглядеть в объемных единицах следующим образом:

$$X_{оз} + Y_{пр} = Y_{ст} + Z_{оз}, \quad (7.6)$$

т. е. объемы осадков на поверхность озера и притока к озеру, с одной стороны, и речного стока из озера и испарения с его поверхности, с другой, равны.

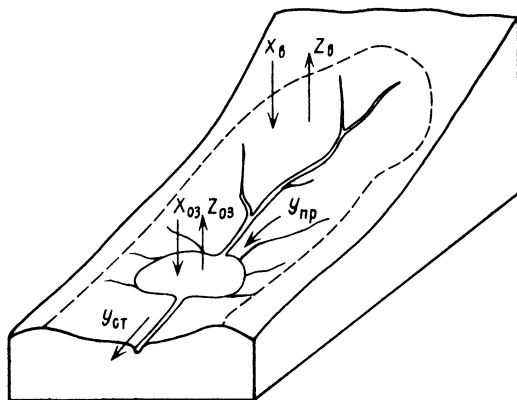


Рис. 7.4. Простейшая схема формирования водного баланса сточного озера со стабильным уровнем воды

Вклад осадков и испарения соответственно в приходную и расходные части уравнения выразим коэффициентами:

$$K_x = X_{оз} / (Y_{пр} + X_{оз}), \quad (7.7)$$

$$K_z = Z_{оз} / (Y_{от} + Z_{оз}) = Z_{оз} / (Y_{пр} + X_{оз}). \quad (7.8)$$

Замена $Y_{от} + Z_{оз}$ на $Y_{пр} + X_{оз}$ в уравнении (7.8) оправдана тем, что в уравнении водного баланса (7.6) приходная и расходная части равны между собой.

Объем осадков на поверхность озера выразим через слой осадков по формуле $X_{оз} = a x_{оз} F_{оз}$, где a — коэффициент для перевода величин слоя в объемные единицы. Аналогично получим: $Z_{оз} = a z_{оз} F_{оз}$. Речной приток в озеро $Y_{пр}$ выразим через слой стока на водосборе озера: $Y_{пр} = a y_{пр} F_{в}$ или $Y_{пр} = \alpha a x_{в} F_{в}$, где $x_{в}$ — слой осадков на водосборе озера, $F_{в}$ — площадь водосбора, α — коэффициент стока, равный $y_{в} / x_{в}$.

При соответствующих заменах формулы (7.7) и (7.8) получат вид:

$$K_x = \frac{x_{оз} F_{оз}}{\alpha x_{в} F_{в} + x_{оз} F_{оз}}, \quad (7.9)$$

$$K_z = \frac{z_{оз} F_{оз}}{\alpha x_{в} F_{в} + x_{оз} F_{оз}}. \quad (7.10)$$

Разделим числитель и знаменатель обоих выражений на $x_{03}F_{03}$ и заменим отношение F_B/F_{03} на φ :

$$K_x = \frac{1}{\alpha x_B/x_{03} \varphi + 1}, \quad (7.11)$$

$$K_z = \frac{z_{03}/x_{03}}{\alpha x_B/x_{03} \varphi + 1}. \quad (7.12)$$

В этих формулах φ — так называемый *удельный водосбор*, равный отношению площади водосбора озера к площади самого озера. K_x и K_z могут быть выражены в долях 1 или %.

Анализ выражений (7.11) и (7.12) показывает следующее:

1) **доля осадков** в водном балансе озера **тем больше** (а притока в него тем меньше), **чем меньше** φ , т. е. больше площадь озера в сравнении с площадью водосбора; чем меньше коэффициент стока α , т. е. больше степень засушливости водосбора; чем меньше отношение x_B/x_{03} , т. е. чем в более увлажненной части водосбора находится озеро;

2) **доля испарения** в водном балансе озера **тем больше** (а стока из озера тем меньше), **чем меньше** φ , α и x_B/x_{03} (как и в предыдущем случае); чем больше отношение z_{03}/x_{03} , т. е. больше так называемый «индекс сухости» в районе озера (по М. И. Будыко). При этом условно принимаем, что испарение с поверхности озера совпадает с величиной испаряемости.

Из уравнения водного баланса (7.6) можно установить условие существования бессточного озера. Приняв $Y_{ст} = 0$, получим $X_{03} + Y_{пр} = Z_{03}$ или $x_{03}F_{03} + y_B F_B = z_{03}F_{03}$. Из уравнения водного баланса водосбора $x_B = y_B + z_B$ найдем $y_B = x_B - z_B$. Тогда получим $x_{03}F_{03} + (x_B - z_B)F_B = z_{03}F_{03}$, откуда $(z_{03} - x_{03})F_{03} = (x_B - z_B)F_B$ или

$$\frac{z_{03} - x_{03}}{x_B - z_B} = \varphi. \quad (7.13)$$

Последнее выражение означает, что с *ростом удельного водосбора для существования бессточного озера должно пропорционально возрастать отношение избытка испарения над осадками на поверхности озера к избытку осадков над испарением на водосборе*. Иначе говоря, в увлажненных районах бессточные озера могут существовать лишь при малых значениях φ , а в засушливых — при больших значениях φ , причем чем засушливее район, тем больше должна быть величина φ .

По соотношению составляющих расходной части уравнения водного баланса все озера, согласно Б. Б. Богословскому, подразделяются на две группы: *стоковые С* и *испаряющие И*. У озер первой группы сток превышает испарение с их поверхности — $Y_{ст} > Z_{03}$,

у озер второй группы $Y_{ст} < Z_{оз}$. По соотношению составляющих приходной части уравнения водного баланса озера обеих групп подразделяются на три типа: *приточное* P , когда приток с водосбора преобладает над осадками ($Y_{пр} > X_{оз}$), *нейтральные* H , когда $Y_{пр} \sim X_{оз}$, и *дождевые* D , если осадки преобладают над притоком ($Y_{пр} < X_{оз}$).

Стоковые озера характерны для зон достаточного и избыточного увлажнения, испаряющие — для зон недостаточного увлажнения. Тип же озера зависит от величины удельного водосбора: к нейтральному и дождевому типам относятся, как правило, озера с малой величиной ϕ .

7.4.3. Внешний водообмен озера

Внешний водообмен характеризует относительную роль поступления вод извне или оттока вод в обновлении вод в озере.

Показателем внешнего водообмена озера служит так называемый *коэффициент условного водообмена* (см. формулу (3.6)), который для озер чаще всего выражают формулой

$$K_B = (Y_{пр} + X_{оз})/V = (Y_{ст} + Z_{оз})/V, \quad (7.14)$$

где V — объем озера.

Иногда коэффициент условного водообмена озера определяют иначе: $K'_B = Y_{пр}/V$ или $K''_B = Y_{ст}/V$. K'_B характеризует относительную роль притока речных вод во внешнем водообмене озера, K''_B — относительную роль оттока речных вод (этот показатель называют также «*коэффициентом проточности озера*»). Для бессточных озер $K''_B = 0$. Если составляющие водного баланса озера представлены в км³/год, то величина $1/K_B$ численно равна *периоду условного водообновления*, выраженному в годах (см. формулу (3.7)).

Наиболее общая закономерность, свойственная внешнему водообмену озера, следующая: *чем меньше объем озера, тем при прочих равных условиях коэффициент внешнего водообмена больше*. Так, у оз. Ильмень $K_B = 1,35$, т. е. обновление вод в озере происходит в среднем за 0,74 года. У небольших проточных озер на Кольском п-ве K_B достигает 1000 (вода в среднем обновляется за 0,001 часть года, т. е. почти за 9 ч). У крупных водоемов, таких, как оз. Байкал и Каспийское море, K_B составляет 0,0032 и 0,0049, т. е. время условного обновления вод соответственно равно 312 и 204 годам.

7.5. КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ВОДЫ В ОЗЕРАХ

Колебания уровня воды. Это главнейшая характеристика режима озера. Напомним, что применительно к озерам их *водным режимом* считаются *закономерные изменения уровня воды, площади, объема*

вод, а также характеристик течений и волнения. Водный режим озера вместе с изменениями ледотермических, гидрохимических, гидробиологических и других характеристик озера формирует совокупность закономерных изменений всех компонентов озера, называемую гидрологическим режимом.

Колебания уровня воды в озерах во многом определяют и возможности хозяйственного использования водоемов, так как от высоты стояния уровня зависит эффективность работы водного транспорта, надежность водозабора на орошение, промышленное и коммунальное водоснабжение и т. д.

Колебания уровня воды в озерах по причинам, вызывающим их, могут быть подразделены на две группы: 1) *колебания уровня, связанные с изменением объема (массы) воды в озере и определяемые, таким образом, в основном изменениями составляющих водного баланса водоема* и 2) *колебания уровня, не связанные с изменениями объема вод в озере, а определяющиеся перераспределением неизменного объема по пространству озера.*

Колебания уровня первой группы связаны прежде всего с климатическими причинами и, в частности, с обусловленными климатом изменениями приходных членов уравнения водного баланса (приток речных вод, осадков на поверхность озера). Поскольку речной сток и увлажнение территории в целом подвержены климатически обусловленным вековым, многолетним и сезонным колебаниям, аналогичные колебания имеет и уровень воды в озерах.

Колебания уровня второй группы связаны прежде всего с так называемыми *сгонно-нагонными денивеляциями уровня*, обусловленными ветром. Такие колебания имеют кратковременный характер.

Вековые и многолетние колебания уровня озер. Колебания уровня озер вековые и многолетние — наиболее яркое проявление гидрологического режима водоемов; они же оказывают и наиболее сильное (нередко неблагоприятное) воздействие на хозяйственное использование озер и сопредельных территорий. Как уже отмечалось, основная причина таких колебаний — климатическая. Поэтому изучение вековых и многолетних колебаний уровня озер может служить и косвенным доказательством существования климатических изменений увлажненности территорий.

Так, А. В. Шнитникову в результате исследования режима озер юго-восточной части европейской территории СССР и Западной Сибири удалось установить вековые колебания увлажненности на огромных пространствах Евразии. А. В. Шнитников обнаружил циклические колебания уровня озер и увлажненности с периодом около 1850 лет.

Общеизвестны вековые и многолетние колебания уровня Каспийского и Аральского морей и других бессточных озер (рис. 7.5, табл. 7.2). Эти колебания до последнего времени были целиком обусловле-

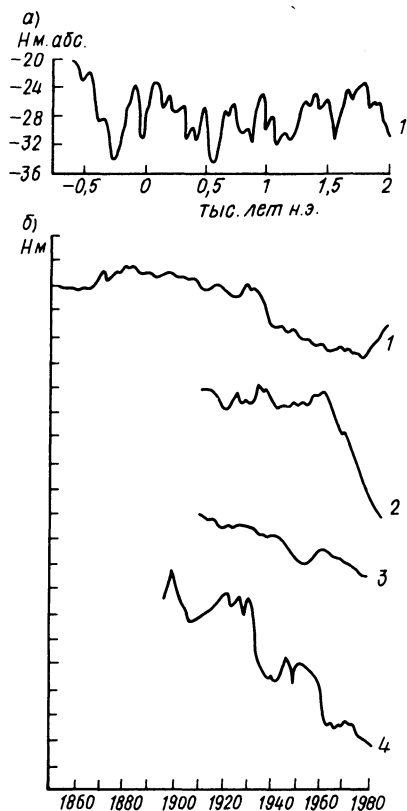


Рис. 7.5. Вековые (а) и многолетние (б) колебания уровня Каспийского (1) и Аральского (2) морей, оз. Иссык-Куль (3) и Мертвого моря (4). Цена деления шкалы на графике (б) — 1 м

Вековые и многолетние колебания уровня наиболее заметны у бессточных озер, находящихся в аридных районах (Каспийское и Аральское моря, оз. Балхаш и др.). Объясняется это тем, что при изменении степени увлажненности больших территорий приток речных вод к озеру и потери с его поверхности на испарение изменяются почти в противофазе: в засушливые периоды в озеро поступает мало стока, а потери на испарение наибольшие, во влажные периоды поступление стока и осадков на поверхность озера увеличивается, а потери на испарение несколько уменьшаются.

Сезонные колебания уровня озер. Эти колебания уровня также в основном связаны с изменениями составляющих водного баланса озер. Повышение уровня озер происходит в периоды повышенного притока вод в озера, определяемые типом внутригодового режима

ны климатическими факторами (тектоническую гипотезу колебаний уровня Каспия следует считать нереальной). Обращает на себя внимание факт снижения уровня многих бессточных озер в последние 100—200 лет, что, по-видимому, связано с общим уменьшением увлажненности материков. Однако в последние десятилетия дополнительной причиной, обуславливающей ускорение падения уровня (например, Аральского моря), является антропогенный фактор. В случае Аральского моря — существенный забор вод рек Амударьи и Сырдарьи на орошение.

Сугубо антропогенным было и снижение уровня оз. Севан: уровень был понижен на 18 м для увеличения гидроэнергетического потенциала р. Раздан, вытекающей из озера, а также для сокращения площади мелководной части озера с целью уменьшения потери воды на испарение. В настоящее время принимаются меры по стабилизации и частичному восстановлению уровня Севана: осуществляется переброска дополнительных объемов воды в озеро из р. Арпы, проектируется аналогичная переброска из других рек, сокращен сброс вод из озера по р. Раздан.

речного стока. Так, в озерах Онежском, Плещееве, Кубенском, Лача, Воже подъем уровня отмечается весной в период снегового половодья на реках; озера, питающиеся водами с ледников и высокогорных снегов (Телецкое, Иссык-Куль), имеют максимум уровня во вторую половину лета (рис. 7.6).

Величина сезонных колебаний уровня озер зависит от площади поверхности озера и удельного водосбора ϕ : с уменьшением площади озера и возрастанием ϕ она увеличивается.

Кратковременные колебания уровня озер. Колебания уровня этого вида могут быть обусловлены сгонно-нагонными явлениями, сейшмами, колебаниями атмосферного давления.

Воздействие ветра вызывает повышение уровня воды у наветренного (нагон) и понижение уровня воды у подветренного берега (сгон). При длительном устойчивом действии ветра возникает перекося водной поверхности с уклоном в сторону, противоположную направлению ветра. Величина уклона зависит от скорости ветра W и длины озера в направлении действия ветра L'_{03} . Условию равновесия тангенциального напряжения ветра и противоположно направленной продольной составляющей силы тяжести соответствует следующий уклон водной поверхности во время нагона:

$$I_{\text{наг}} = \frac{\rho_{\text{возд}} f_{\text{ветр}} W^2}{\rho g h} = K \frac{W^2}{gh}. \quad (7.15)$$

Величина перекося уровня в озере равна

$$\Delta H = I_{\text{наг}} \cdot L'_{03} = K W^2 L'_{03} / gh. \quad (7.16)$$

При этом принято, что направление ветра и нагонного подъема уровня совпадают. Чем больше скорость ветра, больше длина разгона L'_{03} и меньше глубина, тем больше величина нагона.

Величина перекося уровня в озере при нагоне складывается (рис. 7.7, а, 7.8) из двух частей: нагонного повышения уровня у наветренного берега и обычно меньшего по величине сгонного понижения уровня у подветренного берега.

Неравномерное распределение атмосферного давления также создает перекося уровня воды. При этом уровень воды ведет себя как «обратный барометр»: повышается при понижении и понижается при повышении атмосферного давления в соответствии с уравнением

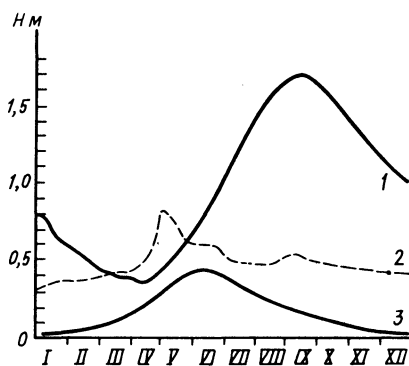


Рис. 7.6. Типичные графики сезонных колебаний уровня озер: Телецкого (1), Плещеева (2), Ладужского (3)

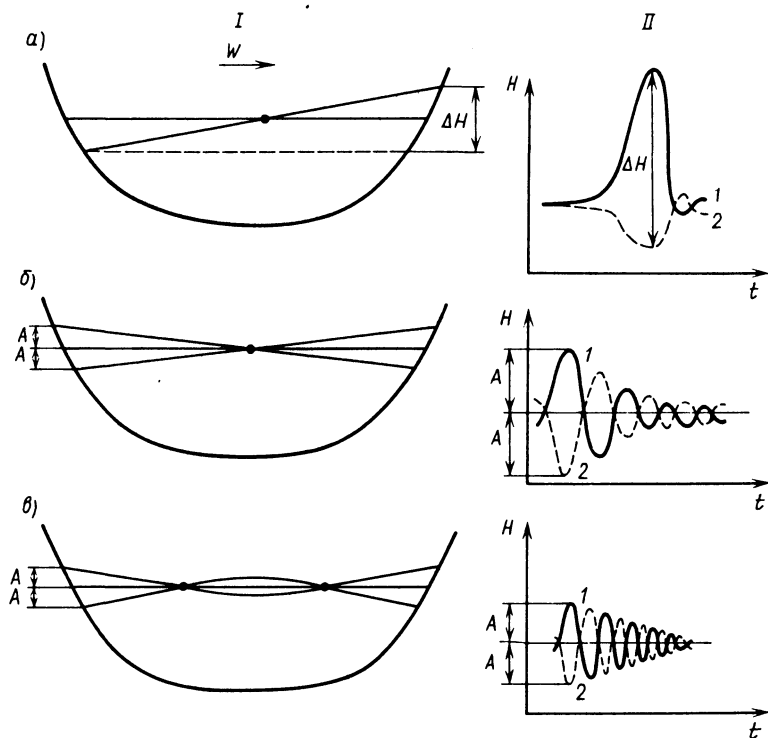


Рис. 7.7. Схема депрессии уровня озера при сгонно-нагонных явлениях (а), одноузловой (б) и двухузловой (в) сейшах: I — поперечный разрез, II — колебания уровня у противоположных берегов (1,2) озера

$\Delta H = - \Delta p / \rho g$, где Δp — величина изменения атмосферного давления. Так, изменение атмосферного давления на 1 гПа (или на 1 мбар) должно привести к обратному по знаку изменению уровня воды в этом месте приблизительно на 1 см.

После прекращения действия ветра или выравнивания градиентов атмосферного давления масса воды в озере, стремясь возвратиться в состояние равновесия, начинает испытывать постепенно затухающие колебательные движения — *сейши*. Пункты, где колебания уровня максимальны, называются *пучностями*, где уровень неизменен — *узлами*. Различают *одноузловые* и *многоузловые* (двухузловые, трехузловые и т. д.) *сейши* (рис. 7.7, б, в).

Сейши имеют следующие основные характеристики: амплитуду A (отклонение уровня от среднего), длину λ и период τ . Период сейши можно определить по формуле

$$\tau = 2L_{03} / (n \sqrt{gh}), \quad (7.17)$$

где $L_{оз}$ — длина озера, n — число узлов сейши, h — глубина озера. Из формулы (7.17) следует, что у одноузловых сейш период колебаний наибольший и что период колебаний возрастает с увеличением длины озера и уменьшением его глубины. Длина одноузловой сейши равна удвоенной длине озера.

Расчеты и наблюдения дают следующие характеристики сейш в некоторых озерах. На Байкале отмечены сейши с периодом от 44 мин до 4—5 ч. Амплитуда сейш 6—7 см. Для Женевского озера характерны величины $\tau = 73$ мин, A до 1 м, для Аральского моря $\tau = 18 \div 28$ ч, $A = 0,6 \div 0,6$ м.

7.6. ТЕЧЕНИЯ, ВОЛНЕНИЯ И ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ВОДЫ В ОЗЕРАХ

Основные физические закономерности течений и перемешивания вод в водных объектах, в том числе и в водоемах, были рассмотрены в гл. 2. Наибольшее развитие теория этих процессов в водоемах, а также волнения получила для морей и океанов; они будут подробно описаны в гл. 10. В настоящей главе рассмотрим лишь основные особенности течений, волнения и перемешивания вод в озерах.

Течения в озерах. Основными причинами течений в озерах являются ветер, сток рек, впадающих в озеро, неравномерное распределение температуры и минерализации воды, а также атмосферного давления.

Ветер вызывает *ветровые течения* (рис. 7.9). Установившееся *ветровое течение называют дрейфовым течением*.

К крупным озерам применим ряд положений теории морских ветровых течений. В отличие от морей в озерах, особенно небольших, заметного поворота поверхностных течений под действием силы Кориолиса обычно не происходит, и в большинстве случаев направление поверхностного течения совпадает с направлением ветра. Между скоростью ветра и скоростью ветрового течения в поверхностном слое может быть найдена зависимость вида $v = KW$, где *ветровой коэффициент* K для озер обычно составляет 0,01—0,02. Ветровые течения в озерах достигают 0,5 м/с.

Ветер вызывает также *сгонно-нагонные денивеляции уровня*. Возникающие перекосы уровня создают так называемые *компенсационные течения*, развивающиеся ниже слоя воды, охваченного

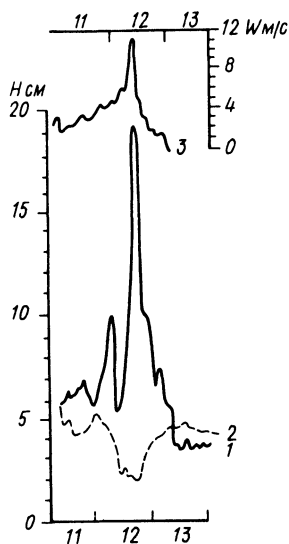


Рис. 7.8. Колебания уровня воды на противоположных берегах Ладожского озера — наветренном (1) и подветренном (2) и скорости ветра (3) во время нагона 11—13 октября 1962 г. (по Т. И. Малининой)

ветровым течением, и противоположно ему направленные (рис. 7.9).

После прекращения ветра на многих озерах возникают сейши (разд. 7.5), сопровождающиеся *сейшевыми течениями*. Скорости таких течений обычно невелики, но в узких заливах и проливах могут достигать 1 м/с и более.

Ветер создает также *волновые течения*, совпадающие с направлением распространения волн.

Втекающие в озера реки создают перекосы уровня воды, приводящие к возникновению *гравитационных (стоковых) течений*, иногда

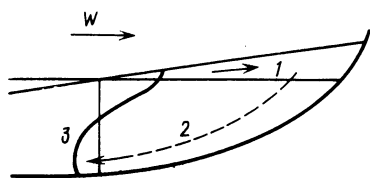


Рис. 7.9. Схема возникновения ветрового (1) и компенсационного (2) течений в озере и вертикальное распределение скорости течения (3)

распространяющихся на все озеро, особенно если оно невелико по размеру и проточное. Скорости стоковых течений зависят от скоростей течения в впадающей в озеро реке и могут достигать в непосредственной близости от устья реки 1—2 м/с. Своеобразные стоковые течения возникают и вблизи истока вытекающей из озера реки.

Неравномерное распределение по пространству озера температуры, а иногда и минерализации воды создает горизонтальные градиенты плотности и перекосы уровня, вызывающие *плотностные течения*. В период нагревания озера температура воды вблизи берегов выше, чем в середине озера. Такое распределение температуры воды создаст плотностную горизонтальную циркуляцию, направленную в больших глубоких озерах в северном полушарии под влиянием силы Кориолиса против часовой стрелки. В период охлаждения, когда у берегов температура воды ниже, чем в середине озера, возникает плотностная горизонтальная циркуляция, направленная по часовой стрелке. Скорости плотностных течений достигают на Ладожском озере 0,35 м/с, на Байкале 0,5 м/с. Изменения уровня, обусловленные изменениями атмосферного давления, вызывают *бароградиентные течения*, сходные с компенсационными течениями, связанными с ветровыми изменениями уровня (см. рис. 7.9).

Волнение в озерах. Волнение в озерах, особенно небольших, имеет ряд особенностей, связанных с ограниченностью размеров водоема и, как правило, небольшими глубинами.

Волнение на озерах в связи с их небольшими размерами развивается быстрее, чем на больших морских акваториях. Так же быстро волнение на озерах и затухает после ослабления и прекращения действия ветра. *Волны зыби*, перемещающиеся в водоемах после прекращения действия ветра, на небольших озерах наблюдаются редко.

Волнение в озерах обычно менее упорядоченное, чем на морях.

Волны, как правило, *трехмерные* (хорошо выраженный фронт волны отсутствует), более крутые, чем на морях. *Крутизна волны* — это отношение высоты волны h_b к ее длине λ .

На крупных озерах максимальная высота волн может достигать 3—4 м, иногда 5—6 м (оз. Мичиган, оз. Ладожское). На Каспийском море максимальная высота волн еще больше. На малых озерах высота волн обычно не превышает 0,5 м. Крутизна волн на озерах в среднем около 0,1.

Параметры волн на озерах (высота h_b и длина λ) зависят от скорости ветра W и длины разгона волн D и, согласно формулам В. Г. Андреева, равны:

$$h_b = 0,0208 W^{5/4} D^{1/3}, \quad (7.18)$$

$$\lambda = 0,304 W D^{1/2}, \quad (7.19)$$

где h_b и λ выражены в м, W — в м/с, D — в км. Скорость распространения волн c на мелководье может быть приближенно определена по формуле Лагранжа — Эри:

$$c \sim \sqrt{gh}, \quad (7.20)$$

где h — глубина места. Тогда период волны легко рассчитать по соотношению $\tau = \lambda/c$.

Для определения параметров волн на озерах разработаны специальные номограммы, позволяющие рассчитывать h_b , λ и τ по данным о скорости ветра W и времени его действия t , длине разгона D и глубине h .

Перемешивание в озерах. Физическими причинами вертикально-го перемешивания вод в озерах являются различия в плотности воды, вызывающие *конвективное перемешивание*, и действие ветра (волнение, ветровые течения), приводящие к *динамическому перемешиванию*.

Конвективное перемешивание наблюдается в озерах с пресной или солоноватой водой при нарушении плотностной устойчивости водных масс, вызванной, например, весенним нагреванием или осенним охлаждением поверхностного слоя воды до температуры наибольшей плотности. Вертикальная плотностная стратификация в озерах препятствует динамическому перемешиванию.

7.7. ТЕРМИЧЕСКИЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ ОЗЕР

7.7.1. Тепловой баланс озер

Для большинства озер главными приходными составляющими теплового баланса являются солнечная радиация Θ_c , поступление тепла из атмосферы при турбулентном теплообмене $\Theta_{атм}^+$, от донных

грунтов $\Theta_{гр}^+$, с речным стоком $\Theta_{реч}^+$ и подземными водами $\Theta_{подз}^+$, выделение теплоты при конденсации водяного пара $\Theta_{конд}$ и при ледообразовании $\Theta_{лед}$. Теплота расходуется в озерах на эффективное излучение I , при передаче в процессе турбулентного теплообмена в атмосферу $\Theta_{атм}^-$, при поступлении в грунты дна $\Theta_{гр}^-$, на испарение $\Theta_{исп}$ и таяние льда $\Theta_{пл}$. Часть теплоты $\Theta_{реч}^-$ уносится из озера с вытекающими из него речными водами (для сточных озер) и с подземным оттоком $\Theta_{подз}^-$. В результате сочетания прихода и расхода теплоты изменяется теплосодержание вод в озере $\Delta\Theta$.

С учетом сказанного, общее уравнение теплового баланса водного объекта (2.7) применительно к озеру можно представить в следующем виде:

$$\Theta_C + \Theta_{атм}^+ + \Theta_{гр}^+ + \Theta_{реч}^+ + \Theta_{подз}^+ + \Theta_{конд} + \Theta_{лед} = I + \Theta_{атм}^- + \Theta_{гр}^- + \Theta_{реч}^- + \Theta_{подз}^- + \Theta_{исп} + \Theta_{пл} \pm \Delta\Theta. (7.21)$$

Напомним, что солнечная радиация $\Theta_C = (Q + q)(1 - r)$, где Q и q — прямая и рассеянная солнечная радиация, r — альбедо поверхности озера. Разность Θ_C и I составляет так называемый радиационный баланс. $\Theta_{конд}$, $\Theta_{лед}$, $\Theta_{исп}$ и $\Theta_{пл}$ определяются по формулам (1.11) — (1.12). Величины поступления и уноса тепла с речным стоком можно определить по формуле теплового стока рек (6.57). Члены уравнения теплового баланса озер выражают либо в единицах теплоты, Дж, либо (чаще) относят к единице площади озера ($\text{Дж}/\text{м}^2$).

Изменение теплосодержания вод в озере $\Delta\Theta = c_{р\rho}V\Delta T$, где V — объем озера (или рассматриваемого его слоя), ΔT — изменение температуры воды. Если приходная часть уравнения теплового баланса больше расходной, то $\Delta\Theta > 0$, и вода в озере нагревается ($\Delta T > 0$). В противоположном случае $\Delta\Theta < 0$, и вода в озере охлаждается ($\Delta T < 0$).

Для большинства озер наибольший вклад в приходную часть уравнения теплового баланса дает Θ_C , а также $\Theta_{атм}^+$. Наиболее важным видом расходования тепла в озерах являются потери на испарение $\Theta_{исп}$. Поступление и унос тепла с речным стоком зависят от величины притока и оттока вод. У крупных озер $\Theta_{реч}$ обычно составляет 2—3% приходной или расходной части уравнения. Однако у небольших озер (а тем более водохранилищ) $\Theta_{реч}$ может достигать 20—25%.

Нагревание и охлаждение озер осуществляется главным образом через их поверхность (солнечная радиация, эффективное излучение, теплообмен с атмосферой, потери тепла на испарение). Передача тепла по вертикали (от поверхности на глубину и наоборот) происходит в озере вследствие вертикального перемешивания — конвективного и динамического.

7.7.2. Термическая классификация озер

Прежде чем изложить суть простейшей термической классификации озер, предложенной еще в прошлом веке швейцарским озероведом Ф. А. Форелем, остановимся на типах термической стратификации в водоемах.

Увеличение температуры воды от дна к поверхности называется прямой температурной стратификацией; уменьшение температуры воды от дна к поверхности носит название обратной температурной стратификации; наконец, равномерное распределение температуры воды по глубине называется гомотермией.

Ф. А. Форель подразделил все пресноводные водоемы мира на три группы: 1) *полярные (или холодные)* с температурой в течение всего года ниже 4°C и преобладанием обратной температурной стратификации (рис. 7.10,а); 2) *тропические (или теплые)* с температурой в течение всего года выше 4°C и с преобладанием прямой температурной стратификации (рис. 7.10,б); 3) *озера в условиях умеренного климата с температурой выше 4°C и прямой температурной стратификацией летом и температурой ниже 4°C и обратной температурной стратификацией зимой* (рис. 7.10,в).

7.7.3. Термический режим озер в условиях умеренного климата

Термический режим озер третьей группы, по классификации Фореля, наиболее сложен. Рассмотрим глубокое слабопроточное пресноводное озеро в условиях умеренного климата. В режиме температуры воды в озере выделяются четыре сезона (периода): весеннего нагревания, летнего нагревания, осеннего охлаждения, зимнего охлаждения.

Зимой подо льдом в озере устанавливается обратная температурная стратификация (рис. 7.10,в, 1). В поверхностном слое температура близка к 0°C , в придонном слое — около $3\text{—}4^{\circ}\text{C}$.

В период *весеннего нагревания* температура воды в поверхностном слое повышается. Этот процесс начинается, когда озеро еще покрыто льдом, и продолжается после схода ледяного покрова. Когда температура поверхностного слоя станет несколько выше температуры нижерасположенных слоев, нарушится вертикальная плотностная устойчивость вод: более плотная вода с температурой, близкой к 4°C , начинает опускаться, а менее теплая и менее плотная — подниматься к поверхности. Возникшее интенсивное вертикальное конвективное перемешивание приведет к выравниванию температуры по вертикали (рис. 7.10,в, 2), наступает *весенняя гомотермия* (обычно при температуре около 4°C). В это время

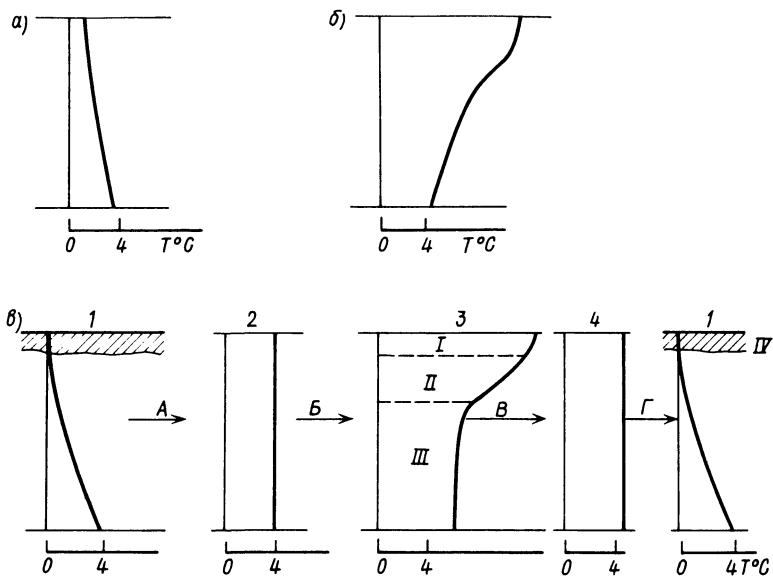


Рис. 7.10. Схема температурной стратификации в озерах полярных (а), тропических (б) и умеренного климатов (в):
 1 — обратная температурная стратификация зимой, 2 — весенняя гомотермия, 3 — прямая температурная стратификация летом, 4 — осенняя гомотермия, А — весеннее нагревание, Б — летнее нагревание, В — осеннее охлаждение, Г — зимнее охлаждение, I — эпилимнион, II — металимнион, III — гиполимнион, IV — ледяной покров

создаются предпосылки и для вертикального динамического (ветрового) перемешивания. Вода в толще озера может обновиться.

В период летнего нагревания в озере устанавливается *прямая температурная стратификация* (рис. 7.10, в, 3). Наиболее высокую температуру приобретает *поверхностный слой воды (эпилимнион)*. Ниже этого слоя лежит так называемый *слой температурного скачка (металимнион)*. Основная же толща озерных вод сохраняет относительно невысокую температуру. Этот слой называется *гиполимнион*. В эпилимнионе температура воды может повышаться до 20—25° С, в гиполимнионе температура может сохраняться равной 5—6° С. Таким образом, в слое скачка температура может резко изменяться на величину до 20° С (при этом вертикальные градиенты температуры иногда достигают 8—10° С на 1 м). Пример вертикального распределения температуры в глубоком озере в летнее время приведен на рис. 7.11.

В период осеннего охлаждения температура в поверхностном слое понижается. После того как она станет несколько ниже температуры нижерасположенных слоев, более плотные воды начинают опускаться вниз, возникает активное конвективное перемешивание.

В результате устанавливается *осенняя гомотермия* (рис. 7.10, в, 4). Как и во время весенней гомотермии, создаются условия и для вертикального динамического перемешивания. Вода в придонных слоях обновляется. Гомотермия обычно устанавливается при температуре около 4°C , а иногда (при сильном ветровом воздействии на поверхность озера) и при несколько большей температуре ($5\text{--}6^{\circ}\text{C}$).

Наконец, наступает *период зимнего охлаждения*. В это время температура в поверхностном слое постепенно понижается до температуры замерзания (0°C для пресных вод), на поверхности озера образуется ледяной покров, а в толще воды устанавливается *обратная температурная стратификация* (рис. 7.10, в, 1). Температура в придонных слоях снижается до 4°C , а иногда и до $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$, а в мелководных озерах — и до $0,5\text{--}1^{\circ}\text{C}$. Но вода на глубинах озера не достигает 0° и не замерзает, что предохраняет живые организмы от гибели.

Некоторые нарушения в описанные закономерности изменения вертикального распределения температуры в озерах могут вносить: сильное ветровое волнение, вызывающее динамическое перемешивание, иногда в мелких озерах приводящее к гомотермии даже в летнее время; антропогенное воздействие, проявляющееся либо в сбросе в озеро нагретых вод (например, отработанных вод ГРЭС), либо в искусственном перемешивании вод в небольших водоемах для обогащения придонных слоев кислородом в зимний подледный период.

Внутригодовое изменение температуры воды в рассматриваемом озере схематично представлено на рис. 7.11. Обращают на себя внимание такие основные особенности внутригодового хода температуры воды в озере.

Во-первых, изменения температуры на поверхности воды отстают от изменений температуры воздуха. Во-вторых, отрицательные значения температуры воды в пресноводном озере принимать не может,

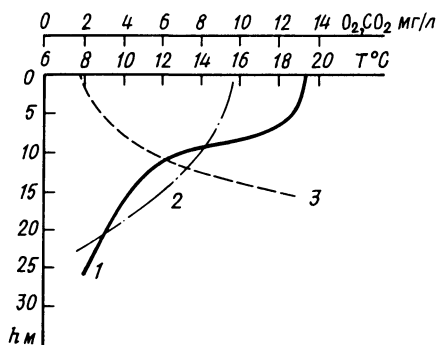


Рис. 7.11. Типичное распределение по глубине температуры воды (1), содержания кислорода (2) и диоксида углерода (3) в глубоком озере в летнее время

поэтому средняя годовая температура воды в поверхностном слое озера выше, чем средняя годовая температура воздуха. В-третьих, размах колебаний температуры воды в поверхностном слое существенно больше, чем на глубине. Если у поверхности эта величина может достигать 15—20 и даже 20—25° С, то у дна в глубоком озере — всего 2—4° С. Изменения температуры на глубине всегда отстают во времени от ее изменений в вышележащих слоях.

На рис. 7.12 выделены характерные периоды термического режима озера. Период весеннего нагревания *A* начинается, когда озеро

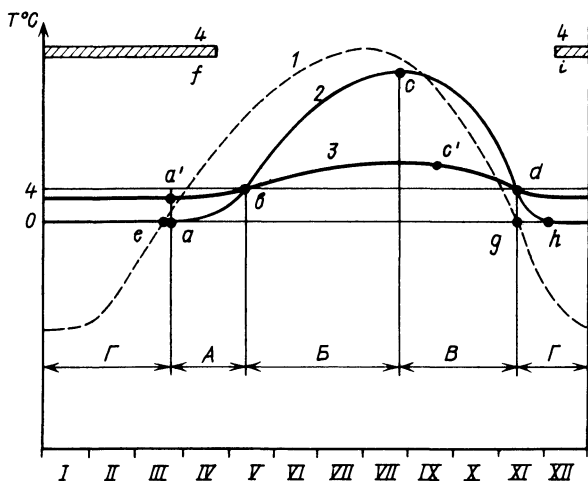


Рис. 7.12. Схема внутригодовых изменений температуры воздуха (1) и температуры в поверхностном (2) и придонном (3) слоях глубокого пресноводного озера в умеренных широтах северного полушария, 4 — ледостав: периоды: *A* — весеннего нагревания, *Б* — летнего нагревания, *B* — осеннего охлаждения, *Г* — зимнего охлаждения (другие обозначения см. в тексте)

еще покрыто льдом, но уже повышается температура воды (точка *a*), а заканчивается, когда температура в поверхностном и придонном слоях выравнивается и становится равной 4° С (точка *b*). Период летнего нагревания *Б* оканчивается при достижении температурой в поверхностном слое максимума (точка *c*). В придонном слое максимум температуры наступает позже (точка *c'*). Период осеннего охлаждения *B* заканчивается, когда температура в поверхностном и придонном слое выравнивается (приблизительно при 4° С, точка *d*). И наконец, период зимнего охлаждения *Г* оканчивается, когда в конце зимы температура придонного слоя достигнет минимума (точка *a'*), а в поверхностном слое температура начинает повышаться (точка *a*).

Суточные колебания температуры воды, как и сезонные, также затухают с глубиной.

В процессе нагревания и охлаждения воды озера может отмечаться большая горизонтальная неоднородность, особенно в больших озерах. На прибрежных мелководьях вода быстрее прогревается и быстрее остывает. В центральных районах озера благодаря инерционности тепловых процессов в больших объемах воды температура изменяется более медленно.

Наиболее характерна для крупных и глубоких озер в условиях умеренного климата горизонтальная неоднородность температуры воды весной и осенью. В процессе весеннего нагревания температура воды в прибрежных районах быстрее достигает 4°C , чем в центральной части озера. При последующем нагревании между прибрежными водами, нагретыми до температуры выше 4°C , и водами центральной части озера с температурой ниже 4°C формируется так называемый *термический бар* — вертикальный пояс с температурой воды 4°C (рис. 7.13,а). В этом поясе вода, имеющая повышенную плотность, опускается. Термический бар изолирует прибрежные быстро нагревающиеся воды (*теплоактивную область* ТАО) от более холодной воды центральной части озера (*теплоинертной области* ТИО). Водно- и теплообмен через термический бар затруднен. По мере общего нагревания водоема термический бар смещается к центру озера и в конце концов исчезает.

Осенью прибрежные воды охлаждаются до 4°C быстрее, чем воды центральной части озера. При последующем охлаждении вод, так же как и весной, возникает термический бар (рис. 7.13,б), отделяющий более холодные охлаждающиеся прибрежные воды (с температурой ниже 4°C) от вод с температурой выше 4°C . Как и весной, термический бар постепенно смещается к центру озера. Будучи прежде всего своеобразным тепловым барьером в озерной толще, термический бар служит также и динамическим барьером между прибрежными водами и водами центральной части озера, которые благодаря этому могут обладать и существенно различными физико-химическими и гидробиологическими свойствами. Поэтому роль термического бара в водоемах чрезвычайно велика. Это явление было впервые обнаружено еще Ф. А. Форелем и детально исследовано советским озероведом А. И. Тихомировым.

Своеобразны изменения температуры воды во время сгонно-нагонных явлений. Летом у наветренного («нагонного») берега, куда ветер сгоняет воду верхнего нагретого слоя, температура воды может несколько повыситься. Зато у подветренного («сгонного») берега, где благодаря сгонно-нагонной циркуляции на поверхность поднимаются глубинные воды, температура воды может резко упасть. Так, по наблюдениям Б. Б. Богословского, на Онежском озере во время ветра в начале августа у наветренного берега темпе-

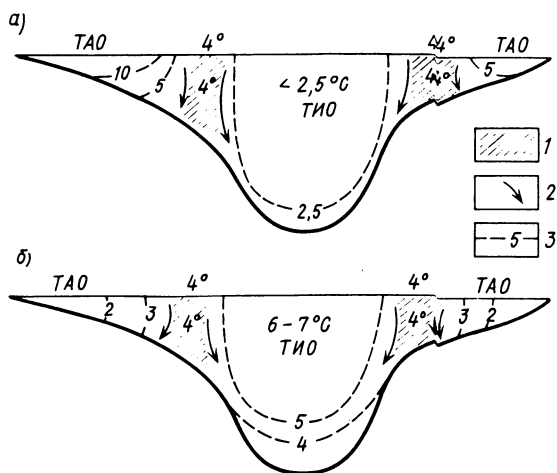


Рис. 7.13. Схема термического бара (по А. И. Тихомирову) весной (а) и осенью (б):
 1 — термический бар, 2 — циркуляция вод, 3 — изотермы

ратура воды была $15,5\text{--}16,5^{\circ}\text{C}$, а у подветренного — всего $5,7\text{--}5,8^{\circ}\text{C}$.

Термический режим озер с повышенной минерализацией воды существенно отличается от термического режима пресноводных озер. Летом сильно минерализованные воды могут нагреваться до $50\text{--}70^{\circ}\text{C}$. Зимой такая вода в поверхностном слое, не замерзая, охлаждается до значительной отрицательной температуры. У дна же может сохраниться в течение всего года положительная, иногда заметно повышенная температура воды. Термический режим озер с солоноватой или соленой водой (водой морской солености) имеет много общего с термическим режимом морей.

7.7.4. Ледовые явления на озерах

Озера по характеру ледового режима в зависимости от климатических условий подразделяются на четыре группы: не имеющие ледовых явлений, с неустойчивым ледоставом, с устойчивым ледоставом зимой, с ледоставом в течение всего года.

У озер третьей группы, так же как и у аналогичных рек, выделяют три характерных периода ледового режима: *замерзания* (осенних ледовых явлений), *ледостава*, *вскрытия* (весенних ледовых явлений).

Ледовые явления начинаются после того, как температура поверхностного слоя достигнет точки заморозания (0°C для пресноводных

озер, точка *h* на рис. 7.12). Этот момент, в свою очередь, наступает несколько позже перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C (точка *g*). Ледостав устанавливается позже начала ледовых явлений (точка *i*).

В той же последовательности наступают характерные моменты ледового режима в весенний период: сначала среднесуточная температура воздуха переходит через 0°C (точка *e*), затем начинает повышаться температура воды в поверхностном слое озера (точка *a*) и, наконец, с некоторым запозданием озеро освобождается от льда (точка *f*).

Осенние ледовые явления начинаются в наиболее быстро охлаждающихся прибрежных районах озера. На отмелях у берегов возникают *забереги*. На крупных озерах эти ледяные образования (как и на морях) называют *припаем*. Образованию заберегов препятствует волнение.

Наращение льда в период ледостава происходит тем быстрее, чем суровее зима и меньше слой снега на льду. По аналогии с реками для расчета нарастания толщины льда применяют формулы типа формул Быдина (6.58) — (6.59).

Озерный лед обычно имеет слоистое строение. Непосредственно на поверхности воды лежит прозрачный *водный кристаллический лед*, на котором в случае выхода воды по трещинам из пропитанного водой снега образуется малопрозрачный *водно-снеговой лед (наслуз)*. При подтаивании и последующем смерзании лежащего на льду снега формируется *снеговой лед*.

Толщина льда на озерах северо-запада европейской части СССР достигает 50—60 см, на озерах севера Сибири — 2—3 м.

Таяние и разрушение льда на озерах происходит под воздействием солнечной радиации, теплообмена льда с атмосферой и с нагревающейся водой самого озера, тепла, поступающего с талыми снеговыми, дождевыми и речными водами. В ряде случаев заметное влияние оказывают и механические факторы — течения, волнение, ветер. Чаще всего лед на озерах тает на месте, причем лед стает как с верхней, так и с нижней своей поверхности. Раньше всего лед тает вблизи берегов, уже освободившихся от снежного покрова и поэтому быстрее нагревающихся. Участки чистой воды у берегов, также как и на реках, называют *закраинами*. Часть льда может быть вынесена из озера вытекающей из него рекой. Поскольку лед сходит на озерах позже, чем на реках, на вытекающей из озера реке могут наблюдаться два ледохода: «речной» и «озерный». Так, на Неве появление «ладожского льда» уже после очищения от «невского льда» — явление довольно обычное.

7.8. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ И ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ, ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕР

7.8.1. Гидрохимические характеристики озер

Классификация озер по минерализации. В соответствии с общей классификацией природных вод по минерализации озера могут быть подразделены на *пресные* (или *пресноводные*) с соленостью менее 1‰, *солончатые* с соленостью от 1 до 25‰, *соленые* с соленостью более 25‰. Озера последней группы иногда называют соляными или *минеральными*. Озера с очень большим содержанием солей называют *рапными*.

Наименьшую минерализацию имеют озера зоны избыточного и достаточного увлажнения. Минерализация вод в озерах Байкал, Онежское, Ладожское менее 100 мг/л. В зоне недостаточного увлажнения минерализация озерной воды выше. В Севане соленость воды около 0,7‰, Балхаше 1,2—4,2‰, Иссык-Куле 5—8‰, в Каспийском море 10—12‰. В 60-е годы соленость вод Аральского моря была 14—15‰, к 1991 г. она возросла до 30‰, а к 2000 г. по прогнозу составит 50—80‰, что связано с сокращением притока пресных вод в водоем и уменьшением его объема вследствие испарения. Наибольшую минерализацию озера имеют в условиях засушливого климата. Так, соленость воды в озерах Эльтон и Баскунчак составляет 200—300‰. Сходную величину солености имеет Мертвое море.

Солевой баланс озер. Применительно к озерам уравнение солевого баланса можно записать следующим образом:

$$R_{\text{реч}}^+ + R_{\text{подз}}^+ + R_x = R_{\text{реч}}^- + R_{\text{подз}}^- + R_{\text{ветр}} + R_{\text{ос}} \pm \Delta R, \quad (7.22)$$

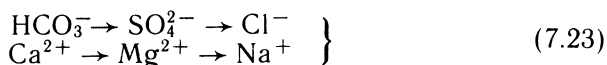
где $R_{\text{реч}}^+$ и $R_{\text{реч}}^-$ — приход и расход солей с поверхностным (речным) стоком, $R_{\text{подз}}^+$ и $R_{\text{подз}}^-$ — то же, с подземным стоком, R_x — поступление солей с атмосферными осадками, $R_{\text{ветр}}$ — вынос солей с поверхности озера ветром, $R_{\text{ос}}$ — количество солей, осаждающихся на дно, $\pm \Delta R$ — изменение количества солей в воде озера за интервал времени Δt , причем $\Delta R = R_{\text{кон}} - R_{\text{нач}}$, где $R_{\text{нач}}$ и $R_{\text{кон}}$ — начальное и конечное количество солей в озере за интервал Δt . Члены уравнения (7.22) выражаются в единицах массы (кг).

Любой член уравнения (7.22) может быть представлен как произведение объема поступающей (уходящей) воды на соответствующую минерализацию: $R = 0,001 \cdot MV$, где объем воды может быть выражен через расход воды $V = Q \Delta t$; минерализация M выражается в мг/л или г/м³, V — в м³; множитель 0,001 необходим для перевода граммов в килограммы. Заметим также, что приход и расход самой воды, выраженные в единицах объема (м³) или слоя (мм), должны подчиняться уравнению водного баланса озера (7.3).

Для сточных озер основной вклад в уравнение (7.22) дает по-

ступление и унос солей с речным стоком. Так, для Ладожского озера $R_{\text{реч}}^+$ составляет 96% приходной части уравнения баланса солей, $R_{\text{реч}}^-$ — почти 100% расходной его части. Для сильно минерализованных бессточных озер засушливой зоны в приходной части уравнения возрастает роль притока солей с подземным стоком, в расходной части существенная роль начинает принадлежать осаждению солей и выносу солей ветром.

Химический состав озерных вод. От менее засушливых районов к более засушливым увеличивается минерализация воды озер; в этом же направлении происходит трансформация основного химического состава вод (содержания анионов и катионов): воды из гидрокарбонатного класса переходят в сульфатный и хлоридный и из кальциевой группы в магниевую и натриевую по следующей схеме:



В воде озер тундры преобладают ионы HCO_3^- и Si^+ , в озерах лесной зоны — HCO_3^- и Ca^{2+} , в озерах степной зоны — SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ и K^+ , в озерах пустыни — Cl^- и Na^+ (вода таких озер приближается по своему составу к океанической).

В некоторых соляных озерах вода представляет собой *рассол*, или *рапу*, содержащую соли в состоянии, близком к насыщению. Если такое насыщение достигнуто, то начинается осаждение солей, и озеро превращается в *самосадочное*. Самосадочные озера подразделяются на *карбонатные*, *сульфатные*, *хлоридные*. В первых из них осаждаются карбонаты, например сода $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (примером могут служить содовые озера в Кулундинской степи). Во вторых осаждаются сульфаты, например мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (залив Кара-Богаз-Гол Каспийского моря). В третьих осаждаются хлориды, например галит (поваренная соль) NaCl (оз. Баскунчак).

Помимо растворенных солей вода озер содержит биогенные вещества (соединения азота N, фосфора P, кремния Si, железа Fe и др.); растворенные газы (кислород O_2 , азот N_2 , диоксид углерода CO_2 , сероводород H_2S и др.); органические вещества.

Биогенные вещества в озерной воде необходимы для жизнедеятельности водных организмов, однако их избыток приводит к ухудшению качества воды в озерах.

Кислород поступает в озера в основном из атмосферы, а также продуцируется в процессе фотосинтеза. При избытке кислород уходит из воды в атмосферу. Он также расходуется при дыхании водных организмов, при разложении и окислении органического вещества, находящегося в озере. Содержание кислорода в водной толще озера — неперемное условие жизни и развития большинства водных организмов. В процессе их жизнедеятельности кислород по-

требляется, а диоксид углерода выделяется. Поэтому к концу летнего периода в глубоких местах озера может возникнуть недостаток кислорода и избыток диоксида углерода (см. рис. 7.11). Плотностная (температурная) стратификация препятствует в это время вертикальному перемешиванию и обновлению вод. Аналогичная ситуация обычно складывается к концу зимы, когда недостаток кислорода в придонных слоях может даже привести к замору рыбы.

Обогащение толщи воды кислородом происходит во время интенсивного вертикального конвективного и динамического перемешивания (обычно в периоды весенней и осенней гомотермии).

Сероводород может образоваться в придонных слоях некоторых озер при разложении органических веществ в условиях отсутствия кислорода.

Интенсивность и направленность газообмена водоема с атмосферой (главный вид поступления и расходования газов в водоемах) определяются степенью насыщенности воды газами, в свою очередь зависящей от растворимости газа при определенных значениях температуры и давления. Если вода поверхностного слоя озера недосыщена, например, кислородом, то происходит его поглощение из атмосферы; если вода пересыщена кислородом, часть его удаляется в атмосферу.

7.8.2. Гидробиологические характеристики озер

Как и другие водные объекты, озера богаты *водными организмами (гидробионтами)*. По *условиям питания водных организмов (трофическим условиям)* озера подразделяются на *олиготрофные* (глубокие озера Байкал, Иссык-Куль, Телецкое и др. с малым количеством питательных веществ и малой продукцией органического вещества), *евтрофные* (озера с большим поступлением питательных веществ, большим содержанием органического вещества, продуцирование которого ведет к пересыщению кислородом в поверхностном слое воды, а разложение — к недостатку кислорода в гипolimнионе); *дистрофные* (озера, содержащие в воде настолько избыточное количество органического вещества, что продукты его неполного окисления становятся вредными для жизнедеятельности организмов, как, например, в некоторых заболоченных районах); *мезотрофные* (озера со средними трофическими условиями).

Естественная эволюция небольших по размеру озер в условиях холодного и умеренного климата идет по следующей схеме: олиготрофные → мезотрофные → евтрофные → дистрофные озера → болота.

Существенное влияние на евтрофирование озер оказывает хозяйственная деятельность — сброс загрязненных вод, богатых соединениями фосфора и азота (коммунальные, сельскохозяйственные и промышленные стоки, возвратные воды орошения и т. д.). Наиболее подвержены антропогенному евтрофированию малые озера, рас-

положенные в густонаселенных районах. Сильно загрязнены и становятся евтрофными озера в промышленных районах Европы и США, в том числе Великие американские озера — Эри, Мичиган и др. Признаки евтрофирования появились у таких озер, как Ладожское и Онежское.

Наиболее богаты жизнью прибрежные районы озера (за исключением берегов, подверженных сильному воздействию волнения). Видовой состав бентоса — высших водных растений (макрофитов), моллюсков и др. — изменяется с увеличением глубины вдоль подводного склона. Для озер в условиях умеренного климата довольно типично, например, следующее «тяготение» некоторых видов водной растительности к глубинам: осока растет на берегу и на глубинах, не превышающих 10—20 см, тростник растет до глубины около 1 м, камыш — 2, кувшинки — 2,5, рдест — около 3 м (рис. 7.14). По мере накопления донных отложений и повышения дна озера в этом же направлении вдоль склона идет и зарастание озера. Количество

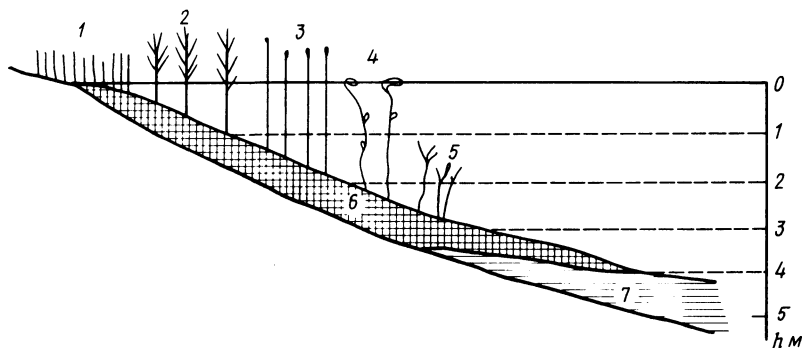


Рис. 7.14. Схема размещения растительности в прибрежной части озера и зарастания озера:
1 — осока, 2 — тростник, 3 — камыш, 4 — кувшинки, 5 — рдест, 6 — торф, 7 — сапропель

планктона к центральной части озера обычно уменьшается.

Для озер в условиях умеренного климата характерны такие внутригодовые изменения гидробиологических процессов. Повышение температуры воздуха и воды в весенний период приводит к началу вегетации макрофитов, а в водной толще — к развитию фитопланктона (первому «цветению» воды). Во второй половине лета при максимальной температуре воды наступает новый период бурного развития фитопланктона и второе «цветение» воды. Вслед за развитием фитопланктона происходит и увеличение количества зоопланктона. В летнее время активно развивается и бентос. С понижением температуры воздуха и воды осенью начинают отмирать макрофиты, сокращается биомасса озера. Испытывают сезонный цикл жизнедеятельности и рыбы, у которых нерест происходит обычно весной

и летом; зимой многие рыбы впадают в так называемое холодное оцепенение.

7.8.3. Наносы и донные отложения в озерах

По аналогии с любым водным объектом баланс взвешенных наносов в озерах складывается из следующих основных составляющих: приходная часть — поступление наносов с речным стоком $R_{\text{реч}}^+$, вследствие разрушения берегов $R_{\text{бер}}$, эолового приноса R_z , отмирания живых организмов $R_{\text{отм}}$; расходная часть — унос с речным стоком $R_{\text{реч}}^-$, аккумуляция на дне $R_{\text{акк}}$. Изменение содержания взвесей в воде равно $\pm \Delta R$. Все упомянутые величины должны быть выражены в единицах массы и отнесены к определенному интервалу времени Δt .

Таким образом, уравнение баланса наносов в озере выглядит следующим образом:

$$R_{\text{реч}}^+ + R_{\text{бер}} + R_z + R_{\text{отм}} = R_{\text{реч}}^- + R_{\text{акк}} \pm \Delta R. \quad (7.24)$$

У большинства озер основной вклад в баланс наносов дают $R_{\text{реч}}^+$ и $R_{\text{бер}}$ в приходной части и $R_{\text{реч}}^-$ (для проточных озер) и $R_{\text{акк}}$ в расходной части.

Аккумуляция наносов на дне ведет к формированию *донных отложений*, которые по происхождению слагающих их частиц подразделяются на *терригенные* (в основном минеральные частицы, поступающие с водосбора и берегов озера), *биогенные* и *хемогенные* (являющиеся в основном результатом гидробиологических и гидрохимических процессов в водной толще озера).

По составу донные отложения подразделяют на *минеральные* (песок, минеральный ил, соли), *сапропели* (биогенные илы) и *торфянисты*. Сапропели образуются в основном в малых и средних евтрофных озерах лесной зоны. Мощность сапропеля может достигать 30—40 м. О формировании самосадочных солей было сказано в разд. 7.7.1, закономерности образования торфа будут рассмотрены в гл. 9.

В распределении донных отложений по пространству озера отмечается зональность. На литорали, особенно подверженной воздействию волнения, отлагаются наиболее крупные частицы, в основном минеральные. По направлению к наиболее глубоким частям озера крупность частиц донных отложений уменьшается, а в их составе все большую долю приобретают органические илы. Доля биогенных частиц в отложениях обычно увеличивается с уменьшением размеров озер.

7.9. ВОДНЫЕ МАССЫ ОЗЕР

Озерам, так же как океанам и морям, свойственна большая неоднородность характеристик вод в пространстве и во времени. Вместе с тем в озерах могут быть выделены отдельные достаточно

большие объемы воды, сформировавшиеся в течение длительного периода времени и характеризующиеся более или менее однородными физическими, химическими и биологическими свойствами. Такие крупные объемы воды называют *водными массами*, а их закономерное пространственное сочетание — *гидрологической структурой водоема*.

Основными показателями водных масс водоемов, позволяющими отличить одну водную массу от другой, служат такие характеристики, как плотность, температура, электропроводность, мутность, прозрачность воды и другие *физические показатели*, минерализация воды, содержание отдельных ионов, содержание газов в воде и другие *химические показатели*, содержание фито- и зоопланктона и другие *биологические показатели*. Среди перечисленных характеристик чаще всего для выделения водных масс водоемов суши — озер и водохранилищ — используют данные о температуре, прозрачности и электропроводности воды (индикаторе минерализации воды), а также данные о содержании растворенного кислорода.

Основное свойство любой водной массы в водоеме — ее генетическая однородность. По генезису выделяют два типа водных масс: первичные и основные.

Первичные водные массы озер формируются на их водосборах и поступают в водоемы в виде речного стока. Свойства этих водных масс зависят от природных особенностей водосборов и изменяются по сезонам в зависимости от фаз гидрологического режима. Основная особенность первичных водных масс фазы половодья — малая минерализация, повышенная мутность воды, достаточно высокое содержание растворенного кислорода. Температура первичной водной массы в период нагревания обычно выше, чем в водоеме, и ниже в период охлаждения.

Основные водные массы формируются в самих водоемах; их характеристики отражают особенности гидрологического, гидрохимического и гидробиологического режимов водоемов. Часть свойств основных водных масс наследуют от первичных водных масс, часть приобретают в результате внутриводоемных процессов, а также под влиянием обмена веществом и энергией между водоемом, атмосферой и грунтами дна. Основные водные массы хотя и изменяют свои свойства в течение года, но в целом остаются более инертными, чем первичные водные массы.

Отличия основных водных масс от первичных зависят от многих факторов, среди которых главное место занимает структура водного баланса и внешний водообмен водоема. Чем меньше коэффициенты условного водообмена K_B , тем меньше роль речного стока в формировании основной водной массы водоема, тем сильнее характеристики основной водной массы отличаются от характеристик первичной водной массы. Так, в озерах, имеющих большой объем и большую глубину, основная водная масса может существенно отличаться по своим свойствам от первичной. Чем меньше объем озера и больше

коэффициент K_B , тем больше проточность водоема, тем ближе по своим свойствам основная и первичная водные массы. В ряде случаев (небольшие проточные озера) основная водная масса мало отличается от первичной водной массы и представлена трансформированными речными водами.

Наиболее существенно основная и первичная водные массы отличаются друг от друга при впадении рек в солоноватые или соленые бессточные озера (Каспийское и Аральское моря, оз. Балхаш и др.). В этом случае четко различаются водные массы речного и «морского» типов, и их различия и взаимодействие аналогичны различию и взаимодействию речных и морских вод в морских устьях рек (разд. 6.14).

В пределах основной водной массы водоема в отдельные сезоны года удается выделить ее *модификации*: *поверхностную, промежуточную, глубинную и придонную водные массы*. Модификации основной водной массы определяются прежде всего различиями по глубине водоема в температуре воды, содержании кислорода и органического вещества. Наиболее четко модификации основной водной массы выделяются летом в водоемах в условиях умеренного климата.

Поверхностная водная масса — это верхний наиболее нагретый слой воды (эпилимнион), глубинная водная масса — обычно наиболее мощный и относительно однородный слой более холодной воды (гиполимнион), промежуточная водная масса соответствует слою скачка температуры (металимнион), придонная водная масса — это узкий слой воды у дна, отличающийся повышенной минерализацией и специфическими водными организмами.

Выделенные модификации основной водной массы в водоемах суши аналогичны поверхностной, промежуточной, глубинной и придонной водным массам в океанах и морях.

Модификациями основной водной массы водоема могут быть также водные массы, формирующиеся в периоды охлаждения и нагревания озера и разграниченные в горизонтальном направлении термическим баром.

В результате взаимодействия первичной (речной) и основной (озерной) водных масс формируется так называемая *зона смешения, где одна водная масса трансформируется в другую*. В пределах зоны смешения находится *гидрологический фронт (гидрофронт) — относительно узкая полоса с наибольшими горизонтальными градиентами основных определяющих характеристик вод* (минерализация, температура и др.). Гидрофронт разделяет водные массы различных типов. Расположение водных масс и, соответственно, гидрофронтов изменяется в течение года в зависимости от изменений речного стока и термического режима озера.

Выделение водных масс в водоемах имеет важное значение для исследования и прогноза качества воды и биологической продуктивности водных объектов. Оно осуществляется с помощью различных методов. Водные массы выделяют по комплексу различных показате-

лей, например, с помощью T, S -анализа, принятого в океанологии и использующего данные о распределении температуры и солености воды (разд. 10.14). Для озер вместо солености воды S часто используют величину электропроводности κ .

7.10. ВЛИЯНИЕ ОЗЕР НА РЕЧНОЙ СТОК. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОЗЕР В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

Влияние озер на природную среду проявляется прежде всего через речной сток. Различают общее постоянное воздействие озер на круговорот воды в речных бассейнах и регулирующее воздействие на внутригодовой режим рек.

Основное влияние сточных водоемов суши на материковое звено круговорота воды (а также солей, наносов, тепла и т. д.) заключается в замедлении водо-, соле- и теплообмена в гидрографической сети. Озера (как и водохранилища) представляют собой скопление вод, увеличивающее емкость гидрографической сети. В самом деле объем воды, сосредоточенный в озерах мира, 176,4 тыс. м³, в то время как в реках одновременно находится лишь 2,12 тыс. км³ воды. Если в реках обновление вод происходит в среднем 1 раз в 19 дней, то в озерах — в среднем 1 раз в 17 лет (см. табл. 3.2). Чем больше озерность речного бассейна, тем медленнее водообмен в его гидрографической сети.

Меньшая интенсивность водообмена в речных системах, включающих озера (и водохранилища), имеет ряд серьезных последствий: накопление в водоемах солей, органических веществ, наносов, тепла и других компонентов речного стока (в широком понимании этого термина). Реки, вытекающие из крупных озер, как правило, несут мало солей и наносов. Так, Селенга приносит в оз. Байкал воду с минерализацией 100—250 мг/л и мутностью 100—250 мг/м³; в воде р. Ангары, вытекающей из озера, эти цифры существенно меньше: 90—100 мг/л и около 20 г/м³ соответственно.

Если с водной поверхности воды испаряется больше, чем величина осадков, то *проточные водоемы уменьшают сток вытекающих из них рек*. Кроме того, *сточные озера* (как и водохранилища) *перераспределяют речной сток во времени*, оказывая на него регулирующее воздействие и выравнивая его в течение года (подробнее см. разд. 6.15.3). *Степень регулирующего воздействия озер на сток воды, солей и наносов обратно пропорциональна коэффициенту условного водообмена K_B (формула (7.14))*. *Чем больше объем озера по сравнению с объемом годового стока реки, вытекающей из водоема, тем меньше K_B и более равномерен сток*.

Озера оказывают регулирующее влияние не только на сток воды, но и на сток солей, наносов, тепла. Так, величина внутригодовых колебаний минерализации воды в р. Волхов, впадающей в Ладжское озеро, составила в 1960 г., по данным Б. Б. Богословского, 176 мг/л, а в р. Неве, вытекающей из озера, — всего 32 мг/л. Темпе-

ратура воды рек, вытекающих из глубоких озер, в период нагревания ниже, а в период охлаждения — выше, чем на незарегулированных водоемами реках в тех же природных условиях.

Помимо непосредственного влияния озер на речной сток необходимо учитывать и их воздействие на природную среду в целом. Водоемы суши оказывают заметное влияние на местные климатические условия, уменьшая континентальность климата и увеличивая продолжительность весны и осени, внутриматериковый влагооборот (незначительно), способствуя повышению осадков, появлению туманов и т. д. Влияют водоемы и на уровень грунтовых вод, в целом повышая его, на почвенно-растительный покров и животный мир сопредельных территорий и т. д.

Озера широко используются для рыбного хозяйства, водного транспорта, водоснабжения, добычи минерального сырья, отдыха, туризма и спорта. Важно отметить необходимость комплексного и рационального использования водных и других ресурсов озер с обязательным учетом требований охраны природных (водных, земельных, рыбных и других) ресурсов.

Проблема природных ресурсов озер (особенно бессточных) неразрывно связана с рациональным использованием и охраной водных ресурсов в бассейнах, питающих эти озера рек. Это особенно хорошо видно на примере Аральского моря, судьба которого неразрывно связана с использованием водных ресурсов в бассейнах рек Амударьи и Сырдарьи. Изменение режима Аральского моря, вызванное резким сокращением (в отдельные годы даже полным прекращением) стока впадающих в него рек, — наглядный пример крупномасштабного крайне негативного воздействия хозяйственной деятельности на природу. Сокращение речного стока из-за нерационального и незаконного использования вод на орошение привело к тому, что с 1961 г. до конца 80-х годов уровень Арала упал на 13 м, площадь озера уменьшилась почти на треть, а объем — на 60%. Береговая линия отступила в некоторых местах на 90 км, ухудшились климатические условия в прибрежных районах, участились пылевые бури: ветер разносит обнажившиеся озерные отложения вместе с содержащимися в них солями. Соленость воды в озере возросла с 10—11 до 22—23‰. Экосистемы самого озера и прилегающих прибрежных районов близки к деградации. Дельты Амударьи и Сырдарьи осохли и потеряли свой специфический природный облик. Если речной сток в озеро не будет увеличен, снижение уровня продолжится вплоть до достижения им довольно низкого уровня тяготения, когда озеро раздробится на несколько небольших соленых водоемов. В настоящее время предпринимаются меры с целью сокращения потерь стока в бассейнах Амударьи и Сырдарьи, закрепления растительностью обнажившегося дна озера, мелиорации земель приаральских районов. К сожалению, восстановление Арала в том виде, которое озеро имело в 50-х годах до начала падения уровня, представляется весьма проблематичным.

Судьба Аральского моря — серьезное предостережение, показывающее, как опасно бесконтрольное использование водных ресурсов во взаимосвязанной системе речной бассейн — озеро. Этот пример должен серьезно насторожить при использовании водных ресурсов в бассейнах таких озер, как Иссык-Куль, Балхаш, Севан, да и Каспийского моря тоже. Сокращение стока рек, впадающих в озера Иссык-Куль и Балхаш, уже привело к снижению их уровня и увеличению солености воды. Значительное антропогенное понижение уровня воды в оз. Севан вызвало сильную эрозию в устьях рек с большим уклоном дна и, наоборот, заболачивание мелководных прибрежных районов и устьев рек с малым уклоном. В северной части Каспийского моря отмечено увеличение загрязненности вод.

Приведенные примеры показывают большую важность экологической и гидрологической научной экспертизы при любом крупном хозяйственном вмешательстве в природу, необходимость заблаговременного прогнозирования как естественных, так и, особенно, антропогенных изменений режима рек и связанных с ними озер.

Глава 8. ГИДРОЛОГИЯ ВОДОХРАНИЛИЩ

Водоохранилище — это искусственный водоем, созданный для накопления и последующего использования воды и регулирования стока.

Водоохранилища стали сооружать еще в глубокой древности для обеспечения водой населения и сельского хозяйства. Одним из первых на Земле считают водоохранилище с плотиной Садд эль-Кафара, созданное в древнем Египте в 2950—2750 гг. до н. э. В XX в. водоохранилища стали сооружать повсеместно. В настоящее время их на земном шаре более 30 тыс.; ежегодно в строй вступает 300—500 новых водоохранилищ. Общая площадь всех водоохранилищ мира около 400 тыс. км², а с учетом подпруженных озер — 600 тыс. км². Суммарный полный объем водоохранилищ достиг почти 6 тыс. км³. Многие реки земного шара — Волга, Днепр, Ангара, Миссури, Колорадо, Парана и другие — превращены в каскады водоохранилищ. Через 30—50 лет водоохранилищами будет зарегулировано 2/3 речных систем земного шара.

8.1. НАЗНАЧЕНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ И ИХ РАЗМЕЩЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Приблизительно 95% объема всех водоохранилищ мира сосредоточено в крупных водоемах с полным объемом более 0,1 км³. В настоящее время таких водоохранилищ около 2500. Большинство из них расположено в Северной Америке (около 900, или 36%), Азии (26%), Европе (21%). В Советском Союзе около 240 таких водоохранилищ (10%).

Данные о наиболее крупных по объему и площади водоохранилищах земного шара приведены в табл. 8.1. Самую большую площадь имеет водоохранилище Вольга, а из подпруженных озер — Виктория. Водоохранилище Виктория имеет также самый большой объем. Наиболее крупные по объему водоохранилища СССР — Братское, Красноярское, Зейское, а по площади — Куйбышевское и Рыбинское.

Сооружение водоохранилищ — пример техногенного вмешательства в природу в условиях неравномерного естественного распределе-

Т а б л и ц а 8.1. Крупнейшие водохранилища земного шара

Водохранилище	Страна	Река, озеро	Объем, км ³		Площадь, км ²		Напор, м	Год за- полнения
			полный	полез- ный	полная	в том числе подпру- женного озера		
Виктория (Оуэн-Фост) Братское Кариба	Уганда, Танза- ния, Кения СССР Замбия, Зим- бабве	Виктория Нил, оз. Виктория Ангара Замбези	205 169 160	68,0 48,2 46,0	76 000 5 470 4 450	69 000 — —	31 106 100	1954 1967 1963
Насер (Садд эль-Али) Вольта Красноярское Зейское Куйбышевское Байкальское (Иркутское)	Египет, Судан Гана СССР СССР СССР СССР	Нил Вольта Енисей Зeya Волга Ангара, оз. Байкал	157 148 73,3 32,1 58,0 47,6	74,0 90,0 30,4 32,1 34,6 46,6	5 120 8 480 2 000 2 420 5 900 32 970	— — — — — 31 500	95 70 100 98 29 30	1970 1967 1967 1974 1957 1959
Онтарио (Ирокуэй) Рыбинское Онежское (Верхневир- ское)	Канада, США СССР СССР	Св. Лаврентия, оз. Онтарио Волга Свирь оз. Онежское	29,9 25,4 13,8	29,9 16,7 13,1	19 470 4 550 9 930	19 000 — 9 700	23 18 17	1959 1949 1952

П р и м е ч а н и е. Данные по А. Б. Авакяну, В. П. Салтанкину, В. А. Шаралову (1987) и монографии «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» (1974).

ния водных ресурсов в пространстве и особенно во времени. Водохранилища решают целый ряд важнейших социально-экономических задач, удовлетворяя потребности человека в воде или защищая его от водной стихии.

Накопленную в водохранилищах воду используют для орошения и обводнения земель, водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий, санитарных промывок речных русел, улучшения судоходных условий ниже по течению в маловодный период года и т. д. С помощью водохранилищ регулируют речной сток для гидроэнергетики, с целью предотвращения наводнений. Водоемы используют также для рыбного хозяйства, водного транспорта, рекреации (отдыха людей), водного спорта.

Гидрологический режим водохранилищ управляется человеком, который выбирает заранее нужные параметры водоема и технические приемы его эксплуатации. Многие черты гидрологического режима водохранилищ определяются хозяйственными потребностями и регулируются. Вместе с тем искусственно созданные водоемы начинают участвовать в круговороте воды в речных системах, оказываются под влиянием комплекса природных факторов и подчиняются закономерностям, свойственным естественным водным объектам — рекам и особенно озерам.

Водоохранилища — своеобразные водные объекты, новый природно-техногенный компонент ландшафта. Они преобразуют режим рек, влияют (и нередко неблагоприятно) на окружающую среду. Потребности практики заставляют изучать режим водохранилищ, разрабатывать стратегию рационального управления ими, принимать меры по предотвращению некоторых негативных последствий сооружения этих водоемов. Поэтому вполне правомочно говорить о возникновении нового раздела гидрологии — гидрологии водохранилищ.

8.2. ТИПЫ ВОДОХРАНИЛИЩ

Водоохранилища могут быть подразделены на типы (рис. 8.1) по характеру ложа, способу его заполнения водой, географическому положению, месту в речном бассейне, характеру регулирования стока.

По морфологии ложа, согласно К. К. Эдельштейну, водохранилища делятся на *долинные* и *котловинные*. К долинным относятся водохранилища, ложем которых служит часть речной долины. Главный признак таких водохранилищ — наличие уклона дна и увеличение глубин от верхней части водоема к плотине. Долинные водохранилища подразделяются, в свою очередь, на *русловые*, находящиеся в пределах русла и низкой поймы реки, и *пойменно-долинные*, водой которых помимо русла затоплена также высокая пойма и иногда участки надпойменных террас. К котловинным водохранилищам

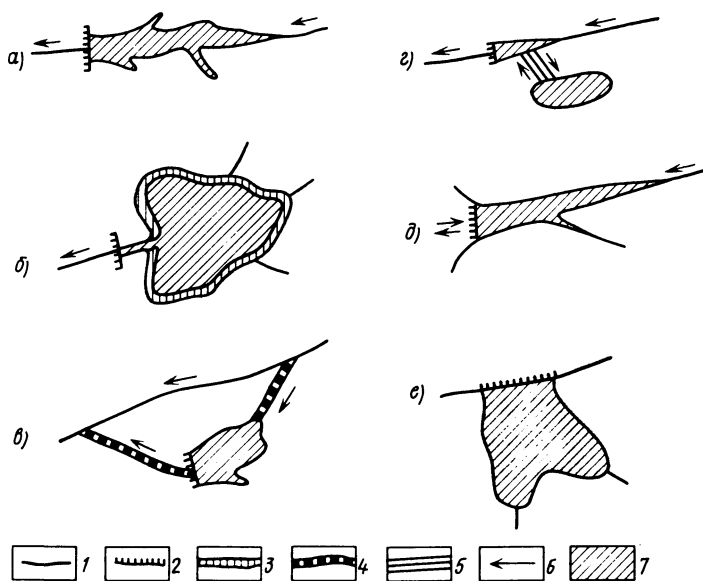


Рис. 8.1. Основные типы водохранилищ:
a — долинное запрудное, *б* — котловинное запрудное (подпруженное озеро), *в* — котловинное наливное, *г* — котловинное наливное при гидроаккумулирующей электростанции, *д* — долинное запрудное в эстуарии при приливной электростанции, *е* — котловинное запрудное в опресненном морском заливе; 1 — река, 2 — плотина, 3 — затопленная при подпоре береговая зона озера, 4 — подводящий и отводящий каналы, 5 — водоводы, 6 — направление течения, 7 — зеркало водохранилища

относятся подпруженные (зарегулированные) озера и водохранилища, расположенные в изолированных низинах и впадинах, в отгороженных от моря заливах, лиманах, лагунах, а также в искусственных выемках (карьерах, копанях). Небольшие водохранилища площадью менее 1 км² называют *прудами*.

По способу заполнения водой водохранилища бывают *запрудные*, когда их наполняет вода водотока, на котором они расположены, и *наливные*, когда вода в них подается из рядом расположенного водотока или водоема. К наливным водохранилищам относятся, например, водохранилища гидроаккумулирующих электростанций.

По географическому положению водохранилища делят на *горные*, *предгорные*, *равнинные* и *приморские*. Первые из них сооружают на горных реках, они обычно узкие и глубокие и имеют *напор*, т. е. величину повышения уровня воды в реке в результате сооружения плотины до 300 м и более. В предгорных водохранилищах обычно высота напора 50—100 м. Равнинные водохранилища обычно широкие и мелкие, высота напора — не более 30 м. Приморские водохранилища с небольшим (несколько метров) напором, сооружают в морских заливах, лиманах, лагунах, эстуариях.

Примерами высоконапорных горных водохранилищ являются Нурекское и Рогунское на Вахше с высотой напора около 300 м. К предгорным водохранилищам могут быть отнесены некоторые водохранилища Енисейского и Ангарского каскадов: Красноярское (высота напора 100 м), Братское (106 м), Усть-Илимское (88 м). Примерами равнинных водохранилищ могут служить водохранилища Волжского и Днепровского каскадов: Рыбинское (высота напора 18 м), Куйбышевское (29 м), Волгоградское (27 м), Каневское (15 м), Каховское (16 м). К приморским водохранилищам относятся, например, опресненная водами Дуная лагуна Сасык на западном побережье Черного моря в СССР, водохранилище Эйсселмер в Нидерландах, образовавшееся в результате отчленения от Северного моря залива Зейдер-Зе и его опреснения водами Рейна.

Сооружение равнинных водохранилищ обычно сопровождается большим затоплением территорий — пойменных лугов, лесов, сельскохозяйственных угодий, требует переноса на новое место населенных пунктов, предприятий, дорог. При сооружении горных водохранилищ больших затоплений территории не происходит.

По месту в речном бассейне водохранилища могут быть подразделены на *верховые* и *низовые*. Система водохранилищ на реке называется *каскадом*.

По степени регулирования речного стока (разд. 6.15.3) водохранилища могут быть *многолетнего, сезонного, недельного и суточного регулирования*. Характер регулирования стока определяется назначением водохранилища и соотношением полезного объема водохранилища и величины стока воды реки.

8.3. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОДОХРАНИЛИЩ

Для характеристики морфологии и морфометрии водохранилищ применимы те же показатели, что и для озер. *Из морфометрических характеристик водохранилища наиболее важны площадь его поверхности F и объем V* . Форма водохранилища определяется характером заполненного водой понижения. Котловинные водохранилища обычно имеют озеровидную форму, долинные — вытянутую. Многие долинные водохранилища расширяются по направлению к плотине, имеют изрезанные берега и многочисленные заливы (затопленные устья притоков). Форма водохранилища изменяется с изменением уровня воды.

Любое водохранилище рассчитывается на накопление некоторого объема воды в *период наполнения* и на сброс этого же объема в *период сработки*. Накопление нужного объема воды сопровождается повышением уровня до некоторой оптимальной величины. Такой уровень обычно достигается к концу периода наполнения, может

поддерживаться плотинной в течение длительного времени и называется *нормальным подпорным уровнем* (НПУ) (рис. 8.2). В редких случаях, во время высокого половодья или больших паводков,

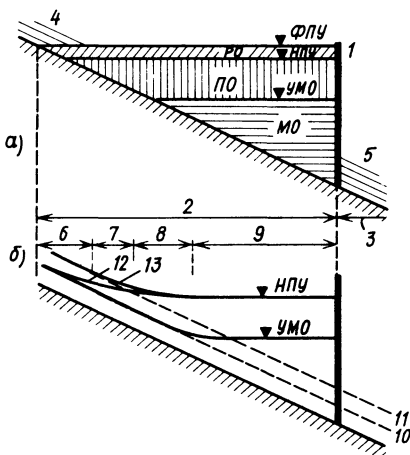


Рис. 8.2. Основные элементы (а) и зоны (б) водохранилища (по А. Б. Авакяну, В. П. Салтанкину, В. А. Шарпову):

1 — плотина, 2 — верхний бьеф плотины (гидроузла), 3 — нижний бьеф плотины (гидроузла), 4 — река выше водохранилища, 5 — река в нижнем бьефе, 6 — зона выклинивания подпора, 7, 8, 9 — верхняя, средняя и нижняя зоны водохранилища, 10 — меженный, 11 — половодный (паводковый) уровень воды в реке до сооружения водохранилища, 12 — меженный, 13 — половодный (паводковый) уровень воды в реке в условиях подпора, ФПУ — форсированный подпорный уровень, НПУ — нормальный подпорный уровень, УМО — уровень мертвого объема, РО — резервный объем, ПО — полезный объем, МО — мертвый объем

допускается временное превышение НПУ на 0,5—1 м. Такой уровень называют *форсированным подпорным уровнем* (ФПУ). Предельно возможным снижением уровня воды в водохранилище является достижение *уровня мертвого объема* (УМО), сброска ниже которого вообще невозможна.

Объем водохранилища, находящийся ниже УМО, называется *мертвым объемом* (МО). Для регулирования стока и периодической сброски используется объем водохранилища, находящийся между УМО и НПУ. Этот объем называют *полезным объемом водохранилища*. Сумма полезного и мертвого объемов дает *полный объем*, или *емкость водохранилища*. Объем воды, заключенный между НПУ и ФПУ, называют *резервным объемом*.

В пределах запрудного водохранилища выделяют несколько зон: *зону переменного подпора, верхнюю, среднюю и нижнюю*.

8.4. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ВОДОХРАНИЛИЩ

Водный баланс водохранилищ так же, как и водный баланс озер, может быть охарактеризован с помощью уравнения (7.3), а в среднем для многолетнего периода — с помощью уравнения (7.6).

Характерная черта структуры водного баланса водохранилищ — преобладание притока речных вод в приходной и преобладание стока вод в расходной части уравнения водного баланса. На долю осадков в большинстве случаев приходится лишь 2—3% прихода вод, на

долю испарения — обычно не более 10% расхода вод. Основная причина этого — весьма большие значения величины удельного водосбора ϕ для большинства водохранилищ. Так, величины K_x и K_z определенные по формулам (7.9) и (7.10), равны для водохранилищ Куйбышевского — соответственно 1 и 1%, Красноярского — 1 и 1%, Братского — 2 и 2%, Цимлянского — 5 и 9%.

Исключение составляют лишь либо очень большие водохранилища, либо водохранилища, расположенные в районах с весьма значительными величинами осадков и испарения. Так, в очень крупном водохранилище Вольта в Гане на долю осадков приходится 22% приходной части водного баланса (величина осадков 1400 мм), а на долю испарения 25% расходной части водного баланса (испарение с поверхности водохранилища 1570 мм). Велико значение коэффициента K_z и для водохранилищ Насер на р. Нил ($K_z = 13\%$, $z_{\text{вдхр}} = 2000$ мм), Кариба на р. Замбези ($K_z = 14\%$, $z_{\text{вдхр}} = 1670$ мм), Лейк-Мид на р. Колорадо ($K_z = 10\%$, $z_{\text{вдхр}} = 2100$ мм). Все три последних водохранилища расположены в условиях весьма засушливого климата («индекс сухости» z_0/x для них равен соответственно 2000; 2,8 и 20,6).

Для водохранилищ, расположенных в условиях избыточного и достаточного увлажнения, $Y_{\text{пр}} < Y_{\text{ст}}$, т. е. ниже водохранилища происходит некоторое увеличение речного стока. Наоборот, в условиях недостаточного увлажнения $Y_{\text{пр}} > Y_{\text{ст}}$, и в водохранилищах теряется часть стока, причем тем больше, чем больше величина $x_{\text{вдхр}} = z_{\text{вдхр}}$ и площадь водохранилища.

Величина внешнего водообмена для водохранилищ обычно больше, чем для озер. Поскольку роль местных осадков и испарения в водном балансе большинства водохранилищ невелика, значения коэффициента условного водообмена, рассчитанные по формуле (7.14), для водохранилищ обычно значительно больше, чем для озер, что объясняется меньшими объемами искусственных водоемов. Для большинства водохранилищ СССР значения K_B находятся в пределах 1—10, т. е. период условного обновления в этих водохранилищах составляет приблизительно от 1 года до 1 месяца. Наибольшие коэффициенты условного водообмена для наиболее крупных водохранилищ мира составляют: Насер — 0,5—0,6; Вольта — 0,3—0,4; Кариба — 0,3; Братское — 0,5 (вода в этих водохранилищах обновляется, таким образом, приблизительно 2—3 раза в год).

Колебания уровня воды в водохранилищах в основном являются следствием искусственно регулируемого процесса наполнения или сработки водохранилища (рис. 8.3) и могут быть оценены с помощью полного уравнения водного баланса водоема (7.3).

В период наполнения, обычно в период половодья и паводков на реке, уровень воды в водохранилище может подняться на значительную величину (иногда от уровня мертвого объема до нормального

подпорного уровня (см. рис. 8.2). На такую же величину уровень снижается в период сработки водохранилища. В равнинных водохранилищах величина сезонных колебаний уровня составляет обычно 5—7 м, на горных 50—80 м, т. е. она значительно больше, чем на озерах. Велика на водохранилищах и скорость сезонных повышений и понижений уровня воды. Существенно меньшие по величине колебания уровня сопутствуют недельному и суточному режиму наполнения и сработки водохранилищ. Наибольшие колебания уровня свойственны нижней зоне водохранилища, в зоне переменного подпора изменения уровня сходны с речными.

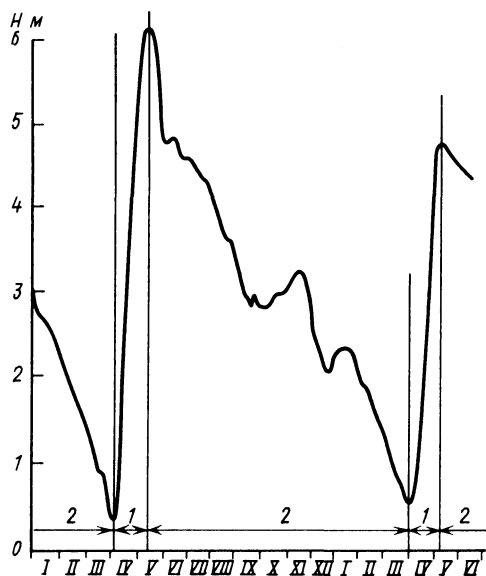


Рис. 8.3. Типичный график изменения уровня воды в водохранилище в течение года:
1 — наполнение, 2 — сработка полезного объема водохранилища

Так же, как и на озерах, на водохранилищах (особенно на мелко-водьях) довольно обычны сгонно-нагонные колебания уровня. Для долинных водохранилищ наиболее значительные сгонно-нагонные колебания уровня наблюдаются в тех случаях, когда ветер дует вдоль водохранилища.

Течения в водохранилищах имеют много общего с течениями в озерах (разд. 7.6), отличаются более сложной пространственной структурой и нестационарным характером. Наиболее сильные течения наблюдаются иногда в затопленных речных руслах, в заливах встречаются застойные зоны. В водохранилищах с большой площадью поверхности, как и в озерах, наблюдаются сильные ветровые

течения, во многих водохранилищах — плотностные течения.

Волнение на водохранилищах зависит от их размера. Обычно оно слабее, чем на озерах, но сильнее, чем на реках. Высоты волн достигают на больших водохранилищах 2—3 м. Важнейшие последствия ветрового волнения на водохранилищах — вертикальное перемешивание вод, особенно на мелководьях, абразия берегов, ухудшение условий жизнедеятельности макрофитов.

8.5. ТЕРМИЧЕСКИЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ ВОДОХРАНИЛИЩ

Термический режим водохранилищ отличается от термического режима рек неоднородностью распределения температуры воды по длине, ширине и глубине. Термический режим крупных и глубоких водохранилищ сходен с аналогичным режимом озер (разд. 7.7), однако отличается от него более нестабильным характером. Наиболее типичен «озерный» тип термического режима для приплотинных участков водохранилищ, где обычно наблюдается вертикальная температурная стратификация.

Своеобразен термический режим водохранилищ, специально используемых для охлаждения вод, сбрасываемых с тепловых электростанций. В таких водоемах-охладителях температура воды может повышаться заметно выше значений, характерных для естественного хода термических процессов.

Период ледовых явлений на водохранилищах, как и в озерах, обычно продолжительнее, чем на реках. Толщина льда на водохранилищах также больше, чем на реках. Если водохранилище осуществляет недельное или суточное регулирование стока, то частые колебания уровня удлиняют период замерзания. Во время зимней сработки водохранилищ с сезонным регулированием большие объемы льда оседают на берегах.

8.6. ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ И ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВОДОХРАНИЛИЩ

Особенности гидрохимического и гидробиологического режимов водохранилищ определяются в основном тремя обстоятельствами: 1) интенсивностью водообмена; 2) характером грунтов и растительности зон затопления и подтопления и 3) режимом накопления и сработки вод, величиной и интенсивностью колебаний уровня воды. Контроль за режимом гидрохимических и гидробиологических характеристик водохранилищ весьма актуален, поскольку многие из этих водоемов используются для водоснабжения, в том числе питьевого.

Чем меньше коэффициент условного водообмена водохранилища, тем сильнее выражена происходящая в результате сооружения водохранилища трансформация речного гидрохимического и гидробиологического режима в режим, характерный для озер. В глубоких водохранилищах отмечаются увеличение минерализации вод и уменьшение содержания растворенного кислорода с глубиной. В придонных слоях возможно скопление вод пониженного качества. После сооружения слабопроточного водохранилища происходит замена «речных» организмов на «озерные». Появляется озерный фито- и зоопланктон. В теплую часть года возможно «цветение» воды (это весьма неблагоприятное явление характерно, например, для водохранилищ Днепровского каскада). Медленно формируется ихтиофауна, свойственная водоемам с замедленным водообменом.

Существенное влияние на гидрохимический и гидробиологический режим водохранилищ в первые несколько лет после их заполнения оказывают оставшиеся под водой растительность и почвенный покров. Разложение остатков растительности в зоне затопления может отрицательно повлиять на качество воды. Этот процесс ведет к уменьшению содержания кислорода в водной толще вплоть до возникновения существенного дефицита O_2 , приводящего к замору рыб.

Большие и резкие колебания уровня воды во многих водохранилищах ведут к формированию обширной береговой зоны с переменным режимом затопления и осушки, на которой не может сформироваться характерная для озер литораль со специфическими макрофитами и бентосом. Свойственная озерам зональность в распределении по глубине различных видов растительности (см. рис. 7.14) в водохранилищах с большими колебаниями уровня выражена значительно слабее.

8.7. ЗАИЛЕНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ И ПЕРЕФОРМИРОВАНИЕ ИХ БЕРЕГОВ

Водохранилища, как и озера, являются аккумуляторами наносов. В уравнении баланса наносов (7.24) для водохранилищ в приходной части преобладают поступление наносов с речным стоком $R_{\text{реч}}^+$ и продукты размыва берегов $R_{\text{бер}}$, в расходной — аккумуляция наносов $R_{\text{акк}}$ и поступление наносов в нижний бьеф $R_{\text{реч}}^-$.

Так, по Н. А. Зиминой, для Угличского водохранилища на реке Волге доля $R_{\text{реч}}^+$ и $R_{\text{бер}}$ в приходной части уравнения баланса наносов с 1940 по 1968 г. изменилась соответственно с 29 до 63 и с 68 до 30%, т. е. вклад размыва берегов в баланс наносов неуклонно уменьшался. За этот же период доля $R_{\text{реч}}^-$ и $R_{\text{акк}}$ изменилась соответственно с 35 до 68 и с 65 до 32%, т. е. доля транзитного выноса наносов увеличилась, а их аккумуляция уменьшилась. Отмеченные закономерности характерны для многих равнинных водохранилищ.

Отложение в водохранилище мелких (взвешенных) наносов называют *заилением*, крупных (влекомых) — *занесением*. Если не удастся различить мелкие и крупные наносы, то процесс аккумуляции всей совокупности наносов в водохранилище называют *заилением*. В результате заиления формируется толща донных отложений водохранилища (см. рис. 6.23). При равномерном отложении наносов период заиления мертвого объема водохранилища $\tau_{зл}$ можно приближенно определить по формуле

$$\tau_{зл} = V_{МО}/W_R(1 - \sigma), \quad (8.1)$$

где $V_{МО}$ — мертвый объем водохранилища (м^3), W_R — средний годовой сток наносов реки (м^3), σ — доля стока наносов, проходящая через водохранилище транзитом (для равнинных водохранилищ σ может достигать 0,3—0,4, для глубоких горных водохранилищ практически весь сток наносов реки задерживается в водохранилище и σ приближается к 0). Сток наносов реки, в свою очередь, определяют по формуле $W_R = \bar{R} \cdot 31,5 \cdot 10^6 / \rho_{отл}$, где \bar{R} — средний годовой расход наносов в кг/с , $31,5 \cdot 10^6$ — количество секунд в году, $\rho_{отл}$ — плотность донных отложений, равная 700—900 кг/м^3 для илистых отложений, 1200—1300 кг/м^3 для песчаного ила, 1800—2200 кг/м^3 для песков и гравия с галькой.

Интенсивность отложения наносов и период заиления водохранилища (т. е. время его «жизни») зависят от стока наносов реки и объема водохранилища. В равнинных водохранилищах на реках с небольшим стоком наносов ежегодное нарастание дна невелико. Так, на Ивановском и Рыбинском водохранилищах на Волге ежегодно отлагается слой наносов, равный в среднем 0,2 и 0,25 см соответственно (при максимальных значениях 1,9 и 6,0 см/год). Период заиления таких водохранилищ весьма велик. Интенсивность заиления небольших водохранилищ на реках с большим стоком наносов, в особенности в засушливых районах, очень велика. Например, в США некоторые водохранилища в пустынной зоне заполнялись наносами за 10—15 лет.

После сооружения водохранилища и повышения уровня воды в зону волновой переработки (абразии) попадают берега водохранилища — бывшие склоны долины. В результате абразии, как и на озерах, формируются береговой уступ и абразионная отмель в верхней части берегового склона (см. рис. 7.1). Наиболее интенсивно разрушаются сложенные лёссовидными грунтами берега водохранилищ в степной, полупустынной и пустынной зонах. За первые 10 лет существования водохранилища берег может отступить на 200 м и более. Так, в первые годы существования Цимлянского водохранилища на Дону, по данным С. Л. Вендрова, отмечалось отступление берега со средней интенсивностью 9 м/год (при максимальных величинах

размыва 50 м/год). В результате разрушения берегов могут пострадать строения и сельскохозяйственные угодья.

Наиболее крупные фракции продуктов волнового разрушения берегов водохранилищ идут в основном на формирование аккумулятивной части отмели, а более мелкие отлагаются в его глубоководных местах или выносятся в нижний бьеф.

8.8. ВОДНЫЕ МАССЫ ВОДОХРАНИЛИЩ

Гидрологическая структура водохранилищ, как показали Н. В. Буторин и К. К. Эдельштейн, обладает существенными особенностями. Хотя в водохранилищах, как и в крупных озерах, встречаются обе водные массы — первичная (речная) и основная (водная масса самого водохранилища, аналогичная озерной водной массе), соотношение их объемов отличается от соотношения, свойственного озерам. В крупных озерах на долю речной водной массы приходится небольшая часть общего объема вод (на Онежском в среднем менее 10—15%); в водохранилищах относительный объем речной водной массы возрастает (в Рыбинском водохранилище до 35—55% в половодье и 10—25% в межень). Водные массы в водохранилищах поэтому более подвижны, чем в озерах. Особенностью водохранилищ является также формирование специфической придонной водной массы в приплотинном районе, как модификации основной водной массы.

8.9. ВЛИЯНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ НА РЕЧНОЙ СТОК И ОКРУЖАЮЩУЮ ПРИРОДНУЮ СРЕДУ

Так же, как и озера, *водохранилища замедляют водообмен в гидрографической сети речных бассейнов*. Сооружение водохранилищ привело к увеличению объема вод суши приблизительно на 6 тыс. км³ и замедлению водообмена приблизительно в 5 раз. Так, если в естественном состоянии период условного водообмена в реках земного шара составлял в среднем около 19 сут, то в результате сооружения водохранилищ он увеличился, по расчетам Г. П. Калинина и Ю. М. Матарзина, к 1960 г. до 40 сут, к 1970 г. до 64 сут, к 1980 г. до 99 сут (в 5,2 раза). Наиболее сильно замедлился водообмен в речных системах Азии (в 14 раз) и Европы (в 7 раз). Для рек СССР водохранилища увеличили среднее время пребывания вод в речном бассейне с 22 до 89 сут, т. е. в 4 раза. После сооружения каскада водохранилищ водообмен в бассейнах рек Волги и Днепра замедлился в 7—11 раз.

Сооружение водохранилищ всегда ведет к уменьшению как стока воды вследствие дополнительных потерь на испарение с поверхности

водоема, так и стока наносов, биогенных и органических веществ вследствие их накопления в водоеме.

В результате сооружения водохранилища возрастает поверхность, покрытая водой; поскольку испарение с водной поверхности всегда больше, чем с поверхности суши, потери на испарение также возрастают. Общее уменьшение стока реки по сравнению с естественными условиями (до сооружения водохранилища) может быть оценено с помощью уравнения

$$\Delta W = (z_v - z_c) (F_{\text{вдхр}} - F_p) \cdot 10^{-6}, \quad (8.2)$$

где ΔW — величина уменьшения годового объема стока, км³, z_v и z_c — годовое испарение с водной поверхности и суши, мм, $F_{\text{вдхр}}$ и F_p — площади водохранилища и поверхности реки на месте искусственного водоема до его создания, км².

В условиях избыточного увлажнения испарение с водной поверхности ненамного превышает испарение с поверхности суши. Поэтому при избыточном увлажнении сооружение водохранилищ практически не сказывается на уменьшении стока рек. В условиях недостаточного увлажнения, а в особенности в условиях засушливого климата, когда «индекс сухости», по М. И. Будыко, $z_0/x > 3,0$, а z_v значительно превышает z_c , сооружение водохранилищ приводит к существенным потерям стока. По расчетам А. А. Соколова, процент уменьшения речного стока в результате сооружения водохранилищ растет по территории европейской части СССР с севера на юг и достигает максимума в засушливых районах Средней Азии.

Во всех водохранилищах мира, по данным ГТИ, в 1980 г. безвозвратно терялись на испарение 120 км³ воды в год, т. е. около 3% стока рек мира. Наибольшие потери речного стока свойственны водохранилищам Насер (8,3 км³/год) и Вольта (4,6 км³/год). К 2000 г. потери стока в водохранилищах мира могут возрасти до 220 км³/год. Во всех водохранилищах СССР в 1980 г. безвозвратно терялись 19,5 км³ воды в год, а к 2000 г. эта цифра может возрасти, по оценкам ГТИ, до 23,4 км³/год. В СССР больше всего теряют на испарение водохранилища Бухтарминское (1,5 км³/год), Куйбышевское и Волгоградское (по 1,1 км³/год).

Уменьшение водообмена, вызванное сооружением водохранилищ, привело также к уменьшению скорости течения в речных системах и к уменьшению способности рек к самоочищению; к увеличению времени контакта речных вод с дном и берегами, что также, вероятно, отрицательно влияет на качество воды; к уменьшению теплового стока рек, поскольку сброс в нижний бьеф осуществляется часто через придонные отверстия в плотине, а глубоким водохранилищам свойственно уменьшение температуры воды с глубиной.

В результате сооружения водохранилищ и отложения в них наносов существенно уменьшается и сток наносов рек. Так, каскады водохранилищ на Миссисипи и Волге привели к уменьшению годово-

го стока взвешенных наносов соответственно с 450 до 295 млн. т и с 13,9 до 8,4 млн. т, т. е. в обоих случаях более чем на 1/3. Уменьшение стока наносов рек вследствие их отложения в водохранилищах может вызвать нарушение баланса наносов в устьях рек и частичное волновое разрушение морского края дельты, как это уже произошло в устье Нила после сооружения высотной Асуанской плотины и водохранилища Насер в 1970 г., а также в устье Сулака после сооружения Чиркейского водохранилища в 1974 г.

Наиболее сильное воздействие водохранилища на речной сток и природные условия долины реки ниже водохранилища связано с регулирующим эффектом водохранилищ, о чем уже говорилось в разд. 6.15.3. По оценкам М. И. Львовича, *сооружение водохранилищ привело к увеличению на 27% устойчивого межлетнего речного стока на земном шаре*. Ниже водохранилищ полностью преобразуется водный режим рек (см. рис. 6.23, 6.28), изменяются характер заливания поймы, русловые процессы, режим устьев рек и т. д. В зоне недостаточного увлажнения воздействие водохранилищ приводит к осушению речных пойм и дельт, что может нанести серьезный ущерб народному хозяйству. Осушение пойм в зоне избыточного увлажнения — явление положительное, способствующее их хозяйственному освоению.

Влияние водохранилищ на термический и ледовый режим рек в целом аналогично влиянию озер (разд. 7.7). Наиболее характерно *выравнивающее воздействие водохранилищ на температуру воды в реке*. Так, на Енисее ниже Красноярского водохранилища температура воды стала в мае — июне на 7—9° и в июле — августе на 8—10° С **ниже**, а в сентябре на 8° и в октябре на 9° С **выше**, чем до зарегулирования реки.

Как и озера, водохранилища оказывают заметное воздействие на природные условия сопредельных территорий. *Сооружение крупных водохранилищ приводит к затоплению и подтоплению земель, повышению уровня грунтовых вод, способствующих заболачиванию земель* (см. гл. 9), *изменению микроклиматических условий* (выравниванию внутригодовых колебаний температуры воздуха, усилению ветра, некоторому увеличению влажности воздуха и атмосферных осадков), *волновому размыву берегов*. *Наиболее существенное негативное последствие сооружения водохранилищ — это потеря земель при их затоплении*. По оценкам М. И. Львовича, суммарная площадь затопления в мире равна приблизительно 240 тыс. км², что составляет 0,3% земельных ресурсов суши. Площади затопления в СССР, по данным С. Л. Вендрова, порядка 80 тыс. км².

После сооружения водохранилища *изменяется почвенно-растительный покров на затопленных и подтопленных землях*. Полагают, что влияние водохранилищ распространяется на сопредельную территорию, приблизительно равную по площади самому водохранилищу. Кроме того, в результате сооружения водохранилищ *часто ухудшаются условия прохода на нерест многих пород рыб; нередко*

ухудшается качество воды вследствие возникновения в некоторые периоды года дефицита кислорода в придонных слоях, накопления солей и биогенных веществ, «цветения воды». Считают также, что сооружение водохранилищ может привести к увеличению сейсмичности района.

Таким образом, водохранилища оказывают довольно сложное и неоднозначное воздействие и на режим рек, и на природные условия сопредельных территорий. Давая несомненный положительный экономический эффект, они нередко вызывают и весьма негативные экологические последствия. Все это требует, чтобы при проектировании водохранилищ более внимательно учитывался весь комплекс гидрологических, физико-географических, социально-экономических и экологических аспектов. Возникает необходимость в экологическом прогнозе, который невозможен без помощи гидрологии.

Важное значение при этом имеют мероприятия, осуществляемые в процессе создания и эксплуатации водохранилища с целью предотвращения нежелательных последствий и максимального использования положительного эффекта от создания водохранилища. К таким мероприятиям относятся: инженерная защита от затопления территорий и объектов (населенных пунктов, сельскохозяйственных угодий, предприятий, мостов и т. д.); переселение жителей, перенос предприятий, дорог и т. д.; очистка ложа водохранилища от леса и кустарников, создание водоохраных зон; восстановление лесных, рыбных, охотничьих и других ресурсов; транспортное, рыбохозяйственное, рекреационное и другое освоение водоема; инженерное обустройство акватории и береговой зоны водохранилища и т. д.

Глава 9. ГИДРОЛОГИЯ БОЛОТ

В географической литературе в термин «болото» вкладывают либо широкое, либо узкое содержание. В широком толковании болота — это избыточно увлажненный с застойным водным режимом участок земли, на котором происходит накопление органического вещества в виде неразложившихся остатков растительности. В более узком смысле болото отождествляют с торфяником, т. е. избыточно увлажненным участком земли, имеющим слой торфа толщиной не менее 30 см и покрытым специфической растительностью. Избыточно увлажненные земельные площади со слоем торфа толщиной менее 30 см или вовсе не имеющие его называют в таком случае заболоченными землями.

Мы будем придерживаться более широкого толкования термина и относить к болотам не только торфяные болота — торфяники, но и заболоченные леса, луга, участки тундры и др., т. е. заболоченные земли, не имеющие хорошо выраженного слоя торфа. Для такого широкого толкования термина «болото» имеются два основания. Во-первых, на многих заболоченных землях наблюдаются начальные фазы формирования слоя торфа (хотя и замедленного), что в условиях холодного климата может объясняться малой интенсивностью прироста органического вещества, а в условиях жаркого климата — большой интенсивностью его разложения. Поэтому не относить к болотам заболоченные земли означало бы не учитывать генетического единства этих объектов. Во-вторых, к болотам целесообразно отнести огромные пространства заболоченных тропических лесов, приморских солоноватоводных маршей или мангровых болот (торфа у них обычно мало или нет вовсе), поскольку все эти объекты объединяет избыточная застойная увлажненность. В противном случае эти природные объекты, несомненно относящиеся к водным, выпали бы из поля зрения гидрологии.

9.1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ БОЛОТ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Болота возникают путем заболачивания суши (главный вид образования болот) и путем зарастания (заболачивания) водоемов. Заболачивание суши свойственно многим природным зонам зем-

ного шара. Оно происходит при избыточном увлажнении и благоприятных геоморфологических условиях (понижения, впадины и др.), создающих предпосылки для застойного водного режима, накопления органического вещества и образования болот.

Можно выделить два основных вида заболачивания суши: *затопление* и *подтопление территории*. Затопление территории может быть обусловлено двумя причинами. Во-первых, преобладанием осадков над испарением при отсутствии хорошего дренажа. Так образуются болота в тропических лесах, в тундре. Очень часто в условиях избыточного или даже умеренного увлажнения болота возникают на плоских водораздельных пространствах при слабом оттоке вод. Во-вторых, затоплением территории поверхностными водами (водами рек, озер, морей) в условиях пониженного рельефа прилегающей местности. Так образуются болота на берегах рек и озер. Такого же происхождения болота на берегах приливных морей. Подтопление территории обычно связано с повышением уровня грунтовых вод, вызванного какими-либо искусственными мероприятиями: сооружением водохранилищ, избыточным орошением, сооружением нарушающих естественный сток грунтовых вод насыпей железных или шоссейных дорог и т. д.

Заращение или заболачивание водоемов свойственно в основном условиям умеренного и теплого климата. Оно обычно начинается с берегов (первичные фазы заращения водоемов рассматривались в разделе 7.8.2). На дне водоема отлагаются глинистые частички, оседают остатки водных организмов (планктона и бентоса), постепенно превращающиеся в органический ил — *сапрпель*. Водоем мелеет, в нем поселяются высшие растения: сначала погруженные (рдест, роголистник), затем кувшинки с плавающими листьями, а позже тростник, камыш, рогоз. Неполное разложение растительных остатков приводит к образованию торфа. От водоема остаются небольшие «окна» воды, затем и они зарастают. Постепенно водоем превращается в болото. Часто описанный процесс сопровождается образованием на поверхности водоема *зыбкого ковра* («зыбун», «сплавина», «плаур») из корневищ растений. В таком случае заращение водоема идет со всех сторон — со дна, с берегов и с поверхности.

Болота распространены на Земле повсеместно: в разных климатических зонах и на большинстве континентов. Общая площадь торфяных болот на земном шаре около 2,7 млн. км², или около 2% площади суши. В них сосредоточено около 11,5 тыс. км³ воды, или 0,03% пресных вод гидросферы. Общая площадь болот всех типов на Земле, по данным Е. Я. Каца, еще больше — до 3,5 млн. км². Наиболее заболоченные континенты — Южная Америка и Евразия.

Площадь болот разных типов в Советском Союзе около 2,1 млн. км², что составляет почти 10% территории страны. На северо-западе европейской части СССР болота занимают в среднем 40% территории, а в северной половине Западной Сибири — до

50—70%. В болотах СССР содержится примерно 3 тыс. км³ воды, из них 1 тыс. км³ приходится на болота Западной Сибири. Кроме севера европейской части СССР и севера и центра Сибири болота широко распространены в Полесье, на Камчатке и в других районах СССР.

9.2. ТИПЫ БОЛОТ

Следуя Н. Я. Кацу, будем подразделять все болота на две большие группы — заболоченные земли (не имеющие хорошо выраженного слоя торфа) и собственно торфяные болота.

К заболоченным землям можно отнести многие типы болот: травяные болота арктической тундры, тростниковые и осоковые болота лесостепи, засоленные болота полупустыни и пустыни (солончаки), заболоченные тропические леса, пресноводные тропические травяные болота сезонного увлажнения, пресноводные и солончатые приморские болота (марши), соленые мангровые болота и т. д.

По комплексу геоморфологических, гидрологических и геоботанических признаков *торфяные болота*, лучше изученные и приуроченные в основном к тундре, лесной зоне и лесостепи, подразделяются, в свою очередь, на три типа: *низинные, переходные и верховые* (рис. 9.1).

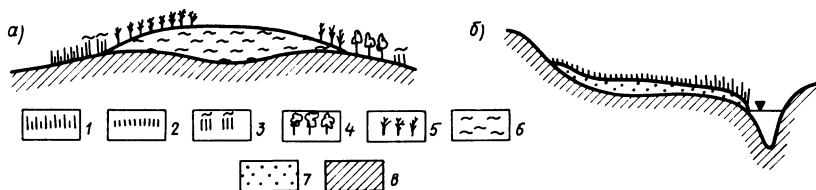


Рис. 9.1. Схема верхового (а) и низинного (б) торфяного болота: микроландшафты: 1 — осоковые, осоково-тростниковые, осоково-гипновые; 2 — сфагново-осоковые; 3 — сфагново-пушицевые; 4 — ольшаники; 5 — сосново-сфагновые; 6 — залежь сфагнового торфа, 7 — залежь тростникового и осокового торфа, 8 — минеральный грунт

Низинные болота обычно имеют *вогнутую или плоскую поверхность*, способствующую застойному характеру водного режима. Образуются они в низких местах — по берегам рек и озер. В последнее время такие болота стали появляться в зонах подтопления водохранилищами. К низинным болотам относятся также пойменные и притеррасные болота, болота в низовьях и дельтах рек (так называемые «плавни» с густыми зарослями тростника).

Важнейшие гидрологические особенности низменных болот — наличие близлежащего водоема или водотока, близость уровня грунтовых вод, преобладание в водном питании поверхностных и грунтовых вод — поставщиков минеральных биогенных веществ.

Характерной чертой низинных болот являются евтрофные растения, требовательные к минеральным веществам. Среди таких растений — ольха, береза (иногда ель), осоки, тростник, рогоз.

Верховые болота имеют мощный слой торфа и выпуклую поверхность. Отличительная черта гидрологического режима верховых болот — преобладание в их водном питании атмосферных осадков, бедных минеральными биогенными веществами. Для верховых болот характерны олиготрофные растения, нетребовательные к минеральным веществам. Это прежде всего сосна, вереск, пушица, сфагновые мхи. Образуются верховые болота обычно на водоразделах, а также в других местах в результате эволюции низинных болот.

Верховые болота подразделяют на два подтипа — лесные, покрытые ковром сфагнового мха и сосной, а восточнее Енисея — лиственничной, и грядово-мочажинные, имеющие длинные гряды с кочками торфа и понижения-мочажины, покрытые сфагновым мхом и заросшие травянистой растительностью.

Промежуточное положение занимают *переходные болота с плоской или слабовыпуклой поверхностью и мезотрофной растительностью (умеренного минерального питания).* Наиболее типичные растения таких болот — береза (иногда сосна), осоки, сфагновые мхи.

Для каждого из трех типов торфяных болот характерны определенные сочетания видов растительности (биоценозов), в совокупности с геоморфологическими особенностями отдельных частей болот, создающие специфические болотные микроландшафты (см. рис. 9.1). Так, весьма типичными микроландшафтами (по К. И. Иванову) для низинных болот являются древесные (ольшаниковые, березовые и др.), древесно-осоковые, древесно-осоково-сфагновые, тростниковые, тростниково-осоковые и другие, для переходных болот — древесно-осоковые, сфагново-осоковые и другие, для верховых — сосново-кустарничковые, сосново-сфагновые, сфагново-пушицевые и др. Своеобразными болотными микроландшафтами являются комплексные грядово-мочажинные микроландшафты с различным характером растительности в зависимости от типа болот, а также грядово-озерковые, озерково-мочажинные микроландшафты и др.

9.3. СТРОЕНИЕ, МОРФОЛОГИЯ И ГИДРОГРАФИЯ ТОРФЯНЫХ БОЛОТ

Сформировавшееся верховое торфяное болото обычно имеет многослойное строение (рис. 9.2,а), отражающее процесс постепенного накопления торфа и повышения поверхности болота. Каждый слой имеет специфический состав торфа, отражающий изменение видового состава растительности на разных фазах развития болота.

Вся толща торфа в болоте называется *торфяной залежью*. В пределах торфяной залежи выделяют инертный и деятельный слои, уровень грунтовых вод (рис. 9.2,б)

Инертный слой лежит на минеральном дне и составляет основную

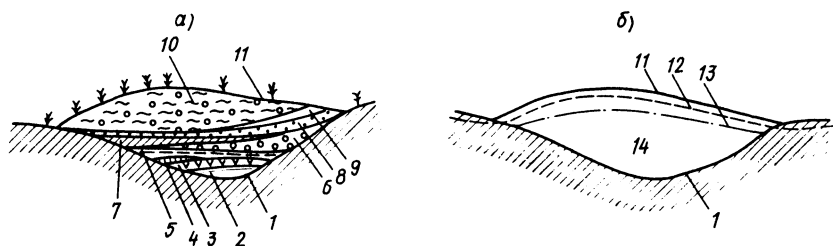


Рис. 9.2. Схема слоистого строения торфяной залежи (а) и деятельного и инертного слоев (б) верхового болота:

1 — минеральное дно, 2 — сапропель, 3 — тростниковый торф, 4 — хвощевый торф, 5 — осоковый торф, 6 — лесной торф, 7 — гипновый торф, 8 — шейхцериево-сфагновый торф, 9 — пушицево-сфагновый торф, 10 — сфагновый торф с пнями сосны, 11 — поверхность болота, 12 — уровень грунтовых вод, 13 — нижний горизонт деятельного слоя, 14 — инертный слой

толщуг торфяной залежи. Инертный слой имеет очень слабый водообмен с выше расположенными слоями торфа и с окружающими болота землями, отличается постоянным или малоизменяющимся содержанием воды в торфе. Инертный слой отличают также очень малая водопроницаемость, отсутствие доступа кислорода в поры торфа, отсутствие аэробных бактерий и микроорганизмов. Толщина инертного слоя изменяется от нуля у границ болота до максимальных глубин торфяных отложений (иногда до 18—20 м).

В пределах *деятельного* (или *активного*) слоя, лежащего над инертным слоем, происходит некоторый влагообмен торфяной залежи с атмосферой и окружающими болото территориями, изменяется содержание влаги в торфе, происходят колебания уровня грунтовых вод. Деятельный слой отличают также повышенные водопроницаемость и водоотдача, периодическое поступление воздуха в поры торфа, освобождающиеся от воды при снижении уровня грунтовых вод, большое количество аэробных бактерий и микроорганизмов, способствующих разложению части отмирающего растительного покрова и превращению его в торф, наличие в верхней части живого растительного покрова. Нижний горизонт деятельного слоя приблизительно соответствует среднему многолетнему минимальному уровню болотных грунтовых вод.

Толщина деятельного слоя — от 40 (мохово-травянистые части болот) до 80—95 см (лесные низинные болота). Толщина деятельного слоя больше на повышенных и меньше на пониженных элементах рельефа болота.

Содержание воды в инертном слое торфяной залежи, т. е. ниже уровня грунтовых вод, обычно весьма велико — от 91 до 97% (по объему). Выше уровня грунтовых вод в деятельном слое содержание воды существенно меньше. Во всей торфяной залежи содержание воды увеличивается или уменьшается в зависимости от повышения или понижения уровня грунтовых вод.

болото постепенно вступает в верховую фазу своего развития (3-6 на рис. 9.3). Формирующийся в процессе развития болота слой торфа оказывает подпорное влияние на уровень грунтовых вод. Это приводит к расширению пояса переувлажненной почвы и расширению зоны болотообразования.

Накопление торфа идет в болоте неравномерно. В низинную фазу развития болота наименьшая интенсивность разложения растительных остатков и наибольшая интенсивность накопления торфа отмечаются в наиболее низких застойных частях болота, т. е. в его центре. Это ведет к выравниванию поверхности болота и способствует началу переходной фазы его развития. В эту фазу накопление торфа идет по площади более равномерно, и его поверхность в центре болота поднимается приблизительно параллельно самой себе. В результате на краях болота возникают уклоны поверхности к периферии болота. Питание болота грунтовыми водами резко сокращается или прекращается вовсе. Питание растительности преимущественно атмосферными осадками приводит к смене в центре болота мезотрофной растительности олиготрофной. Разложение органических остатков замедляется, а интенсивность образования торфа возрастает. Центральная часть болота начинает повышаться быстрее. Одновременно идет процесс расширения болота, причем заболачиванию прилегающих территорий способствует не только подпор грунтовых вод торфяной залежью (что отмечалось и на первых двух фазах развития болота), но и фильтрация атмосферных осадков от центра болота к его периферии.

9.5. ВОДНЫЙ БАЛАНС И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ БОЛОТ

Водный баланс болота, как и других водных объектов суши, складывается из приходной части, включающей атмосферные осадки x , приток поверхностных y_1 , и подземных (грунтовых) вод w_1 , и из расходной части, включающей испарение z , поверхностный y_2 и подземный отток w_2 . За интервал времени Δt в болоте может произойти накопление воды или ее сработка ($\pm \Delta u$).

С учетом сказанного общее уравнение водного баланса болота выглядит следующим образом:

$$x + y_1 + w_1 = z + y_2 + w_2 \pm \Delta u. \quad (9.2)$$

Для верхового болота члены y_1 и w_1 (болото питается лишь атмосферными осадками) равны нулю.

Изменение запаса воды в болоте $\pm \Delta u$ может быть представлено как изменение уровня грунтовых вод в торфяной залежи:

$$\Delta u = a \Delta H, \quad (9.3)$$

где a либо равно водоотдаче μ (при снижении уровня грунтовых вод), либо дефициту влажности d (при повышении уровня). Значение

ние a определяется точно так же, как для любого грунта (см. раздел 5.5), и выражается в долях единицы.

Поскольку μ и d в различных частях болота различны, суммарное изменение запаса влаги в деятельном слое болота определяется как средневзвешенная величина:

$$\Delta u = [\sum (a_i \Delta H_i F_i)] / F, \quad (9.4)$$

где F_i — площадь каждого отдельного болотного микроландшафта, F — полная площадь болота.

Источниками питания болот служат, таким образом, атмосферные осадки, поверхностный и подземный сток из-за пределов болота. У верховых и низинных болот соотношение этих источников питания различное: *верховые болота питаются в основном атмосферными осадками, низинные — поверхностными и подземными (грунтовыми) водами.*

Главная статья расходования воды в болотах — это испарение с поверхности болота, включая транспирацию растительностью. Вклад испарения в расходование воды с болота достигает 100% для низинных бессточных болот котловинного залегания в аридной зоне и составляет около 50% для болот в северных районах избыточного увлажнения.

Величина испарения с болот зависит от климатических условий, в целом возрастая с уменьшением широты местности, от типа болота (евтрофные болота испаряют воды больше, чем олиготрофные), от высоты стояния уровня болотных грунтовых вод и содержания воды в болоте (при высоком влагосодержании величины испарения могут приближаться к величинам испаряемости).

Наибольшее количество воды испаряют болота в условиях сухого субтропического климата. С плавней в дельтах ряда рек испаряется в год до 1300 мм воды. Много воды испаряют заболоченные тропические леса. В условиях умеренного климата наибольшее количество воды испаряют сфагново-осоковые и лесные топи (до 600 мм за лето), наименьшее — сфагновые болота с кустарничками (до 300 мм за лето). Много испаряют лесные болотные микроландшафты, меньше — моховые. Косвенный показатель испарения — более низкий уровень грунтовых вод в летнее время в лесных болотах. Испарение с мочажин обычно на 40—60% превышает испарение с гряд. В целом в зоне избыточного увлажнения испарение с низинных болот превышает испарение с верховых болот на 10—15%.

Соотношение составляющих водного баланса болота изменяется во времени. Изменение условий питания и расходования влаги в болоте приводит, согласно уравнению водного баланса, к колебаниям уровня грунтовых вод, который обычно находится близко от поверхности болота и быстро реагирует на изменения составляющих водного баланса. Это и определяет **водный режим болот.**

Для торфяных болот в условиях умеренного климата (север

и центр европейской территории СССР) типичны следующие изменения составляющих водного баланса и сопутствующие изменения водного режима болот. В весеннее время идет пополнение запасов влаги в основном в результате снеготаяния. Уровень болотных грунтовых вод весной повышается, достигая максимальных значений обычно в апреле — мае. В летнее время происходит расходование влаги в основном путем испарения и частично стока. Минимальные уровни болотных грунтовых вод наблюдаются в июле — сентябре. Зимой происходит некоторое расходование запасов влаги, однако оно очень невелико (испарение практически отсутствует, сток снижается почти до нуля вследствие промерзания деятельного слоя на всю глубину или значительного снижения уровня грунтовых вод). Минимальные уровни болотных грунтовых вод наблюдаются в феврале — начале марта. Некоторое пополнение запасов влаги в болоте и сопутствующее повышение уровня грунтовых вод наблюдаются осенью в период дождей. Типичный график колебаний уровня грунтовых вод в болоте приведен на рис. 9.4.

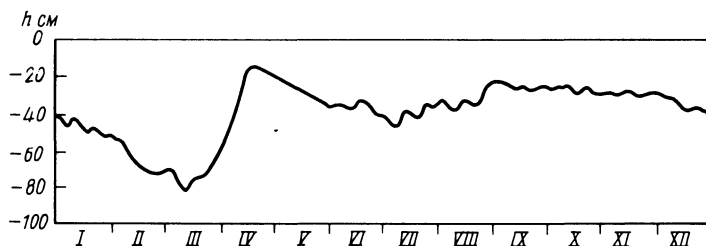


Рис. 9.4. Сезонные колебания уровня грунтовых вод относительно поверхности болота в условиях умеренного климата (по К. Е. Иванову)

Высота стояния уровня грунтовых вод и его колебания зависят от типа болотных микроландшафтов и рельефа поверхности болота. Наиболее низкий уровень грунтовых вод в лесных болотных микроландшафтах. Средний уровень грунтовых вод в пониженных элементах рельефа на 30—40 см ниже поверхности болота. Здесь же наблюдаются и наибольшие колебания уровня грунтовых вод в течение года (до 60—75 см при средней величине 45—55 см). С уменьшением высоты и густоты древостоя средний уровень грунтовых вод повышается, и амплитуда колебаний уменьшается.

На моховых болотах (без древесной растительности) уровень грунтовых вод наиболее высокий, а размах его колебаний в течение года наименьший.

Тепловой режим торфяных болот помимо климатических условий в значительной степени зависит от водно-тепловых свойств торфа и минеральных грунтов. Особенно важную роль играет теплоемкость и теплопроводность торфа, зависящие, в свою очередь, от соотноше-

ния объемов органического вещества, воды и воздуха в торфяной залежи. Чем больше содержание воды в торфе, тем больше его теплоемкость и тем медленнее он нагревается и остывает.

С глубиной колебания температуры торфяной залежи ослабевают. В условиях умеренного климата суточный ход температуры в деятельном слое торфяного болота заметен лишь до глубины 15—25 см, а сезонные колебания температуры — до глубины 3—3,5 м. На глубинах, превышающих 35—40 см и 4—5 м, соответственно суточные и сезонные изменения температуры обычно отсутствуют.

Величина и суточных и сезонных колебаний температуры в торфяном болоте меньше, чем в минеральном грунте, и уменьшается с увеличением влажности грунта. Непосредственно на поверхности болота суточные колебания температуры вследствие малой передачи тепла в глубь торфяной залежи могут быть очень велики, что способствует повышенному испарению в дневные часы и ранним осенним заморозкам в ночные часы.

Замерзание болот в условиях холодного и умеренного климата наступает через 15—17 дней после устойчивого перехода температуры воздуха через ноль, т. е. болота замерзают позже небольших озер и рек. Наиболее интенсивно торфяная толща промерзает при небольшой толщине снежного покрова. К концу зимы толщина мерзлого слоя торфа на грядах в среднем в 1,5 раза больше, чем на мочажинах. Максимальная толщина мерзлого слоя на крупно-бугристых торфяниках — до 60—65 см.

На европейской территории СССР толщина мерзлого слоя торфа на болотах возрастает с запада на восток, что объясняется понижением температуры воздуха, увеличением длительности зимнего периода и уменьшением толщины снежного покрова в этом направлении.

Оттаивание болот помимо климатических условий зависит от толщины мерзлого грунта, толщины снежного покрова и поэтому протекает различно в разных болотных микроландшафтах.

9.6. ВЛИЯНИЕ БОЛОТ И ИХ ОСУШЕНИЯ НА РЕЧНОЙ СТОК. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ БОЛОТ

Вопрос о влиянии болот на речной сток имеет принципиальное значение для оценки гидрологической роли болот в природных комплексах и для оценки возможных изменений стока рек в результате осушительных мелиораций.

Единой точки зрения относительно гидрологического значения болот и в особенности их «регулирующей» роли у гидрологов долгое время не было. Одни считали, что болота увеличивают весенний сток, другие — уменьшают. Подобные противоречивые точки зрения имелись и в оценке влияния болот на меженный сток. Усилиями в основном советских гидрологов (К. Е. Иванов, И. А. Шикломанов и др.) к настоящему времени сложились следующие представления о гидрологической роли болот.

Вследствие повышенного испарения и транспирации с поверхности болота уменьшают среднюю величину стока: с заболоченных территорий в реки поступает меньше стока, чем с сопредельных незаболоченных земель. Важно отметить, что различие в испарении с поверхности болот и незаболоченных земель растет с уменьшением общей увлажненности территории.

В тундре испарение с болот и незаболоченных земель в условиях избыточного увлажнения мало отличается. Различие возрастает в лесной зоне в условиях достаточного увлажнения и достигает наибольшего значения в степной, полупустынной и пустынной зонах (в условиях недостаточного увлажнения), где с заболоченных земель теряется на испарение значительно больше воды, чем с сопредельных сухих территорий. Так, огромные массы воды теряются на так называемое непродуктивное испарение с заболоченных пойм и дельт («плавней») в южных районах СССР.

Таким образом, непосредственным следствием осушения болот должно стать уменьшение испарения и увеличение стока, причем тем большее, чем южнее расположен осушенный болотный массив.

В зоне достаточного увлажнения дополнительной причиной увеличения среднего стока непосредственно в результате осушения болот служит сработка статических (вековых) запасов подземных вод, сопутствующая снижению уровня грунтовых вод после осушения.

Однако впоследствии испарение с осушенных массивов, как было показано в разделе 6.15, может возрасти и тем сильнее, чем больше будет транспирировать культурная растительность, посаженная на осушенных землях. Величина стока тогда может выравняться или даже уменьшиться в сравнении с его величиной до осушения.

Влияние болот на сезонный сток менее однозначно. Часто считают, что болота, поглощая влагу во время снеготаяния, уменьшают весенний сток, и поэтому осушение болот, улучшая отток талых вод, должно привести к увеличению весеннего стока. Однако необходимо учитывать и противоположную тенденцию: осушенные болота могут иметь лучшую аэрацию грунта, что приводит к увеличению потерь талых вод на инфильтрацию и испарение и к уменьшению весеннего стока. Поэтому осушение болот, как отмечает И. А. Шикломанов, в одних случаях ведет к увеличению, а в других — к уменьшению весеннего стока.

Установлено, что болота в целом не способствуют увеличению меженного стока, как иногда считали раньше. Объясняется это тем, что летом болота испаряют много воды и дают мало поверхностного стока. Кроме того, водоотдача торфа очень низкая, что также не способствует меженному стоку. Зимой болота вообще могут не давать стока в связи с промерзанием деятельного слоя.

Поэтому осушение болот, как правило, выравнивает колебания стока в течение года, иногда существенно увеличивая (по данным И. А. Шикломанова, в 1,5—2 раза) минимальные расходы воды в меженный период.

В некоторых заболоченных районах (например, в Полесье) действительно обнаружено, что меженный сток несколько выше, чем за пределами заболоченного района. Это дало основание некоторым специалистам считать, что болота увеличивают меженный сток. Однако к настоящему времени такие взгляды признаны неверными. Дело в том, что для условий, например, Полесья у заболоченности земель и повышенного меженного стока одна и та же причина: повышенное стояние уровня грунтовых вод, обусловленное гидрогеологическими особенностями района (высоким залеганием водоупоров, широким распространением песчаных грунтов над водоупорами и др.). По мнению К. Е. Иванова, эти причины и вызвали как заболачивание земель, так и повышенное подземное питание рек, что вовсе не свидетельствует о положительном влиянии самих болот на меженный сток.

Неоднозначные оценки влияния осушения болот на меженный сток иногда проистекают также из-за того, что наблюдениями охватывают речные бассейны разного размера и с разной глубиной эрозионного вреза. На малых водосборах с глубиной осушительного дренажа, соизмеримого с глубиной эрозионного вреза, меженный сток вследствие снижения уровня грунтовых вод после осушения болот может уменьшиться. Но ниже по течению с увеличением площади водосбора и глубины эрозионного вреза меженный сток после осушения болот обычно не только сохраняется прежним, но может и увеличиться.

Важную роль играют болота в формировании химического состава речных вод. Реки, берущие начало из верховых болот, питающихся атмосферными водами, имеют воды гидрокарбонатного класса. Они содержат очень мало минеральных веществ, но зато обогащены органическими веществами. В ряде случаев качество вытекающих из болот вод невысокое (они перенасыщены органикой, продуктами разложения органических веществ, часто имеют характерные «болотный» запах и цвет). Вытекающие из крупных болот воды часто неблагоприятны для развития высших водных организмов. Осушение болот должно поэтому способствовать улучшению качества речной воды.

Таким образом, для крупных регионов осушение болот в целом не должно оказывать на речной сток отрицательного влияния. Однако факт перехода в результате осушения части подземного стока в поверхностный, в особенности на малых водосборах, должен обязательно учитываться при осушительных мелиорациях (при определении, например, густоты и глубины искусственного дренажа). Чрезмерное осушение болот может нанести ущерб малым водотокам.

Болота имеют большое народнохозяйственное значение. Добываемый после осушения болот торф широко используют как топливо (ряд ГРЭС работает в нашей стране на торфе), как удобрение и химическое сырье (из торфа вырабатывают ряд химических продуктов — аммиак, деготь и др.); идет торф и на подстилку скоту.

Первые сведения о торфе как «горючей земле» для нагревания пищи приводятся Плинием Старшим (начало нашей эры). В XII—XIII вв. торф как топливный материал был известен в Голландии и Шотландии. В XVI—XVII вв. из торфа выжигали кокс, получали смолу. В XX в. торф стали использовать в энергетике и для получения газа.

Промышленное скопление торфа называют *торфяным месторождением*. На земном шаре промышленное значение имеет торф на площади около 100 млн. га, причем около 3/4 этой площади приходится на долю СССР. Наибольшее промышленное значение имеют торфяники в Западной Сибири. Общие промышленные запасы торфа в СССР оцениваются в 162,5 млрд. т. Из зарубежных стран наибольшие промышленные запасы торфа имеют Канада, Финляндия и США. Годовая добыча торфа в СССР составляет около 100 млн. т. Для промышленной добычи торфа используются специальные фрезерные и экскаваторные машины.

На осушенных болотах выращивают травы, овощи, зерновые и технические культуры, цитрусовые (в Колхиде) и др.

Глава 10. ГИДРОЛОГИЯ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Мировым океаном называется непрерывная водная оболочка земного шара, над которой выступают элементы суши — материки и острова и которая обладает единством, т. е. взаимосвязанностью частей и общностью солевого состава.

10.1. МИРОВОЙ ОКЕАН И ЕГО ЧАСТИ. КЛАССИФИКАЦИЯ МОРЕЙ

Мировой океан покрывает почти $3/4$ поверхности Земли (361 млн. км², или 71%) и содержит около 96,5% (1,34 млрд. км³) вод всей гидросферы.

Часть Мирового океана, расположенная между материками, обладающая большими размерами, самостоятельной системой циркуляции вод и атмосферы, существенными особенностями гидрологического режима, называется *океаном*. Иногда океан подразделяют на *океанические бассейны*, но общепринято в океане выделять *моря, заливы и проливы*.

Море — это сравнительно небольшая часть океана, вдающаяся в сушу или обособленная от других его частей берегами материков, полуостровов и островов. Море обладает геологическими, гидрологическими и другими чертами, существенно отличающимися от соответствующих черт океана.

Из приведенных определений видно, что особенности гидрологического режима — это существенный квалификационный признак отдельных частей Мирового океана. Гидрологические процессы в океанах и морях, кроме того, — важнейшая часть природных процессов, происходящих в этих водных объектах, важное условие их хозяйственного использования.

Мировой океан подразделяется на океаны: Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый¹. Самый большой по площади и объему вод и самый глубокий (и по средней, и по предельной глубине) — Тихий океан, который иногда называют «Великим» (табл. 10.1). Наибольшая его глубина (и в Мировом океане в целом)

¹ Географы выделяют еще Южный океан, состоящий из южных окраин Атлантического, Индийского и Тихого океанов и окружающий Антарктиду (Серия «География Мирового океана», том «Северный Ледовитый и Южный океаны». Наука, 1985).

11022 м; она измерена экспедицией на советском исследовательском судне «Витязь» в 1957 г. в Марианском желобе.

Таблица 10.1. Основные морфометрические характеристики океанов*

Характеристики	Океаны				
	Атланти- ческий	Индий- ский	Северный Ледо- витый	Тихий	Мировой
Площадь поверхности, млн. км ²	91,66	76,17	14,75	178,68	361,26
Объем, млн. км ³	329,66	282,65	18,07	710,36	1340,74
Средняя глубина, м	3597	3711	1225	3976	3711
Наибольшая глубина, м	8742	7209	5527	11022	11022
Географические координаты наибольшей глубины:					
широта	19°36' с	10°18' ю	79°11' с	11°19' с	11°19' с
долгота	68°20' з	110°23' в	02°42' в	142°07' в	142°07' в

* Атласы океанов. Термины. Понятия. Справочные таблицы. ГУНИО МО СССР, 1980.

Части океанов — моря — подразделяют по расположению относительно суши на *внутренние* (внутриматериковые и межматериковые), *окраинные* и *межкостровные*.

Внутренние моря имеют затрудненную связь с океаном через сравнительно узкие проливы, поэтому их гидрологический режим существенно отличается от гидрологического режима прилегающих районов океана. Разделение внутренних морей на два типа ясно из самого их названия. *Межматериковые моря* расположены между различными материками. Пример такого моря — Средиземное. *Внутриматериковые моря* находятся внутри одного какого-нибудь материка. К морям этого типа относятся моря Азовское, Балтийское, Белое.

Окраинные моря отделяются от океана островами или вдаются в материк и имеют относительно свободную связь с океаном, поэтому гидрологический режим этих морей имеет большое сходство с режимом смежных районов открытого океана. К числу окраинных морей относятся моря Баренцево, Чукотское и др.

Межкостровные моря расположены среди крупных островов или архипелагов, например море Фиджи или Банда.

Выделение морей, их границ, размеров и даже названий не совсем еще установилось; даже число морей по данным разных ученых сильно различается: от 17 (Маркус, 1930) до 84 (Вюст, 1936). По подразделению, принятому Международным гидрографическим бюро (МГБ) и Межправительственной океанографической комиссией (МОК) ЮНЕСКО в целях упорядочения международного

обмена океанографическими материалами, насчитывается 59 морей. Для многих из них в табл. 10.2 приведены основные морфометрические характеристики.

Т а б л и ц а 10.2. Основные морфометрические характеристики некоторых морей мира*

Море	Площадь, тыс. км ²	Объем воды, тыс. км ³	Средняя глубина, м	Наибольшая глубина, м
<i>Тихий океан</i>				
Берингово	2315	3796	1640	4097
Охотское	1603	1316	821	3251
Японское	1062	1631	1536	3699
Желтое	416	16	38	106
Восточно-Китайское	836	258	309	2719
Южно-Китайское	3537	3623	1024	5560
Банда	714	1954	2737	7440
Коралловое	4068	10 038	2468	9174
Тасманово	3336	10 960	3285	5466
<i>Атлантический океан</i>				
Карибское	2777	6745	2429	7090
Мексиканский залив	1555	2366	1522	3822
Северное	565	49	87	725
Балтийское	419	21	50	470
Средиземное	2505	3603	1438	5121
Черное	422	555	1315	2210
Азовское	39	0,3	7	13
<i>Индийский океан</i>				
Красное	460	201	437	3039
Аравийское	4832	14 523	3006	5803
Арафурское	1017	189	186	3680
<i>Северный Ледовитый океан</i>				
Гренландское	1195	1961	1641	5527
Норвежское	1340	2325	1735	3970
Белое	90	6	67	350
Баренцево	1424	316	222	600
Карское	883	98	111	600
Лаптевых	662	353	533	3385
Восточно-Сибирское	913	49	54	915
Чукотское	595	42	71	1256
Баффина	530	426	804	2414

* По Атласу океанов. Термины. Понятия. Справочные таблицы. ГУНИО МО СССР, 1980.

В океанах и морях выделяются также отдельные их части и районы, отличающиеся очертаниями, морфологией дна и гидрологическим режимом. Это заливы, бухты, лиманы, лагуны, фиорды, проливы.

Залив — часть океана или моря, вдающаяся в сушу и слабо обособленная от открытого океана или моря. Вследствие этого залив по режиму мало отличается от прилегающего района океана или моря. В виде примеров можно назвать заливы Бискайский и Гвинейский в Атлантическом океане, Аляска в Тихом океане, Бенгальский в Индийском океане.

Вследствие упомянутой выше нечеткости терминологии на карте можно заметить некоторые противоречия. Так, например, заливы Персидский, Гудзонов следует отнести к морям, море Бофорта правильнее считать заливом. Но традиционные названия очень прочно укрепились и в науке, и в практике.

Бухта — небольшой залив, сильно отчлененный мысами или островами от основного водоема (т. е. океана или моря), обычно хорошо защищенный от ветров и часто используемый для устройства портов. Каждая бухта обладает особым гидрологическим режимом. Примерами таких водных объектов могут служить Цемесская бухта в Черном море (Новороссийский порт), Золотой Рог в Японском море (Владивостокский порт), Находка (в том же районе).

Лиман — залив, отделенный от моря песчаной косой (пересыпью), в которой есть узкий пролив, соединяющий лиман с морем. Обычно лиман — это затопленная часть ближайшего к морю участка речной долины (например, Днепровский, Днестровский лиманы на побережье Черного моря). На гидрологический режим лиманов может сильно влиять впадающая в него река. Эти водные объекты иногда относят к озерам, чаще, что, по-видимому, наиболее правильно, к устьевым областям рек (разд. 6.14).

Губа — распространенное на севере нашей страны название залива, глубоко вдающегося в сушу, а также обширного залива, в который впадает река (Чёшская в Баренцевом море, Обская в Карском). Эти акватории также целесообразно относить к устьевым областям рек.

Узкий и глубокий морской залив с высокими берегами (обычно ложе древнего ледника) называется *фиордом* (например, Согне-фиорд в Норвежском море).

Пролив — водное пространство, которое разделяет два участка суши и соединяет отдельные океаны и моря или их части. Например: Берингов пролив, соединяющий Тихий и Северный Ледовитый океаны (и разделяющий Азию и Америку), Гибралтарский, соединяющий Средиземное море с Атлантическим океаном (и разделяющий Европу и Африку), Лаперуза между островами Сахалин и Хоккайдо, соединяющий Охотское и Японское моря. Шириной пролива считают расстояние между разделенными водой участками суши, длиной пролива — расстояние между основными водными объектами (между входным и выходным створами). Проливы бывают весьма разнообразными, они играют очень важную роль в формировании гидрологического режима в соединяемых ими водоемах и сами по себе

представляют важный объект изучения. В океанологии сформировалось особое направление — *учение о проливах*.

10.2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ, СТРОЕНИЕ И РЕЛЬЕФ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА. ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

10.2.1. Происхождение ложа океана

Долгие споры ученых о происхождении вод океана прекратились. Установлено, что *главный источник всей воды на Земле — дегазация вещества мантии Земли*. Однако вопрос о происхождении ложа океана до сих пор не решен. Существует несколько гипотез, которые относятся к проблемам геотектоники.

Все гипотезы происхождения океанов пытаются объяснить весьма *различные свойства земной коры под океанами и под материками*. Под материками земная кора имеет большую толщину — до 100—120 км, а в среднем 30—40 км. Под океанами земная кора значительно тоньше (5—10 км), и ее подошва лежит выше, чем под материками.

Земная кора может включать несколько слоев (сверху вниз): *осадочный, кристаллический (гранитный), магматический (базальтовый)*. Под континентами толща осадочного слоя достигает в среднем 5 км, «гранитного» — 10—15, «базальтового» — 15 км. Под крупными горными системами толщина слоев возрастает.

На дне океанов осадочная толща значительно меньше — всего 100—1000 м. Гранитный слой отсутствует, а ложе океанов, подстилающее осадочную толщу, сложено только базальтами особого, океанского типа. Общая толщина земной коры под океаном несколько больше 6 км, т. е. раз в пять меньше, чем под материками.

10.2.2. Рельеф дна Мирового океана

В первых представлениях ученых о характере рельефа дна океана ложе океана, в противоположность рельефу суши, рисовалось как ровная, плоская поверхность, не имеющая ни гор, ни впадин. С развитием исследований океана, а в особенности с широким использованием эхолота в середине нашего столетия взгляды коренным образом изменились. В настоящее время рельеф дна океана изучен довольно подробно и предстает перед нами не менее сложным, чем рельеф суши (см. форзац правой обложки книги).

Общее, осредненное понятие о распределении на Земле высот на континентах и глубин дна океана дает *гипсографическая кривая* (для дна океана — *батиграфическая кривая*).

На гипсографической кривой хорошо выделяются: на суше — высокие горы, занимающие малую площадь, и равнины, площадь которых на суше преобладает; в океане — прилегающая к берегу моря небольшая по площади мелководная часть, обширное ложе океана со средними глубинами и очень малые по площади участки

очень больших глубин. С помощью батиграфической кривой можно выделить главные элементы рельефа дна океана (рис. 10.1).

1) *подводная окраина материков* (22% площади дна), включающая *шельф*, или *материковую отмель* (0—200 м), *материковый склон* (200—2000 м) и *материковое подножие* (2000—2500 м);

2) *ложе океана* (2500—6000 м), занимающее почти всю остальную площадь дна, за исключением особого вида рельефа — *океанических желобов*;

3) *океанические желоба* (глубже 6000 м), занимающие всего лишь 1,3% площади дна.

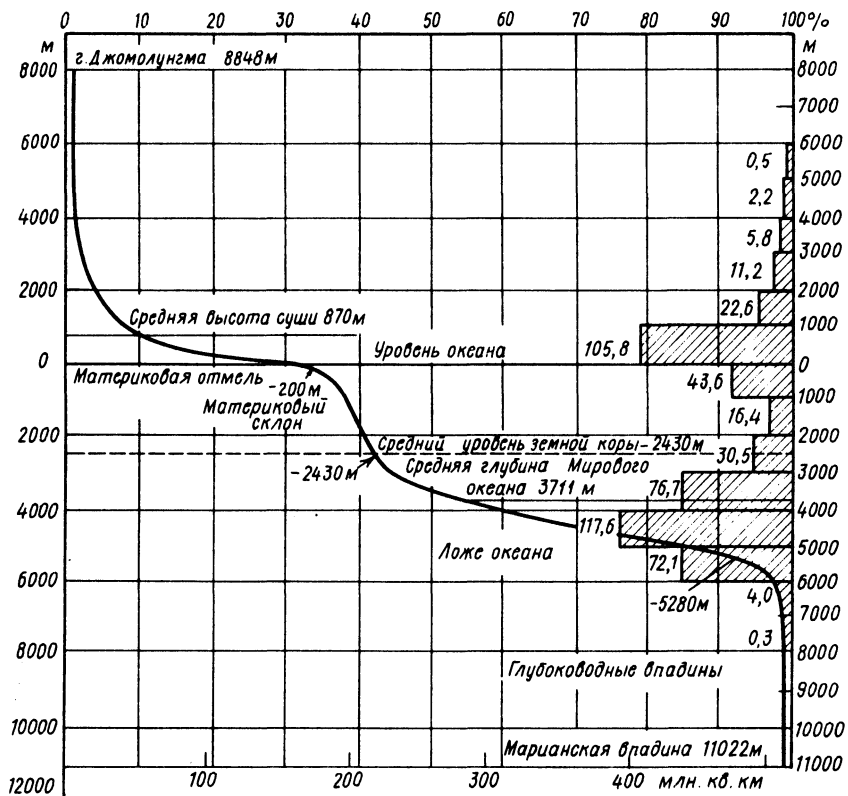


Рис. 10.1. Гипсографическая кривая земного шара (объяснения см. в тексте)

На рис. 10.1 штриховкой показано распределение по площади различных ступеней высот суши и глубин дна. Выделяются два максимума: от 0 до 1000 м на суше и от 4000 до 5000 м на ложе океана. Это служит косвенным показателем существования двух элементов земной коры — материков и океана.

Материковая отмель (шельф) — верхняя мелководная часть

подводной окраины материков (с глубинами в среднем до 200 м, иногда до 400 м). Шельф окаймляет материки и острова. Наибольшая ширина шельфа вдоль северных берегов Евразии, где его внешняя граница уходит в Северный Ледовитый океан на сотни километров. Велика его ширина и в Атлантическом океане вдоль берегов Европы и Северной Америки, а также у берегов Патагонии. Наименьшая ширина шельфа в Тихом океане вдоль западных берегов Северной и Южной Америки. Шельф занимает около 40% площади подводных окраин материков. Остальную, большую часть составляют материковый склон и материковое подножие.

Материковый склон распространяется от внешней границы шельфа и иногда до глубин 3,5 км. Это как бы боковая грань материковой глыбы. Материковый склон имеет большие уклоны (в среднем 4—7°, иногда до 30°). На некоторых участках океана материковый склон прорезан глубокими *подводными каньонами*. Полагают, что часть каньонов — результат тектонических процессов, большинство — следствие воздействия так называемых «мутьевых», или суспензионных потоков, как бы «пропиливающих» склон. Некоторые каньоны представляют собой затопленные долины и русла крупных рек.

Материковое подножие занимает пространство с глубинами коегде до 4000 м. Здесь встречаются конусы выноса упомянутых выше каньонов (их называют «*глубоководными конусами выноса*»). А в целом это как бы шлейф осадков, накопленных у материкового склона, подобный шлейфам, образующимся у подножия гор на континентах.

За подножием в сторону океана (на глубинах более 4000—4500 м) располагается *ложе океана*, которое по рельефу весьма неоднородно. На ложе океана выделяются как положительные, так и отрицательные формы рельефа.

К положительным формам относятся: *срединно-океанические хребты, подводные плато, отдельные подводные горы* — гайоты (в том числе подводные вулканы).

Срединно-океанические хребты, как и ложе океана, имеют тот же таксономический ранг, что и материковые структуры — шельф, склон и материковое подножие, но занимают вдвое большую площадь. В каждом океане существует хребет меридионального направления. Южные оконечности хребтов смыкаются с широтным подводным хребтом, расположенным между Антарктидой и материками Южной Америки, Африки и Австралии. Это величайшая горная система Земли, поэтому ее называют *планетарной системой срединно-океанических хребтов*. Общая протяженность системы более 60 000 км. Она занимает более 15% поверхности дна Мирового океана, имеет очень сложную геологическую структуру. Вдоль гребня хребта проходит рифтовая долина, хребет пересекают многочисленные поперечные разломы. Наиболее отчетливо на дне Мирового океана выражен Срединно-Атлантический хребет, который и изучен лучше других.

К отрицательным формам рельефа дна океана относятся *котловины, ложбины и океанические желоба* (глубиной более 6000 м).

Океанические глубоководные желоба — узкие и длинные, в плане обычно дугообразные депрессии, располагающиеся вдоль внешнего края островных дуг, а также некоторых материков. Ширина желобов от 1—3 км до нескольких десятков километров, а длина — сотни километров. Хотя океанические желоба и занимают очень малую долю площади дна в океане, они представляют собой очень своеобразный объект дна, привлекающий внимание не только геологов, но и гидрологов, так как в этих желобах создаются совершенно особые условия для развития гидрологических и биологических процессов.

На дне океана выделяют также *рифтовые долины*, *трансформные разломы* и другие элементы геотектонической структуры земной коры. К подобным образованиям относятся также *островные дуги*, как, например, Курильская, Марианская, Малая Антильская и др.

10.2.3. Донные отложения

Как уже говорилось, в морской воде находится много примесей: растворенных веществ, коллоидов, взвесей, живых организмов и продуктов их жизнедеятельности. Эти примеси в океане, как в гигантском отстойнике, постепенно осаждаются на дно и формируют *донные отложения*, или *донные осадки*. Самый верхний слой этих осадков образует грунт дна, поверхностный слой литосферы под океаном.

В соответствии с характером исходного материала, из которого образуются донные отложения, они подразделяются на два основных типа: *терригенные* и *органогенные*, или *биогенные*. Такое деление в большой степени условно, так как в природе отложения обоих типов не локализованы строго и отнесение грунта к одному или другому типу определяется степенью преобладания органогенных или терригенных осадков.

К терригенным отложениям относятся продукты размыва суши — взвешенные наносы, выносимые реками, а также продукты разрушения берегов океана (абразии). Эти отложения занимают ближайшие к суше пространства дна — приблизительно одну четверть всей площади дна.

Органогенные отложения формируются из остатков отмерших планктонных организмов, живущих в воде (скелеты, раковинки, створки клеток фитопланктона).

В состав донных отложений входят также (в небольших количествах) *золотые* (приносимые ветрами с суши), *пирокластические* (*вулканогенные*), *хемогенные* (различные конкреции) и *космические* материалы, попадающие в океан из космического пространства в виде пыли и магнитных шариков.

Ежегодно реки приносят в Мировой океан около 16 млрд. т осадков; ветры, как и вулканы, около 2 млрд. т, абразия берегов, как и айсберги, около 1 млрд. т, космический материал составляет всего 10 млн. т в год. Всего же, если учесть еще и биогенный и хемогенный

сток рек, в донные отложения Мирового океана ежегодно поступает более 25 млрд. т разных осадков. Скорость осадкообразования в океанах очень мала, она измеряется миллиметрами за 1000 лет и весьма разнообразна: для красной глины — 1—5 мм/1000 лет, органогенного ила — до 60 мм/1000 лет. Скорость накопления осадков в морях на один-два порядка выше, чем в океанах.

Поступая в океаны и моря, терригенные наносы движениями воды сортируются по крупности. Вблизи берега отлагаются наиболее крупные фракции (валуны, галька, гравий, песок). Более мелкие фракции — песок, ил (алеурит) и глина (пелит) — течениями могут быть вынесены на большие глубины.

Основная масса *терригенных отложений* в Мировом океане представлена илами. На дне океана формируются илы особого химического состава и цвета. Так, в высоких широтах встречается голубой ил, в Тихом и Индийском океанах — синий, у берегов Южной Америки — красный (определяется цветом выносимых реками наносов), в Черном море — черный (влияние H_2S), в других районах океана — серый, белый, коричневый ил. Часто и название илу на океанском дне дают по его цвету.

Органогенные отложения на дне океана представлены остатками различных организмов. Наиболее широко распространены органогенные отложения — *известковые* и *кремниевые*. Первые представлены двумя разновидностями: *глобигериновыми* (покрывают около 3% ложа Мирового океана) и *птероподовыми илами*, вторые — *диатомовыми* илами, свойственными умеренным и полярным широтам, и *радиоляриевыми*, приуроченными к экваториальным широтам.

Вулканогенные отложения связаны с извержениями и поступлением в океан лавы, пепла, вулканической пыли как из вулканов на дне океана, так и из вулканов на суше.

Хемогенные отложения на дне океана — это результат биохимических процессов на дне и в придонных водах океана. Среди них *железомарганцевые конкреции*; биохимические процессы, участвующие в их образовании, еще недостаточно изучены. Железомарганцевые конкреции представляют большой экономический интерес как концентраты полиметаллической руды. Уже ведутся исследования по разработке технологии их добычи. На дне океана встречаются и *фосфоритные конкреции*.

В некоторых районах в прибрежных пляжевых песках формируются *россыпи ценных минералов*. В небольших прибрежных морских акваториях в условиях засушливого климата иногда выпадают *самосадочные соли*, например глауберова и поваренная.

Космогенные отложения на дне океана представлены в основном космической пылью, «космическими шариками», метеоритами.

Разные по происхождению отложения на дне океана формируются одновременно, поэтому они имеют сложный состав. Примером морских отложений смешанного состава является так называемая *глубоководная красная глина*, состоящая из частиц вулканического и космического происхождения, а также из алюмосиликатов органи-

ческого происхождения и занимающая более 25% площади ложа океана.

Изучение донных грунтов необходимо для решения многих как научных, так и прикладных вопросов. Для морской биологии это биотоп, место обитания донных организмов (бентоса), для морской и не только морской геологии это начало образования горных пород (процессы диагенеза), геологическая хронология, изучаемая по стратификации донных отложений. Тесно связана с характером грунта геоморфология дна. Огромное значение имеет изучение грунта для морского и промыслового флота (в связи с тралением по дну, с постановкой судна на якорь, с возможностью его посадки на грунт и т. д.), для добычи полезных ископаемых со дна океана.

10.3. ВОДНЫЙ БАЛАНС МИРОВОГО ОКЕАНА

Как было показано в гл. 3 (табл. 3.3), общее уравнение среднего многолетнего годового водного баланса Мирового океана может быть записано в виде

$$x + y + w = z, \quad (10.1)$$

где x — осадки на поверхность океана (в среднем 1270 мм в год, или $458\,000\text{ км}^3$ в год), y — поверхностный сток (124 мм, $44\,700\text{ км}^3$, из них $41\,700\text{ км}^3$ приходится на реки, 3000 км^3 на «ледниковый» сток Антарктиды и арктических островов), w — подземный сток (6 мм, 2200 км^3), z — испарение с поверхности океана (1400 мм , $505\,000\text{ км}^3$).

Если же рассматривать неустановившиеся условия, т. е. учитывать некоторое небольшое изменение уровня Мирового океана, то уравнение годового водного баланса должно быть записано иначе:

$$x + y + w \approx z \pm \Delta u, \quad (10.2)$$

где Δu — изменение уровня (если члены уравнения представлены в величинах слоя) или объема вод океана (если члены уравнения даны в объемных единицах).

Как показали исследования Р. К. Клиге, в уравнении (10.2) в среднем с 1900 по 1975 г. Δu равно 1,5 мм/год, или $542\text{ км}^3/\text{год}$. Повышение уровня Мирового океана происходит в основном вследствие увеличения поступления вод в результате таяния ледников Антарктиды и арктических островов, а также сокращения объема подземных вод и вод озер. Объем океана за 1900—1975 гг. увеличился приблизительно на 41,2 тыс. км^3 , т. е. на 0,0037% (а его уровень повысился за это время более чем на 11 см).

Атмосферные осадки составляют 90,7% приходной части водного баланса Мирового океана, а испарение — все 100% его расходной части. Весьма характерно изменение по широтам соотношения двух

главных составляющих уравнения водного баланса океана — осадков и испарения. Оно связано с общими закономерностями распределения на Земле тепла и влаги, которые определяют и закономерное изменение с широтой осадков на поверхности океана и испарения с его поверхности (рис. 10.2).

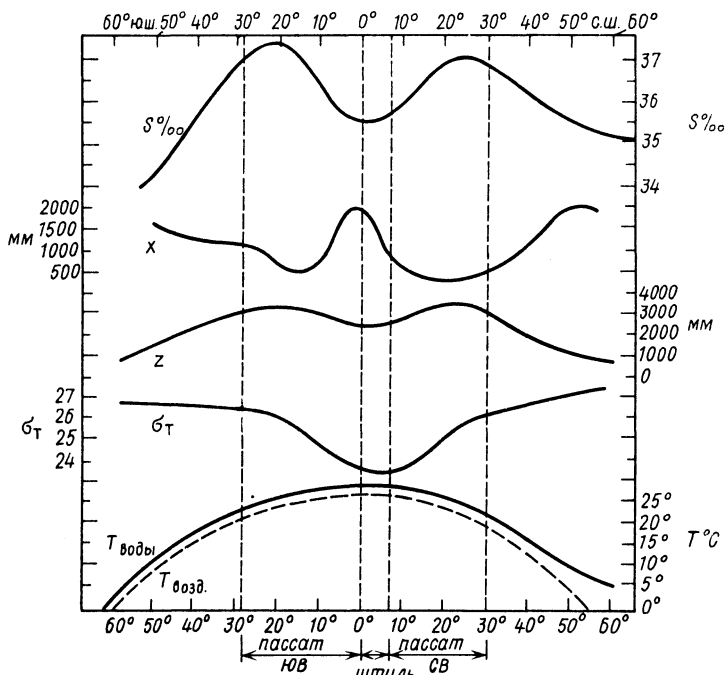


Рис. 10.2. Распределение гидрометеорологических характеристик по широте в Мировом океане

Основные особенности распределения осадков, испарения и их разности ($x - z$) таковы: 1) общее увеличение осадков и испарения от полярных районов к низким широтам; 2) существование трех зон избытка осадков над испарением: в высоких широтах северного полушария (арктический и частично умеренный климатические пояса), в высоких широтах южного полушария (антарктический и частично умеренный климатические пояса) и низкие широты (экваториальный и субэкваториальный северного полушария климатические пояса); 3) существование двух зон превышения испарения над осадками (тропический и субтропический климатические пояса).

Таким образом, в зонах, где $x - z > 0$, наблюдается разбавление морской воды пресной, уменьшение ее солёности, причем избыток вод должен вызывать отток поверхностных вод из этих районов океана; в зонах, где $x - z < 0$, происходит осолонение вод, убыль

вод должна приводить к их компенсации путем подтока вод извне.

В водном балансе отдельных океанов следует выделять пресноводный баланс, т. е. баланс пресных вод в океане (пресная составляющая) и полный водный баланс, учитывающий водообмен между океанами. Пресноводный баланс составляет 2—4% полного водного баланса отдельных океанов. В целом для Мирового океана ежегодно в круговороте воды вместе с атмосферой и суши участвует 505 тыс. км³ пресной воды. Всего в движение вод между океанами вовлечено воды во много раз больше — около 20 000 тыс. км³ в год.

10.4. СОЛЕВОЙ СОСТАВ И СОЛЕННОСТЬ ВОД ОКЕАНА

Вода — активный растворитель, поэтому в морской воде присутствуют почти все известные на Земле элементы. Все растворенные вещества разделяются на четыре группы: группа, определяющая соленость воды, группа микроэлементов, точнее «рассеянных» элементов, группа биогенных веществ и группа растворенных газов.

Вещества первой группы содержатся в воде в наибольших количествах, измеряемых в граммах на килограмм, т. е. в тысячных долях, в промилле (‰). Они определяют *соленость воды*. Соленость, обозначаемая знаком S ‰, — характеристика, обуславливающая физические свойства морской воды: плотность, температуру замерзания, скорость звука и т. д. Ее значение зависит также от физических процессов — испарения, притока пресных вод, таяния льда, замерзания воды и т. д. *Соленость — важнейшая характеристика морской воды.*

Вторая группа примесей — элементы, содержащиеся в воде в ничтожных количествах в единице массы (10^{-3} — 10^{-6} ‰), но в общей сумме их содержание в Мировом океане измеряется миллионами тонн (медь, уран, золото и др.).

К третьей группе веществ относятся соединения азота, фосфора, кремния и других элементов, участвующих в процессе жизнедеятельности организмов, поэтому они и названы *биогенными веществами*. Их содержание измеряется в миллиграммах на кубический метр, т. е. единицами, в миллион раз более дробными, чем измеряется соленость. Эти вещества не влияют на физические свойства воды, а их количество и соотношение определяются биохимическими процессами жизнедеятельности.

Четвертая группа веществ — *газы*, содержащиеся в количествах, измеряемых миллиграммами на литр воды. Это кислород, азот, сероводород и другие газы, количество которых связано как с физическими факторами (температура, давление, соленость), так и с биологическими.

Кроме того, в морской воде присутствуют растворенное органическое вещество в виде коллоида, механические примеси (взвесь) в виде материала, снесенного с суши, или остатков отмерших организмов, и наконец, в виде живых организмов от бактерий до рыб и млекопитающих.

По современным представлениям гидросфера, как и атмосфера, образовалась на ранних стадиях развития Земли в результате выплавки базальтов и процессов дегазации верхней мантии. В это время сложились первичные солевой состав вод Мирового океана и их соленость. В дальнейшем в океан стали смываться продукты разрушения суши, имеющие другой химический состав, поэтому стало изменяться и общее соотношение ионов: главные катионы морской воды обязаны своим происхождением выветриванию изверженных горных пород и выносу их в океан реками, а большинство анионов связано с исходной фазой образования океана, с дегазацией мантии. Эти процессы происходят и в наше время, но с несравнимо меньшей интенсивностью. Изучение таких процессов относится к важнейшим вопросам современной океанологии.

10.4.1. Солевой состав вод океана

Еще в начале XIX в. было замечено, что количество растворенных в водах океана солей может сильно различаться, но солевой состав, соотношение различных солей, определяющих соленость вод, во всех районах Мирового океана одинаковы. Эта закономерность формулируется как свойство постоянства солевого состава морских вод. Это свойство вод Мирового океана было обнаружено в результате изучения химических анализов проб воды, полученных во время кругосветной экспедиции «Челленджера» В. Дитмаром, и с тех пор никогда не опровергалось.

Было показано, что как в опресненном Балтийском море, так и в сильно осолоненном Красном море солевой состав вод одинаков. Исключение составляют лишь сильно опресненные воды прибрежных районов со значительным речным стоком. Ниже приведены солевой состав морской воды и концентрация различных ионов в воде средней солености (35,16‰) по О. А. Алекину и Ю. И. Ляхину (1984):

Содержание солей, % от массы солей	
Хлориды (галогиды)	88,7
Сульфаты	10,8
Карбонаты	0,3
Прочие	0,2
Всего...	100%
Анионы, ‰	
Cl ⁻	19,35
SO ₄ ²⁻	2,70
HCO ₃ ⁻	0,14
Br ⁻	0,07
H ₃ BO ₃ ⁻	0,03
Сумма	22,29
Катионы, ‰	
Na ⁺	10,76
Mg ²⁺	1,30
Ca ²⁺	0,41
K ⁺	0,39
Sr ²⁺	0,01
Сумма	12,87
<hr/>	
Всего...	35,16

Как видно из приведенных данных, воды океанов и морей могут быть отнесены к хлоридному классу и натриевой группе. Этим морские воды существенно отличаются от речных. Всего лишь восемь ионов дают более 99,9% общей массы солей в морской воде. На оставшиеся 0,1% приходятся практически все другие элементы Периодической таблицы Менделеева.

10.4.2. Соленость морской воды и ее определение

Соленость морской воды — это содержание в граммах всех минеральных веществ, растворенных в 1 кг морской воды, при условии, что бром и иод замещены эквивалентным количеством хлора, все углекислые соли переведены в оксиды, а все органические вещества сожжены при температуре 480° С. Соленость воды выражается в г/кг, т. е. в тысячных долях — промилле и, как было сказано, обозначается S ‰¹.

Соленость морской воды близка к понятию минерализации (M , мг/л). При солености до 50‰ $S_{‰} \sim M \cdot 10^{-3}$.

Соленость морской воды определяют по содержанию хлора или по электропроводности воды, так как морская вода — это электролит: чем больше солей в воде, тем больше ее электропроводность, т. е. меньше сопротивление; измеряя последнее, можно по таблицам пересчитать его в соленость. Можно использовать измерения угла преломления света в воде, так как этот угол зависит от солености. Можно получить соленость и по измерениям плотности воды. Наиболее точен полный химический анализ, однако этот способ слишком трудоемкий.

Очень прост способ прямого измерения плотности при помощи ареометра. Прибор позволяет легко определить плотность воды, а затем при помощи таблиц получить значения солености. Этот способ, однако, слишком груб. Он дает точность только до 0,05 ‰.

Практически больше всего используется способ определения солености по концентрации хлора, а точнее по *хлорности* (*хлорностью называется суммарное содержание в граммах на 1 кг морской воды галогенов — хлора, брома, фтора и иода при пересчете на эквивалентное содержание хлора*). Этот способ при оптимальных возможностях позволяет определять соленость с точностью до 0,01‰. М. Кнудсен еще в 1902 г. получил формулу

$$S_{‰} = 0,030 + 1,805 \text{ Cl}_{‰}, \quad (10.3)$$

где Cl — хлорность воды.

¹ В связи с переходом на электрометрический метод измерения солености принята новая формулировка понятия солености через относительную электропроводность при 15° С (R_{15}) в виде полинома: $S_{‰} = -0,08996 + 28,29720 R_{15} + 12,80832 R_{15}^2 + 10,67869 R_{15}^3 + 5,98624 R_{15}^4 - 1,32311 R_{15}^5$.

В 1967 г. международным соглашением вместо формулы Кнудсена была принята более простая, но немногим менее точная формула:

$$S\text{‰} = 1,80655 \text{ Cl}\text{‰}. \quad (10.4)$$

Эта формула получила название «международной».

Так как солевой состав окраинных и средиземных морей несколько отличается от среднего солевого состава океанских вод, существуют и специальные формулы аналогичной структуры для отдельных морей. Так, для вод Черного моря используют формулу

$$S = 1,1856 + 1,7950 \text{ Cl}, \text{ Балтийского} — S = 0,115 + 1,805 \text{ Cl},$$

$$\text{Азовского} — S = 0,21 + 1,794 \text{ Cl} (S \text{ и Cl} — \text{ в } \text{‰}).$$

По той же схеме рассчитаны формулы и для многих озер с солевой и солоноватой водой. Так, для вод Каспийского моря используется формула $S = 0,140 + 2,360 \text{ Cl}$.

10.4.3. Распределение солёности

Распределение солёности воды на поверхности океана. *В целом оно находится в полном согласии с распределением составляющих водного баланса океана — с осадками и испарением (см. рис. 10.2, рис. 10.3).*

Зональные закономерности в распределении солёности на поверхности океана показывают средние годовые карты изогалин¹ (рис. 10.3). По картам видна общая картина уменьшения солёности в направлении к высоким широтам, связанного с увеличением в этом направлении разницы $x - z$ и материкового стока, и понижение солёности воды (до 34—35‰) непосредственно в экваториальной зоне, обусловленное резким повышением количества осадков и несколько пониженными значениями испарения (зона штилей и повышенной влажности воздуха). Выделяются зоны повышенной солёности в тропических районах по обе стороны экватора, связанные с пониженным количеством осадков и повышенным испарением в районах сильных пассатных ветров.

Широтное (зональное) распределение солёности воды на поверхности Мирового океана нарушают три фактора: течения, реки и льды.

Течения в океанах в средних широтах (около 40°) у западных берегов направлены на север и юг от пассатов. Они переносят более солёные (и теплые) воды в направлении высоких широт. С севера и юга из умеренных широт, вдоль восточных берегов океанов течения направлены к пассатным течениям. Они несут менее солёные воды.

¹ Линии одинаковой солёности называют *изогалинами*.



Рис. 10.3. Соленость (‰) на поверхности Мирового океана (средняя годовая)

Оба эти элемента общей циркуляции вод нарушают зональное распределение солености, и у западных и восточных берегов океанов наблюдается даже почти меридиональное направление изогалин.

Реки опресняют приустьевые районы океанов и особенно морей. Очень велико влияние Ганга, Нигера, Конго (Заир) и, конечно, Амазонки, опресняющее влияние которой ощущается в океане на расстоянии 500—1000 км от устья реки. Существенно опресняют арктические моря Обь, Енисей, Лена.

Роль сезонных льдов еще недостаточно оценена. Зимой, в стадии замерзания, они приводят к осолонению воды, а весной — наоборот, таяние льда приводит к заметному уменьшению солености воды. Помимо общего уменьшения солености к высоким широтам, связанного с таянием льдов, существенное опресняющее влияние имеют льды, тающие в заливах, особенно весной.

Из общей схемы распределения солености воды на поверхности



Рис. 10.3. (Продолжение)

океана, представленной картами (рис. 10.3), выпадают внутренние моря, где опресняющее влияние рек часто очень велико. Так, соленость воды Балтийского моря (10—12‰, в заливах 2—6‰), Белого (24—30‰), Черного (16—18‰), Азовского (10—12‰) заметно меньше солености вод океана. Но бывает и наоборот — существенное увеличение солености в некоторых внутренних морях. Например, если пресная составляющая водного баланса невелика, а испарение воды значительно, соленость вод может достигать 38—39‰ (Средиземное море, Персидский залив) и даже 40—42‰ (Красное море).

К более соленым относятся поверхностные воды Атлантического океана (в среднем 35,4‰). Менее соленая вода в Тихом (34,9‰) и Индийском (34,8‰) океанах. Значительно опреснена вода верхних слоев в Северном Ледовитом океане (29—32‰, у берегов — 0—10‰).

Распределение солености в толще вод океана. На поверхности океана величина солености определяется процессами, формирующи-

ми водный баланс: соленость выше там, где пресная составляющая мала, ниже — на участках, где ее значение больше. С поверхности в глубь океана соли распространяются процессами перемешивания, глубина которого ограничена некоторыми пределами значений плотности (см. 10.6). Обычно это десятки или немногие сотни метров. В основной же массе вод океана распределение солености так же, как и других океанологических характеристик, связано с горизонтальным переносом, т. е. с течениями, с адвекцией. Поэтому вертикальная структура вод океана весьма неоднородна, в океане существует много «инородных» прослоек, выявляющихся в виде *глубинных экстремумов* этих характеристик. Преобладает общая закономерность роста солености вниз, в толщу воды, потому что это обеспечивает возможность вертикального равновесия слоев воды: чем больше соленость, тем больше ее плотность. Но из-за того что плотность зависит еще и от температуры, это равновесие возможно и при уменьшении солености, если низкая температура компенсирует уменьшение плотности из-за солености. *Таким образом высокая температура воды может «снять» бóльшую плотность из-за высокой солености.* Поэтому в океане существует очень сложная картина вертикального распределения океанологических характеристик, отмечается много «промежуточных слоев», в частности и по солености. Можно привести некоторые схемы, но давать их полно — значит выйти за рамки «Общей гидрологии», так как это уже сфера специальной науки — *океанологии*. Общую закономерность хорошо показывают разрезы вдоль меридианов для трех океанов (рис. 10.4).

На разрезах видно и подтверждение зональности распределения солености в поверхностных водах, и общая закономерность роста солености с глубиной, с постоянно выравнивающейся (почти до полной однородности) соленостью нижних вод; видны и промежуточные слои с существенно разнящейся соленостью, вызванной, как было сказано, адвекцией, горизонтальным переносом вод.

10.5. ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МИРОВОГО ОКЕАНА

10.5.1. Тепловой баланс Мирового океана

Термический режим океана во многом определяет тепловой режим и климат всей планеты. Тепловой баланс Мирового океана и его составляющие были рассмотрены в разд. 3.2. К главным приходным статьям теплового баланса Мирового океана относятся солнечная радиация и теплообмен с атмосферой, к дополнительным — тепловой сток рек и выделение тепла при ледообразовании. Главные расходные члены уравнения теплового баланса Мирового океана — это потери тепла на испарение и теплообмен с атмосферой, дополнительные — потери тепла на плавление льда.

Главное значение в тепловом балансе океана, конечно, имеет теплообмен через поверхность, на которую поступает солнечная радиация — главный источник тепла, и где происходит испарение — главный вид его расхода.

10.5.2. Распределение температуры

Распределение температуры воды на поверхности океана. Оно подчиняется закону широтной зональности (рис. 10.5), так как поступление солнечной энергии зависит от широты. Распределение температуры на картах показывают при помощи *изотерм* (линий равной температуры).

Наиболее высокая температура воды на поверхности Мирового океана наблюдается в экваториальной зоне, несколько севернее экватора. Линия наивысшей температуры воды называется *термическим экватором*. Вблизи него средняя годовая температура воды



Рис. 10.5. Температура (°C) на поверхности Мирового океана в августе

27—28° С. Эта линия смещается на несколько градусов широты к северу летом северного полушария и к югу — зимой.

От зоны термического экватора температура воды в поверхностном слое океана понижается в направлении полюсов до $-1,0 \div -1,8^\circ \text{С}$. (Известно, что морская вода замерзает при отрицательной температуре.) У берегов, в заливах температура воды летом может повышаться до 30—32° С.

Общее зональное распределение температуры (так же, как и распределение солёности воды) нарушается течениями, реками и льдами.

Течения в умеренных широтах переносят воды от западных к восточным берегам океана. Поступая из низких широт в более высокие, эти течения несут в северо-восточном направлении в северном полушарии и юго-восточном направлении в южном нагретые воды. У западных берегов океана навстречу этим водам из высоких широт движутся холодные воды. Поэтому в близлежащих к высоким широтам температура воды в океанах у западных берегов ниже, чем у восточных.



Рис. 10.5. (Продолжение)

Реки, как правило, не оказывают существенного влияния на температуру вод океана. Но в некоторые районы они вносят в моря весной более нагретую, а осенью более холодную воду, чем в море. Важное значение при этом имеет ориентация рек. Великие сибирские реки, например, текущие с юга на север, оказывают заметное отепляющее влияние на прибрежные районы Северного Ледовитого океана.

Таяние льдов охлаждает морскую воду. У крошки льдов в арктических и антарктических районах температура воды поэтому почти всегда близка к точке замерзания.

Сезонные колебания температуры воды на поверхности Мирового океана определяются изменением теплового баланса в течение года. Наибольшие колебания приурочены к умеренным широтам, от которых к экватору и к полюсам они уменьшаются.

Ниже приведены сезонные колебания температуры воды на поверхности открытой части океана (по В. Н. Степанову, 1974):

<i>Широта, град</i>	0	10	20	30	40	50	60
<i>Разность температуры лета и зимы, ° С</i>	1,6	1,4	3,5	6,0	8,9	7,6	5,7 сев. полушарие 2,2 южное полушарие
		2,7	3,8	5,5	4,4	2,9	

Наивысшая температура воды в северном полушарии, как правило, приходится на август, наименьшая — на февраль, т. е. на один месяц позже по сравнению с температурой воздуха. Сказывается тепловая инерция воды, связанная с большой ее теплоемкостью. В мелководных морях время максимумов и минимумов температуры воздуха и воды совпадает (например, в Азовском море). Сезонные колебания захватывают лишь верхние слои воды, постепенно затухая от поверхности вглубь на несколько десятков метров, и лишь в немногих районах эти колебания распространяются до 300—400 м.

Сезонные колебания температуры в морях гораздо значительнее и возрастают по мере удаления от океана. Так, в Средиземном море разность летней и зимней температуры 12—13° С, в Черном море — 18—20, в Азовском — 25—28° С.

Суточные колебания температуры, вызываемые суточными колебаниями составляющих теплового баланса, наблюдаются лишь в самом верхнем слое воды и редко превышают 1—2° С в тропиках, а в полярных районах еще меньше.

Наивысшая средняя годовая температура воды в поверхностном слое Мирового океана около 30° С, наименьшая — минус 2° С (во льдах).

Существенное влияние на температуру поверхности воды океана оказывают сгонно-нагонные явления в прибрежных районах. Сгонные (дующие с берега) ветры в районе Крыма или Одессы в летнее время могут отогнать верхний нагретый слой воды в море, а поднимающиеся им на смену более глубоко залегающие, но менее теплые воды

создадут эффект понижения температуры воды. Такие понижения бывают весьма значительными, до 10°C за немногие часы.

«Всплывание» глубинных вод к поверхности моря — весьма распространенное явление в Мировом океане. Оно называется *апвеллингом* (англ. — *upwelling*). В районах апвеллинга образуются области пониженной температуры на поверхности — отрицательные температурные аномалии, в которых температура воды ниже, причем иногда на несколько градусов, чем средняя температура на этой широте. Аномалии связаны также и с районами притока более холодных вод (из более высоких широт в более низкие). Районы апвеллинга существуют у западных берегов материков: Перуанско-Чилийский — у Южной Америки, Калифорнийский — у Северной Америки, Бенгельский — у Юго-Западной Африки, Канарский — у Западной Африки. Апвеллинг наблюдается не только в океанах, но и в озерах, например у восточного берега средней части Каспийского моря.

Существуют аномалии и положительные. В таких районах температура воды выше средней для той же широты. Положительные аномалии связаны с притоком теплых вод, приносимых течениями из низких широт в более высокие. Наиболее значительны аномалии районов Гольфстрима в Атлантическом океане, Курисио — в Тихом, Шпицбергена — в Северном Ледовитом. Аномалии имеют относительные, а не абсолютные значения. Так, теплая аномалия у Шпицбергена (около 80° с. ш.) имеет температуру 3°C , а холодная у берегов Перу (около 5° ю. ш.) — $22\text{—}24^{\circ}\text{C}$. В Тихом океане средняя годовая температура воды на поверхности $19,4^{\circ}\text{C}$, в Индийском — $17,3$, в Атлантическом — $16,5$, а в Северном Ледовитом — минус $0,8^{\circ}\text{C}$. Средняя годовая температура поверхности Мирового океана $17,5^{\circ}\text{C}$, что на три градуса выше, чем средняя температура воздуха на планете ($14,5^{\circ}\text{C}$). *Это свидетельствует о том, что Мировой океан, будучи аккумулятором солнечной энергии, обогревает атмосферу.*

Температура воды в толще вод океана. С глубиной температура воды в океане, как правило, понижается (табл. 10.3, рис. 10.6). Наиболее активные процессы изменения температуры происходят на поверхности океана, куда поступает тепло от Солнца. В толщу воды это тепло переносится перемешиванием и течениями — адвекцией. Так как при средней солености плотность воды океана при повышении температуры уменьшается, нагревание воды не приводит к вертикальной конвекции. Поэтому глубинные воды Мирового океана имеют температуру значительно более низкую, чем поверхностные, за исключением полярных областей и районов океана, в которых существует приток глубинных вод «со стороны».

Таким образом, в реальном распределении температуры в толще вод океана выделяются различные типы. Генеральную картину распределения температур достаточно хорошо отражает табл. 10.3.

Сезонные колебания температуры охватывают лишь относитель-

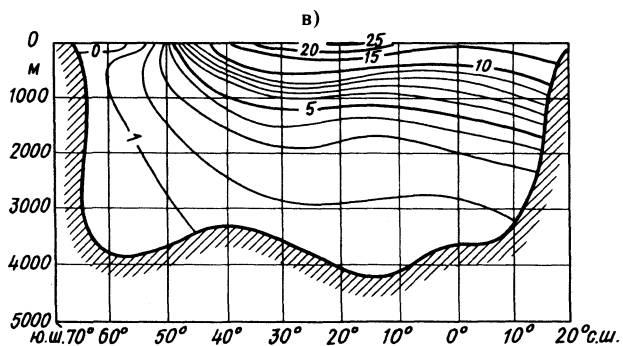
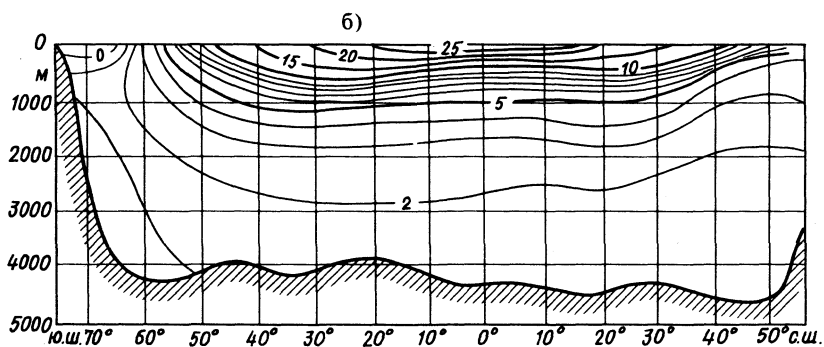
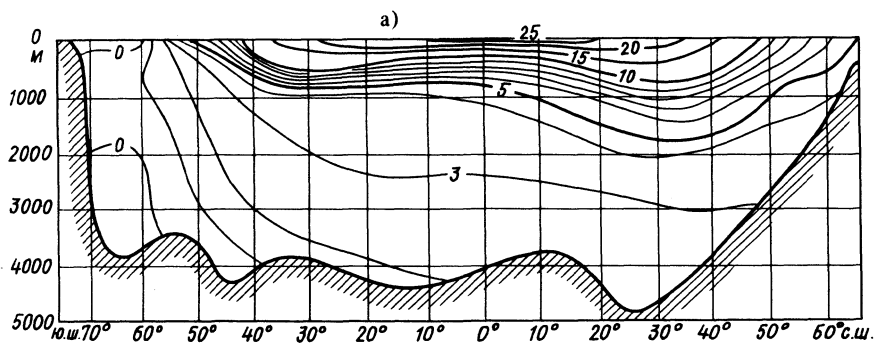


Рис. 10.6. Температура ($^{\circ}\text{C}$) на меридиональных разрезах в океанах: Атлантическом (а), Тихом (б), Индийском (в)

Т а б л и ц а 10.3. Средние значения температуры воды ($^{\circ}$ С)
по климатическим типам (по В. Н. Степанову, 1983)

Климатический тип	Глубина, м						
	0	100	200	500	1000	3000	5000
Экваториально-тропический	26,65	19,52	12,99	8,14	4,93	2,00	1,56
Тропический	26,06	23,48	18,06	8,82	4,62	1,87	1,51
Субтропический	20,32	17,15	14,87	9,99	4,93	1,99	1,55
Субполярный	8,22	5,76	4,83	3,56	2,77	1,40	0,86
Полярный	1,69	0,55	1,29	1,83	1,55	0,44	0,57

но тонкий поверхностный слой (обычно не более 200—400 м). Ниже располагаются относительно холодные воды с температурой до минус 1 — плюс 1—2 $^{\circ}$ С. Между верхним слоем перемешивания с наиболее высокой температурой и глубоинной холодной водой лежит «*слой скачка*» температуры, слой с наибольшими вертикальными градиентами. «Слой скачка» создаются преимущественно сезонным летним прогревом поверхностного слоя, однако на протяжении векового хода колебаний температуры сформировался верхний слой более теплой воды (выше 17 $^{\circ}$ С), а под ним слой с более холодной водой — температурой ниже 7 $^{\circ}$ С. Слой наибольших градиентов температуры называют «*главным термоклинном*».

10.6. ПЛОТНОСТЬ ВОД И ИХ ПЕРЕМЕШИВАНИЕ

10.6.1. Факторы, определяющие плотность морской воды

Известно, что плотность морской воды больше плотности пресной воды — 1000 кг/м³ или 1 г/см³ (см. разд. 1.3.2, рис. 1.5), что связано с соленостью морской воды. Плотность зависит также от температуры и давления, т. е. от глубины, на которой вода находится. Формально эту зависимость можно выразить формулой $\rho = f(S, T, p)$. Повышение температуры воды (при температуре выше температуры наибольшей плотности) уменьшает плотность воды (разд. 1.3.2). Под влиянием давления с глубиной плотность морской воды увеличивается, хотя и весьма слабо из-за очень малого коэффициента сжимаемости воды. Данные о связи плотности морской воды с температурой, соленостью и давлением сведены в «Океанографические таблицы» (1975).

При определении солености с точностью до 0,01‰, а температуры — до 0,01 $^{\circ}$ С плотность устанавливается с точностью до одной стотысячной доли единицы, до пятого (в СИ — до второго) десятичного знака. При этом первых два знака неизменны для всего Мирового океана.

В практических расчетах неудобно оперировать шестизначными значениями, изменяющимися лишь в последних знаках (например, 1026,34 кг/м³ в СИ или 1,02634 г/см³ в системе СГС). Поэтому в океанологии для упрощения вычислений введена *условная плотность*, которую получают из истинной по формуле

$$\sigma_T = \rho - 1000 \text{ или } \sigma_T = (\rho - 1,0) \cdot 10^3. \quad (10.5)$$

Таким образом, практически пользуются цифрами, содержащими лишь последние знаки величин, т. е., например, не 1026,34 или 1,02634, а 26,34.

Приняты различные формы записи условной плотности в зависимости от задачи. Если рассматривается плотность воды в данной точке в толще океана, т. е. с учетом давления (*in situ*), условную плотность записывают с индексами S, T, p : σ_{STp} . Если не учитывать давления воды океана, условную плотность записывают с индексами σ_{ST} или просто σ_T . Это означает, что условная плотность в данном случае зависит лишь от солёности и температуры. Значения условной плотности даны в «Океанографических таблицах».

Кроме условной плотности для характеристики плотности используется и *удельный объем* — величина, обратная плотности, т. е. $\alpha = 1/\rho$.

Удельный объем меньше единицы, если плотность дана в г/м³ (например, 0,97625), и меньше 1000, если плотность дана в кг/м³ (например, 976,25). Используется и форма записи *условного удельного объема* по той же схеме, что и плотность: $v_T = (\alpha - 0,9) \cdot 10^3$, например 76,25. Эти значения в зависимости от солёности и температура также даны в «Океанографических таблицах».

10.6.2. Распределение плотности

Распределение плотности воды на поверхности океана. Поскольку плотность зависит от температуры и солёности воды, распределение ее связано с распределением температуры и солёности (рис. 10.2).

Наиболее общие закономерности распределения плотности следующие: *плотность увеличивается от экватора в сторону полюсов* (до 50—60° широты). Это связано с тем, что главная роль в формировании плотности воды при сравнительно высокой температуре принадлежит именно ей, и поэтому распределение плотности от экватора к полюсам следует распределению температуры воды. Условная плотность, равная вблизи экватора 22—23 кг/м³, увеличивается до 26—27 кг/м³ на 50—60° северной и южной широты. Плотность несколько уменьшается в более высоких северных широтах вследствие уменьшения солёности.

Общие закономерности распределения плотности связаны

и с глобальной системой перемещения вод в Мировом океане. В высоких широтах вследствие охлаждения вод развивается вертикальная циркуляция (конвекция), приводящая к опусканию холодных вод и к перемещению их в глубинных слоях к экватору. На поверхности океана движение вод направлено от экватора к высоким широтам.

Вертикальное распределение плотности воды. С глубиной плотность воды в океанах увеличивается (прямая стратификация), именно этим обеспечивается *вертикальное равновесие вод*. При нарушении *прямой стратификации* возникают конвекция и перемешивание слоев. *Обратная стратификация плотности* — явление весьма кратковременное. Наблюдается также полная однородность слоев, *нейтральное равновесие*.

В экваториальной зоне наиболее резкое возрастание σ_T с глубиной отмечается на нижней границе верхнего опресненного и наиболее прогретого слоя до глубины 100—200 м. В умеренных широтах распределение плотности по глубине более равномерно, а в высоких широтах снова появляется слой резкого повышения плотности с глубиной — *слой скачка* — из-за существования поверхностного опресненного слоя.

10.6.3. Вертикальная устойчивость и перемешивание вод

Распределение плотности по вертикали характеризуется очень важной величиной E , которая почти равна $d\rho/dz$ — вертикальному градиенту плотности. Физический смысл этой величины состоит в оценке того, что может произойти с частицей воды, если она будет перенесена с одного горизонта воды на другой. Со своей температурой, соленостью и плотностью частица окажется в среде с другими значениями этих характеристик. Если у частицы, пришедшей сверху, окажется меньшая плотность, чем плотность окружающей воды, она будет стремиться вернуться в прежний горизонт, если больше — она продолжит движение в том же направлении, а если окажется той же плотности, что и окружающая вода, — останется в этом горизонте. Иначе говоря, это три случая равновесия — *устойчивое, неустойчивое и безразличное*. Величина $\Delta\rho$ представляет собой разность между фактической плотностью на втором горизонте (ρ_2) и плотностью, которую приобретет частица из первого слоя, попав во второй (ρ_1). Эта плотность не равна ρ_1 , так как она изменилась вследствие изменения давления, сжатия и, следовательно, адиабатического изменения температуры ($d\xi$). Хессельберг и Свердруп предложили *критерий вертикальной устойчивости*:

$$E = \frac{d\rho}{dz} - \frac{\partial\rho}{\partial T} \cdot \frac{d\xi}{dz}, \quad (10.6)$$

где $d\xi$ — адиабатическое изменение температуры.

Так как плотность зависит и от температуры, и от солености, то

для выявления роли каждого из этих факторов в устойчивости вод формулу (10.6) можно записать в виде $E = E_T + E_S$, где в правой части даны значения устойчивости, определяемой температурой и соленостью.

Изменения плотности по вертикали (их градиенты) очень малы, поэтому и величина устойчивости тоже очень мала, она выражается миллионными долями единицы. В связи с этим пользуются обычно гораздо большей величиной: $E \cdot 10^8$. При этом реальные числа выражаются в верхних слоях в тысячах, в глубинных в сотнях и десятках, а в океанических желобах даже в единицах.

В океане господствует устойчивое равновесие ($E > 0$), в верхнем однородном слое и в нижних слоях желобов отмечается безразличное ($E = 0$) или даже неустойчивое ($E < 0$) равновесие.

Характеристика устойчивости дает очень важную информацию, но расчет ее очень громоздок и не всегда для него есть возможность. Для приближенной оценки устойчивости можно пользоваться градиентом плотности по вертикали ($d\rho/dz$). В пределах верхнего тысячетметрового слоя адиабатическая поправка мала и ради упрощения расчетов ею можно пренебречь.

Перемешивание или обмен (массообмен, теплообмен и т. д.) в природных водах всегда связан с турбулентностью, ламинарное движение в них встречается очень редко. Существует два вида турбулентного перемешивания воды в океане в зависимости от сил, вызывающих его: фрикционное, вызываемое силой трения, и плотностное, вызываемое изменением плотности.

Фрикционное перемешивание происходит в движущейся воде, т. е. при течениях, приливах, волнении вследствие различия скоростей в отдельных объемах движущейся воды. Этот вид перемешивания приводит только к перераспределению характеристик без изменения общего количества тепла, солей и т. п. Выделяют две разновидности особенно интенсивного фрикционного перемешивания: первую — в поверхностном слое океана — *волновое* (или *ветровое*) *перемешивание*, формирующее верхний почти однородный слой воды, на нижней границе которого лежит слой скачка; вторую — в районах интенсивных приливных течений — *приливное перемешивание*, захватывающее слои воды большой толщины, в которых также наблюдается большая однородность распределения характеристик.

Плотностное перемешивание (*конвекция*) происходит при обратной плотностной стратификации, возникающей либо при увеличении плотности вышележащих слоев, либо при уменьшении плотности слоев, лежащих ниже. В этих случаях непременно должно измениться количество либо тепла, либо солей, либо того и другого в слое, изменившем плотность. Такое изменение происходит в поверхностном слое при охлаждении (если вода солоноватая, то лишь при температуре выше температуры наибольшей плотности), при испарении и замерзании (так как при этом вода осолоняется). Наиболее интенсивно плотностное перемешивание идет при осенне-зимнем

выхолаживании, когда развивается *процесс зимней вертикальной циркуляции*.

В тропических районах океанов увеличение плотности верхнего слоя происходит вследствие роста солености при большом испарении. В некоторых участках дна океана может происходить подогрев придонных вод за счет внутреннего тепла Земли или радиоактивных процессов. Тогда придонная вода может всплывать, выравнивая океанологические характеристики в самых нижних слоях океана.

Толщина слоев, захваченных перемешиванием, может быть весьма различной: волновое (ветровое) движение перемешивает слой от 10—15 м в морях до 30—50 м в океанах, приливное — слой в десятки и сотни метров. Зимняя вертикальная циркуляция захватывает обычно десятки метров, но в однородных водах (с малой устойчивостью) — тысячи метров, как, например, в Гренландском и Средиземном морях. Обратное (снизу вверх) плотностное перемешивание изучено еще слабо, но можно предполагать, что в океанических желобах это перемешивание захватывает слои в тысячи метров.

Интенсивность процессов перемешивания оценивается *коэффициентом турбулентного обмена*. Значения коэффициентов турбулентного обмена значительно больше коэффициентов молекулярного обмена и весьма различны, так как зависят от очень многих условий.

С плотностью связаны некоторые важные особенности ее изменений и прежде всего *явление уплотнения при смешении*. Такое уплотнение свойственно даже пресной воде. Действительно, если смешать две равные массы пресной воды — одну при 0°, а другую при 8° С, имеющих одинаковую плотность 999,87 кг/м³, то получим смесь с температурой 4° С и плотностью 1000 кг/м³, т. е. плотность смеси больше, чем плотности составных частей. В морской воде подобный эффект смешения еще более усиливается. Такое свойство воды приводит к усилению процесса перемешивания при соприкосновении разнородных вод, как, например, вод теплого и соленого течения Куроисио и холодного опресненного Ойясио.

10.7. МОРСКИЕ ЛЬДЫ

Климатические условия на поверхности Мирового океана таковы, что на большей ее части могут существовать льды. Продолжительность их существования весьма различна в разных районах океана — от немногих недель в течение года в умеренных широтах до практически постоянного в полярных широтах. Наибольшего распространения ледяной покров достигает к концу зимы. Площадь, занятая льдами, в Арктике достигает почти 11 млн. км² (апрель), в Антарктике — почти 20 млн. км² (сентябрь). Кроме того, в большей или меньшей степени, на более или менее длительный срок — недели, месяцы — льдом покрываются многие моря (Гренландское, Баффина и др.) и участки океанов (район полуострова Ньюфаундленд и др.). На морях, омывающих берега Советского Союза, льды на-

блюдаются каждый год. Есть только один из крупных портов, который не замерзает. Это Мурманск, расположенный в Северном Ледовитом океане, за полярным кругом — таков парадокс природы.

По происхождению льды в море разделяются на три типа: собственно морские, образовавшиеся при замерзании морской воды, речные, выносимые в море реками, и айсберги, или ледяные горы, — обломки ледников, спускающихся в море.

10.7.1. Ледообразование в море

При понижении температуры воды до точки замерзания становится возможным переход воды из жидкого состояния (фазы) в твердое, т. е. в лед. Но для этого нужно хотя бы очень малое переохлаждение воды, наличие в воде центров кристаллизации и отведение выделяющейся теплоты ледообразования (вспомним, что при образовании одного килограмма льда выделяется 333 кДж теплоты, которое и пойдет на нагревание воды).

В природе обычно при наступлении устойчивого похолодания соблюдаются все три условия. Лед появляется в виде отдельных кристаллов, растущих прежде всего в длину, — *ледяные иглы*. Так как у морской воды точка замерзания лежит выше точки наибольшей плотности, то в такой воде конвекция (вертикальная циркуляция) происходит вплоть до начала замерзания. Следовательно, эту температуру имеет весь слой, и кристаллы льда могут появляться не только на поверхности, но и в любой точке слоя, охваченного циркуляцией, т. е. может образовываться *внутриводный лед*. Однако такой лед не будет игольчатым. Вследствие турбулентного состояния воды кристаллики сталкиваются, обламываются, смерзаются и в результате образуется *губчатый лед*. На неглубоких местах внутриводный лед может примерзать к камням, предметам, лежащим на дне. Тогда образуется *донный лед*. При длительном процессе ледообразования донный лед нарастает до таких объемов, что отрывается от дна, всплывает под действием архимедовой силы (лед легче воды) и примерзает к поверхностному льду.

Развитие ледяного покрова на поверхности после появления ледяных игл продолжается, увеличивается число игл и, наконец, они покрывают всю поверхность воды. Они смерзаются и образуют как бы пятна пленки, похожие на пленки жира на остывшем бульоне. Этот лед и называется *ледяным салом*. Дальнейшее развитие льда зависит от условий погоды: при штиле образуется сплошной полупрозрачный эластичный покров — *нилас*. Если водная поверхность сильно опреснена, то может образоваться, как и на простой луже, тонкая твердая прозрачная, подобная стеклу корка — *склянка*, или *ледяная корка*. При небольшом волнении, препятствующем образованию сплошной ледяной поверхности, образуются отдельные льдины небольших (30—50 см) размеров, почти правильной круглой формы, возникающей вследствие непрерывного столкновения льдин

при волнении. Этот вид льда называется *блинчатый*. Если ледообразование происходит при сильном волнении, то слой сала вместе с внутриводным льдом увеличивается, но не смерзается в монолит, образуя подобие ледяной каши, называемой *шугой*.

Есть еще одна начальная форма льда — *снежура*, которая образуется при выпадении снега на поверхность воды. Так как температура замерзания морской воды ниже нуля, то снег на ней не тает, а, намокая, дает начало формированию настоящего льда.

Дальнейшее развитие начальных форм льда приводит к формированию *молодого льда*, или *молодика*, — больших площадей шероховатого, светло-серого, сравнительно ровного льда толщиной 10—30 см. Этот лед при условии продолжительного выхолаживания — отдачи в атмосферу теплоты ледообразования — увеличивает свою толщину вследствие образования нового льда на его нижней границе. По мере утолщения льда скорость нарастания уменьшается из-за малой теплопроводности льда ($2,7 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ \text{С})$).

Ледяной покров служит как бы одеялом для моря, которое сильно уменьшает теплоотдачу в атмосферу. Скорость нарастания толщины льда может быть вычислена по эмпирической формуле Н. Н. Зубова, которую он получил из наблюдений в Арктике:

$$h_{\text{л}}^2 + 50h_{\text{л}} - 8\sum(-T) = 0, \quad (10.7)$$

где $h_{\text{л}}$ — толщина льда в см, а $\sum(-T)$ — число градусо-дней мороза или сумма средних суточных отрицательных температур воздуха за время расчета. Формула показывает, что наибольшая толщина, до которой может намерзнуть лед за одну зиму в условиях арктических морей, 2 м. Опыт показал, что формула применима во многих районах Мирового океана.

В открытом Северном Ледовитом океане толщина льда 3—5 м. Следовательно, лед этот образовался не за одну зиму, а за несколько. *Такой лед называется многолетним* в отличие от *однолетнего*, или *годовалого*, который образуется только за одну зиму. Многолетний лед, занимающий открытые пространства Северного Ледовитого океана, называется *арктическим паком* или просто *паком*, так как в Антарктике таких льдов нет.

Лед может утолщаться не только вследствие теплоотдачи и замерзания новых масс льда, но и *путем торошения*, т. е. образования нагромождений обломков льдин в виде гряд или холмов, которые называются *торосами*. Могут образоваться ледяные сооружения толщиной в 30—40 м, причем без появления вновь образовавшегося льда, а только благодаря сокращению площади, занятой льдами.

10.7.2. Физические свойства морского льда

Главная особенность морского льда — его соленость, под которой понимается соленость воды, образующейся при его таянии. Ее

величина прямо зависит от солености воды, из которой лед кристаллизовался, и от скорости его нарастания. Соленость льда в среднем близка к 10% солености воды. С течением времени соленость его уменьшается, и многолетний лед бывает почти совсем пресным.

Кристаллический лед всегда пресный, соленость привносится включениями ячеек с жидкой водой (рассола) между кристаллами. Количество ячеек обычно невелико — десятки граммов на килограмм льда. Соленость рассола в них может значительно превышать соленость воды в море. Она зависит от температуры рассола, т. е. и льда. Так, при температуре -2°C соленость равна 37‰, при -10° — 144, а при -20° — 237‰. Такие температуры точно соответствуют точкам замерзания при названной солености. Это жестко связанные пары величин. При изменении температуры изменяется и соленость: при понижении температуры соленость в ячейке растет вследствие вымерзания воды из рассола, при повышении — уменьшается вытравливанием льда из оболочки ячейки. Такие изменения температуры и солености рассола не влияют на среднюю соленость льда. Количество ячеек с рассолом хоть и невелико, но их существование сильно сказывается на многих физических свойствах льда — тепловых, механических и т. п.

От количества ячеек с рассолом зависит теплоемкость льда. Чистый лед имеет теплоемкость вдвое меньшую, чем вода, а у морского льда она очень сложно зависит от средней его солености и температуры. При низкой температуре теплоемкость морского льда приближается к $2,2 \text{ кДж}/(\text{кг} \cdot ^{\circ}\text{C})$, а при близкой к температуре замерзания сильно возрастает: при температуре -2°C и солености 4‰ она равна 19,4, а при солености 10‰ — $44,5 \text{ кДж}/(\text{кг} \cdot ^{\circ}\text{C})$. Такие большие значения теплоемкости имеют весьма существенное значение при расчетах теплового баланса.

Плотность чистого льда меньше плотности воды и равна приблизительно $900 \text{ кг}/\text{м}^3$. Плотность морского льда несколько больше плотности пресного из-за находящегося в нем рассола. На плотности льда влияют также включения пузырьков воздуха, минеральных частиц, различная в толще льда температура, поэтому плотность льда в его разных частях различна. Но среднюю плотность льда легко определить, используя закон Архимеда: если льдину представить в виде цилиндра или призмы, то среднюю ее плотность $\rho_{\text{л}}$ дает формула

$$\rho_{\text{л}} = \frac{z}{h_{\text{л}}} \rho_{\text{в}}, \quad (10.8)$$

где $h_{\text{л}}$ — толщина льдины, z — ее осадка и $\rho_{\text{в}}$ — плотность воды. Эта формула позволяет рассчитать отношение осадки льдины к ее возвышению над поверхностью воды: при средней плотности льда 900 и воды $1030 \text{ кг}/\text{м}^3$ это отношение равно 7,9.

Механические свойства морского льда очень сильно и сложно

зависят от его структуры и температуры. Так, его твердость по шкале для минералов определяется при температуре 0° в 1,5 балла (лед находится между тальком и каменной солью), а при -40°C — около 4 баллов (как у плавикового шпата).

10.7.3. Движение льдов

Почти все льды в море находятся в постоянном движении и называются плавучими льдами. Лишь небольшая часть льдов неподвижна. Находясь в непосредственной близости от береговой линии, они примерзают к берегу, поэтому и называются *береговым припаем* или просто *припаем*. Обычно припай имеет наибольшую ширину — сотни метров, километры, но на некоторых участках ширина его достигает сотни километров, например в море Лаптевых.

Движение льда вызывается двумя причинами: течениями и ветром. Как правило, обе причины действуют одновременно, создавая сложную систему движения льдов. Более четко сказывается роль течений приливных. Они, изменяясь и повторяясь дважды в сутки, вызывают явление сжатий и разрежений льда также дважды в сутки. Велика роль течений и в формировании системы движения льда, переноса его в течение длительных промежутков времени. Ветер создает преимущественно движение в данный момент. Закономерности движения льдов под действием ветра — *дрейф льда* — установил Ф. Нансен в результате обработки наблюдений во время экспедиции на «Фраме» в Северном Ледовитом океане (1893—1896). Оказалось, что скорость льда меньше скорости ветра, его возбудившего, приблизительно в пятьдесят раз, т. е. $v_{\text{л}} = 0,02W$, где $v_{\text{л}}$ и W — скорости льда и ветра соответственно. При этом лед движется не по направлению ветра, а отклоняется от него на 30° вправо в связи с действием отклоняющей силы вращения Земли (Кориолиса). Н. Н. Зубов дополнил эти «правила Нансена» еще двумя «правилами Зубова»: лед дрейфует вдоль изобары (линии равного атмосферного давления) так, что высокое давление лежит справа по движению льда (в северном полушарии), а скорость дрейфа пропорциональна горизонтальному градиенту атмосферного давления. Эти «правила Зубова» очень удобны в практическом применении и широко используются. Они же позволяют вычислить дрейф льдов на больших пространствах для выяснения генеральной схемы дрейфа.

Ветер, перемещая разреженные льды, создает на поверхности моря скопления льда, полосы и пространства чистой воды, *полюньи*. Он же вызывает торошение, разрушение льдов и т. д.

10.7.4. Классификация морских льдов

Морской лед классифицируют по нескольким признакам. Частично классификация льдов по происхождению уже была дана выше (см. 10.7.1). Имеется классификация льдов по размерам льдин:

ледяные поля — 2 км и больше в поперечнике, *обломки полей* — 100—500 м в поперечнике, *крупнобитый лед* — 20—100 м и *мелкобитый лед* — меньше 20 м размером; отдельно торчащие из ледяного покрова глыбы называются *ропаками*, большие ледяные образования большой толщины, севшие на мель, называются *стамухами*.

Количество льда на поверхности моря, *его густота (сплоченность)* оцениваются, подобно оценке облачности, в баллах. За десять баллов принимается поверхность, полностью покрытая льдом, чистая вода — ноль баллов. Промежуточные количества оцениваются из расчета: десять процентов акватории занято льдами — один балл, половину акватории занимает лед — пять баллов.

Особое ледяное образование представляют собой *айсберги*. Они встречаются в Северном Ледовитом океане, но главный их источник — покровный ледник Антарктиды.

10.7.5. Ледовитость океанов и морей

Под ледовитостью следует понимать сложную характеристику ледовых условий, связанную с массой льда, определяемой площадью льда, его средней толщиной и плотностью, сроками появления и исчезновения льда, продолжительностью ледостава и т. д. Из-за сложности учета всех компонентов, характеризующих ледовитость, пользуются приближенной оценкой ледовитости по площади моря, занятой льдом, причем нередко выражают ее в процентах. Уже было сказано, что в Мировом океане льды при их наибольшем развитии занимают больше 30 млн. км², т. е. около 10% его площади. Наибольшее развитие льдов в Арктике и в Антарктике не совпадает по времени: когда на севере максимум, на юге минимум развития, и наоборот.

Можно подразделить отдельные районы океана и моря на *ледовые (или ледовитые), замерзающие и безледные*. Ледовые районы можно разделить на *полярные*, в которых льды существуют круглый год и даже летом ледовитость не бывает меньше 50%, и *субполярные*, в которых ледовитость летом сильно уменьшается, в некоторые годы льды исчезают вовсе. Замерзающие моря летом полностью очищаются от льдов, но зимой могут иметь большую или меньшую ледовитость. В безледных районах льдов не бывает, хотя в умеренных широтах в особо суровые зимы в виде исключения они могут появляться.

Ледовые районы могут иметь лед разного происхождения: *собственный*, появившийся на месте (как в полярных морях), или *принесенный* из других районов, как, например, лед в районе Ньюфаундленда.

В Арктике к апрелю — месяцу наибольшего развития ледяного покрова — полностью покрыты плавучим льдом все моря, за исключением части Баренцева и Норвежского: воды теплого Норвежского течения и его ветви — Нордкапского течения — за зиму не охлажда-

ются до температуры замерзания. Летом во всех морях Арктики открываются большие пространства чистой воды, преимущественно у берегов. Льды при этом остаются во всех морях, но скапливаются в некоторых районах, образуя *ледовые массивы*. Их насчитывается десять в морях советской Арктики и четыре в американском секторе. Ледовые массивы создаются системой течений и ветров и характеризуются приуроченностью к определенному географическому району и большой густотой льда — не меньше шести баллов.

В Антарктике льды существуют круглый год, но площадь, занятая ими в течение года, изменяется. При наибольшем развитии ледяного покрова в сентябре кромка льда проходит приблизительно по 60° ю. ш., поднимаясь до 55° к югу от Африки и спускаясь до 65° в районе к юго-западу от Южной Америки. В Антарктике весьма часто встречаются айсберги, причем они могут существовать долго и очень далеко уплывать от места «рождения»: они наблюдались далеко за пределами антарктических вод, на $50-40^\circ$ и даже 30° ю. ш. Зарегистрированы айсберги длиной от десятков километров до $150-160$ км и высотой над уровнем моря до $40-50$ и даже 90 м. Об общем количестве айсбергов судить трудно, но в виде примера можно привести такие данные: за десять лет наблюдений (1958—1967) в некоторых одноградусных клетках (1° по широте и долготе) находилось до двухсот айсбергов, т. е. в среднем по 20 в год. Всего в секторе океана между 10 и 100° в. д. за эти 10 лет наблюдалось 33 500 айсбергов.

10.8. ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ

Об особенностях поведения света в воде было сказано в гл. 1 (см. разд. 1.3.4). Оптические характеристики вод океана многообразны: освещенность, яркость света, коэффициенты рассеяния, поглощения, ослабления, преломления и т. п. Однако все эти подробности имеют существенное значение при специальных исследованиях. Для общей характеристики пользуются лишь оценкой цвета и прозрачности вод.

Цвет воды связан с избирательностью процессов поглощения и рассеяния солнечного света. Избирательность выражается в том, что короткие волны — фиолетовая и синяя части спектра — рассеиваются сильнее, а поглощаются слабее, чем длинные волны, т. е. красная и инфракрасная части спектра. Этим определяется собственный цвет воды как вещества — голубой или синий. В морской воде много разнообразных примесей, которые вмешиваются в процессы молекулярного поглощения и рассеяния света и изменяют цвет воды, смещая его в сторону зеленого. Так как количество и качество примесей весьма разнообразно, то и цвет воды может иметь разные тона.

Чтобы оценить цвет, надо определить его спектральный состав. Это возможно, но требует сложной аппаратуры и много времени,

поэтому часто обходятся более простым способом, хотя и не таким точным, но достаточным для приближенных оценок. Способ этот состоит в использовании эталонной стандартной шкалы цветности.

Цвета синие присущи открытым водам океанов и глубоких морей, зеленые оттенки имеют воды шельфа, большинства морей и больших пространств открытого океана. Зеленые воды, содержащие много примесей, обычно отличаются хорошей продуктивностью, в них расположены промысловые районы. Синие воды отличаются малым количеством примесей, жизнь в них развита значительно слабее. Есть даже такое выражение, что синева — это цвет «морских пустынь».

При оценке цвета морской воды различают цвет собственно воды и цвет поверхности моря. *Цвет воды* создается ее излучением, это свет, исходящий из моря. *Цвет поверхности* определяется светом, от нее отраженным. Луч, падающий на поверхность моря, входит в воду лишь частично, причем преломленным. Доля отраженного света зависит от угла падения: чем он меньше (отвеснее), тем меньшая доля радиации отражается; даже при угле падения 80° отражается только 35% поступающей энергии. Человек смотрит на поверхность моря обычно при очень больших углах падения, т. е. луч зрения идет очень близко к горизонту, поэтому в глаз и попадает преимущественно отраженный свет (при угле падения 95° , т. е. угле зрения 5° , отражается 60% энергии). Вот почему поверхность моря может иметь видимый цвет самый разнообразный — желтый, золотистый, багровый, черный — в зависимости от цвета неба. Поэтому при наблюдении за цветом воды необходимо исключать влияние отраженного света. Луч зрения должен быть направлен отвесно вниз.

Таким образом, цвет воды связан с ее чистотой. Для оценки степени чистоты применяется критерий, называемый *прозрачностью воды*. Строго оценить ее можно, определив коэффициенты рассеяния, поглощения и ослабления света. Для этого нужна, как и для оценки цвета, очень сложная аппаратура. Поэтому обычно пользуются определением лишь *относительной прозрачности*: это глубина (м) исчезновения из поля зрения белого диска стандартного размера (диаметр 30 см) — диска Секки. Его погружают в море на лине и наблюдают, как он по мере погружения теряет яркость, бледнеет, темнеет и наконец становится невидимым. Эта глубина (м), отмеченная по счетчику, через который шел линь с диском, либо по маркам, закрепленным на лине, и представляет собой *относительную прозрачность*. Несмотря на примитивность приема, относительная прозрачность позволяет получить строгую физическую характеристику воды — *коэффициент ослабления света*.

Значение относительной прозрачности изменяется в пределах от немногих метров в прибрежной зоне до нескольких десятков метров в открытых водах. Наибольшая прозрачность была измерена в Бенгальском заливе и в Саргассовом море — 66 м, в открытых частях океанов она достигает 50—60 м, в обширных морях — 30—35 м.

Распространение света в толще вод океана имеет огромное биологическое значение, так как определяет возможность существования зеленых водорослей. Благодаря фотосинтезу создается первичная продукция — первая, начальная ступень в развитии органического мира, фундамент существования жизни на Земле.

По освещенности в океане можно выделить четыре яруса. Первый — *световой*, называемый также *эвфотическим*, лучше всего освещенный, занимающий верхние 100—150 м. Именно в нем могут существовать зеленые водоросли. Второй ярус — *полусветовой* (от 150 до 500 м), в котором еще могут жить водоросли, но уже не зеленые. Живые организмы присутствуют во втором ярусе еще в довольно больших количествах. Третий ярус — *малосветовой*, или *теневогой*, где водорослей уже нет, но живых организмов еще столько, что между глубинами 500 и 1500 м можно вести промысел. Ниже 1500 м лежит четвертый ярус — *бессветный*, в котором также обитают животные, но уже весьма разреженно.

10.9. АКУСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ

Вода обладает способностью хорошо проводить звук, т. е. свойством *звукопроводности*. В море *скорость звука* зависит от температуры и солености воды, давления, под которым она находится, т. е. от глубины. Зависимость эта выражается очень сложной эмпирической формулой. На протяжении десятков лет, начиная с начала нашего века, многие авторы предлагали свои варианты формул с целью уточнения расчетов. Наиболее употребительной можно считать формулу Вильсона (1.17). При грубых расчетах скорость звука в море принимается равной 1500 м/с, отклонения от этой величины зависят от значений океанологических параметров. Скорость звука возрастает при увеличении каждого из них. Так, при повышении температуры на 1° С скорость звука в море возрастает приблизительно на 4 м/с в холодной воде (ниже 10°) и на 35 м/с в теплой (выше 25°). Изменение солености влияет очень слабо, а увеличение глубины на 1 м увеличивает скорость звука приблизительно на 0,02 м/с.

Звуковой сигнал, распространяясь в толще морской воды, по мере удаления от источника ослабевает, затухает. Затухание звука имеет три причины. Во-первых, при распространении звука в виде сферической волны его энергия уменьшается пропорционально квадрату расстояния от источника (энергия звука распределяется по всей поверхности сферы). Во-вторых, звуковая энергия в процессе упругих колебаний среды поглощается и переходит в тепловую энергию. В-третьих, звук рассеивается, распространяясь в различные стороны от звукового луча. Количественно это оценивается *коэффициентом затухания* (децибелы на км).

Коэффициент затухания звука в море невелик и возрастает с увеличением частоты звуковых колебаний. Из-за незначительного ослабления звук может распространяться на очень большие расстоя-

ния, хотя это возможно не всегда, так как есть еще одна причина, влияющая на дальность распространения звука, — стратификация вод океана, приводящая к неоднородности скорости звука по вертикали. Как правило, температура воды с глубиной понижается, следовательно, скорость звука должна бы уменьшаться. Однако при этом растет и давление, которое увеличивает скорость звука, и с некоторой глубины это увеличение начинает преобладать, а скорость звука — возрастать. Значит, звук, переходя из слоя в слой, будет преломляться, испытывать рефракцию, подобную световому лучу, стремясь приблизиться к горизонту с более низкими значениями скорости, т. е. к воде менее теплой и менее соленой. При подобном ходе звуковых лучей в вертикальной плоскости на разрезе в море получается картина, показанная на рис. 10.7. Она соответствует лишь наиболее обычному типу кривой вертикального распределения скорости звука. Таких типов существует много, поэтому и лучевых картин распространения звука тоже много.

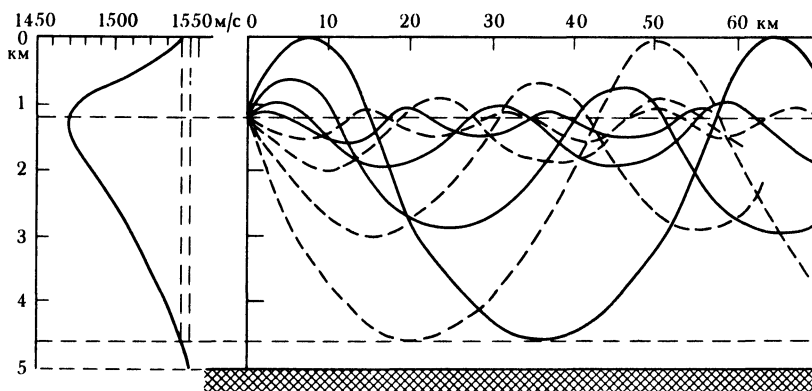


Рис. 10.7. Схема формирования подводного звукового канала (траектории звуковых лучей). Слева — вертикальное распределение (профиль) скорости звука

Всем типам кривой свойственна одна особенность: сосредоточение звуковых лучей в слое с наименьшей скоростью звука. Именно в этом слое концентрируется энергия распространяющегося звука, поэтому его называют *подводным звуковым каналом*, а горизонт наименьшей скорости — *осью канала*. Именно в этом слое — *волноводе* — возможно *дальнее* и даже *сверхдальнее распространение звука*. Так, в 1956 г. звук от взрыва термоядерной бомбы на атолле Бикини (Маршалловы острова в Тихом океане) был зарегистрирован гидрофонами на Бермудских островах в Атлантическом океане (на расстоянии 22 тыс. км).

Существование звукового канала позволяет пользоваться им для

целей связи; акустика в море заменяет радио, так как радиоизлучение в воде очень быстро поглощается.

Звукопроводность воды используется в технике рыбного промысла. При помощи акустических приборов — рыболокаторов — ведут разведку косяков рыб. Это очень эффективное средство, хотя действует оно не всегда хорошо из-за того, что в море существуют *звукорассеивающие слои* — слои воды, в которых скапливаются планктонные организмы, взвеси и т. п. Связаны они чаще всего со слоями скачка плотности, но они могут создаваться и биологическими причинами — миграцией планктона. Звукорассеивающие слои могут служить помехой и при *эхолотировании* — еще одном важном направлении использования акустических свойств океана. *Эхолот* — прибор для измерения глубины моря при помощи звуковых сигналов. Звуковое измерение глубины состоит в измерении промежутка времени, которое требуется звуковому сигналу, чтобы дойти от корабля до дна океана и, отразившись от него, вернуться обратно. Глубину H получают по формуле $H = 1/2 \cdot ct$, где c — скорость звука, t — промежуток времени между моментами посылки звука и его приема.

Роль эхолота в изучении рельефа дна океана сравнивают с ролью микроскопа в развитии микробиологии. Именно благодаря широкому применению эхолота коренным образом изменились представления о рельефе дна Мирового океана и открылась возможность составления надежных навигационных карт.

Акустику моря используют и биологи для изучения поведения морских животных, которые издают множество разнообразных звуков.

10.10. ВОЛНЕНИЕ

Волнение — одно из разновидностей волновых движений, существующих в океане. Это волны, вызванные воздействием ветра на поверхность моря. Кроме волнения в океанах и морях существуют другие виды волн: *приливные, сейшевые, внутренние* и т. п. Все волновые движения представляют собой деформацию массы воды под воздействием внешних сил. Сила может быть разовой (единичной), постоянно действующей или периодической, но в любом случае эта сила, выведя массу воды из равновесия, возбуждает в ней колебательное периодическое движение, выражающееся двояко: колеблется форма поверхности воды около поверхности покоя и колеблются отдельные частицы вокруг своих точек равновесия. Так как это колебание развивается во времени, то можно определить и скорость этих движений. Для деформации поверхности это будет *скорость распространения волны, или фазовая скорость*, а для частицы — *скорость обращения ее вокруг точки равновесия — центра орбиты, т. е. орбитальная скорость*. Это характеристика *волн поступательных* или *прогрессивных*, которые перемещаются на большие

расстояния. Есть еще *волны стоячие*, в которых деформация происходит на месте, без распространения.

Волны разделяются на длинные и короткие. К длинным относятся волны, у которых длина значительно больше глубины места, например приливные, имеющие длину в сотни и даже тысячи километров, к коротким — ветровые размерами в десятки и сотни метров при средней глубине океана около 4 км. Существуют волны *вынужденные*, находящиеся непрерывно под воздействием силы, и *свободные*, распространяющиеся по инерции после окончания действия силы, вызвавшей их. Именно к такому виду относятся *волны зыби*, волны, оставшиеся после прекращения ветра, вызвавшего ветровое волнение. Именно волны типа зыби позволяют легче понять механизм волнового движения.

10.10.1. Волны зыби

Волны зыби создаются движением частиц воды по орбитам, имеющим форму окружности, причем точки, находящиеся на одном и том же горизонте, движутся по окружностям одинакового радиуса, но с последовательным сдвигом фазы на каждой орбите, а находящиеся на одной вертикали движутся в одной и той же фазе, но по орбитам с уменьшающимся в глубину радиусом. Теория дает формулу для определения этого уменьшения:

$$r_z = r_0 \cdot e^{-\frac{2\pi z}{\lambda}}, \quad (10.9)$$

где r_z и r_0 — радиусы орбит на горизонте z и на поверхности, λ — длина волны. Из формулы следует, что на горизонте z , равном длине волны, радиус орбиты равен всего двум тысячным от радиуса на поверхности, а на горизонте — в половину длины волны — $1/23$, т.е. около 4%. Поэтому принимается, что такая волна распространяется в слое толщиной в половину длины волны.

Схема волны зыби в вертикальной плоскости показана на рис. 10.8. Огибающая кривая, на которой лежат частицы, движущиеся по орбитам, носит название *трохоиды*, поэтому и волна зыби называется *трохоидальной*.

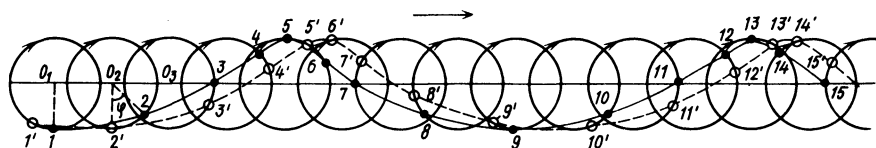


Рис. 10.8. Профиль поверхности трохoidalной волны (зыби): сплошная линия — профиль волны в начальный момент времени, пунктир — тот же профиль, сместившийся в направлении распространения волны (показано стрелкой); цифры без штриха — номера частиц на орбитах в начальный момент, цифры со штрихом — те же частицы на новом положении профиля волны

К основным элементам волны относятся: *длина* λ (м) — кратчайшее расстояние между двумя соседними вершинами — самыми высокими точками гребней, возвышенных частей воды (или — между двумя соседними подошвами — самыми низкими участками ложбины волны); *высота* h (м) — разность уровней вершины и подошвы; *крутизна* α° — угол между касательной к кривой профиля волны и горизонталью (или между нормалью и вертикалью); *средняя крутизна* a — отношение высоты волны к ее полудлине ($2h/\lambda$), но нередко используют и величину δ — отношение высоты к длине (h/λ). *Волновой уровень* — линия, делящая площадь трохиды пополам. Движение волны характеризуют: *период* τ (с) — время, за которое волна проходит расстояние, равное своей длине (или время между прохождением двух вершин через одну и ту же вертикаль). *Частота* $1/\tau$ (Гц) — число колебаний в одну секунду. *Фазовая скорость* $c = \lambda/\tau$ (м/с) — расстояние, проходимое волной (вершиной) за одну секунду. *Направление волны* считается «в компас», т.е. откуда идет волна, и измеряется или в градусах или по румбам (чаще всего — по восьми). Волны зыби чаще всего бывают *двумерными*, т.е. изменяются лишь по линии распространения и по высоте. В направлении, перпендикулярном этой плоскости, вдоль *гребня*, или *фронта волны*, изменений не происходит. Это определение дается потому, что преобладают *трехмерные волны*, в которых изменения высоты (и длины) происходят и вдоль фронта. Это преимущественно ветровые волны и волны типа *толчей* (стоячие волны). В двумерной волне можно определить и *волновой луч* — линию, перпендикулярную фронту волны.

В установившейся системе волн зыби действуют лишь две силы: тяжести и центробежная сила орбитального движения частиц. Поэтому существуют теоретические формулы связи между элементами волны:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}, \quad (10.10)$$

$$\tau = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}}, \quad (10.11)$$

$$u_0 = \frac{h}{2} \sqrt{\frac{\pi g}{2\lambda}}, \quad (10.12)$$

где u_0 — орбитальная скорость частицы на поверхности. Приведенный выше закон затухания волнения с глубиной может быть записан как

$$h_z = h_0 \cdot e^{-\frac{2\pi z}{\lambda}}, \quad (10.13)$$

так как высота волны h представляет собой диаметр орбиты, т.е. $2r$. Поэтому и орбитальная скорость на горизонте z может быть выражена через орбитальную скорость на поверхности:

$$u_z = u_0 e^{-\frac{2\pi z}{\lambda}}. \quad (10.14)$$

Из этих формул может быть получена и *энергия волны*. Полная волновая энергия, заключенная в объеме воды от поверхности на всю толщу распространения волнового движения (практически на половину длины волны) протяженностью по фронту B и в направлении движения на одну длину волны, определяется по формуле

$$E = \frac{1}{8} \rho g B \lambda^2, \quad (10.15)$$

где ρ — плотность воды.

Вертикальное строение волны можно представить и как картину деформации структуры слоя воды на волне (это хорошо показано поплавками на рис. 10.9).

10.10.2. Ветровые волны

Воздействуя на поверхность воды, ветер, благодаря трению о воду, создает касательные напряжения и влекущие усилия, а также

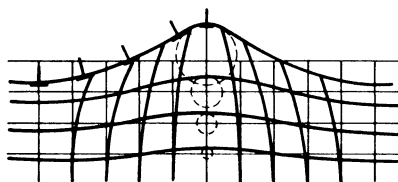


Рис. 10.9. Вертикальное строение волны зыби. Поплавки на волне, пунктиром показаны орбиты частиц

вызывает местные колебания давления воздуха. В результате на поверхности воды даже при ветре со скоростью 1 м/с образуются маленькие волны, имеющие высоту, измеряемую в миллиметрах, и длину — в сантиметрах. Эти едва зародившиеся волны имеют вид *ряби*. Так как существование таких волн связано с поверхностным натяжением, их называют *капиллярными*. Если ветер прошел над водой кратковременным порывом, то образованные им пятна ряби исчезают с прекращением ветра — поверхностное натяжение стремится сократить площадь поверхности воды. Если ветер устойчивый, то капиллярные волны, интерферируя, увеличиваются в размерах, прежде всего по длине. Рост волн приводит к их объединению в группы и удлинению до нескольких метров. Волны становятся *гравитационными*.

Процессы передачи энергии от воздуха к воде и начальные стадии развития волн очень сложны и недостаточно изучены.

Существенное отличие ветрового волнения от зыби состоит в том,

что оно развивается под действием не двух, а многих сил. Добавляется влияние ветра (трение и давление). Это приводит к нарушению симметрии формы волны — передний склон становится круче заднего, следовательно, и короче его (рис. 10.10). Частицы воды приобретают

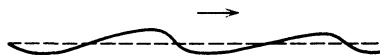


Рис. 10.10. Профиль поверхности ветровой волны. Стрелка показывает направление ветра и распространения волны

поступательную скорость и, закончив один оборот, возвращаются не в точку начала движения, а оказываются чуть впереди в сторону распространения волны — орбита не замыкается. Эта асимметрия профиля, увеличение крутизны переднего склона может дойти до срыва гребня, до образования пенного *барашка*, *беляка*. Наконец, из-за того, что скорость ветра часто неравномерна вдоль фронта (гребня) волны, становится неравномерной и высота волны вдоль гребня, иначе говоря, волна оказывается не двумерной, а трехмерной. Вот такие волны и бывают в море чаще всего.

Размеры трехмерных волн тем больше, чем ветер сильнее, продолжительнее и чем больше его *разгон*, т.е. расстояние, которое он пробегает над водой, а это зависит от его направления. Наибольшие волнения наблюдаются в районах с частыми и продолжительными штормами. Обширные площади сильного волнения расположены в умеренных широтах, которые даже получили название «ревущие сороковые» (*roaring forties*). Большие волнения часты в океаническом кольце южного полушария, в районах квазистационарных атмосферных фронтов и т.д. Эти районы хорошо показаны на соответствующих картах Атласов океанов. Самые большие высоты волн — 34 м в середине северной части Тихого океана, самые большие длины — около 800 м у южных берегов Британских о-вов и в экваториальной части Атлантического океана. Отмечались также гигантские волны у южных берегов Африки, ставшие причиной катастроф нескольких судов, «волны-убийцы», единичные волны высотой больше 20 м. Однако в огромном большинстве случаев высоты волн не достигают и 4 м, а волны выше 7,5 м встречаются далеко не часто. Обычная длина больших волн тоже значительно меньше максимальных значений: 130—170 м.

Измерение элементов волн связано с очень большими техническими трудностями, к тому же измерения в одной точке мало характеризуют все трехмерное волновое поле. Лучший способ его изучения — стереофотография, которая дает полную картину топографии, рельефа волновой поверхности моря, но только на один момент, на момент

съемки. Чтобы изучить движение, развитие явления во времени, можно использовать стереокиносъемку, дающую избыток материала, который требуется не очень часто. Поэтому в массовых наблюдениях пользуются приближенными приемами для качественной оценки размеров волнения в баллах (табл. 10.4).

Т а б л и ц а 10.4. Шкала степени волнения (по Л. А. Жукову, 1976)

Высота волны, м	Балл степени волнения	Характеристика волнения
0	0	Волнение отсутствует, штиль
До 0,25	I	Слабое
0,25—0,75	II	Умеренное
0,75—1,25	III	
1,25—2,0	IV	Значительное
2,0—3,5	V	
3,5—6,0	VI	Сильное
6,0—8,5	VII	
8,5—11,0	VIII	Очень сильное
11,0 и более	IX	Исключительное

Пр и м е ч а н и е. Высота волн соответствует той высоте, которая имеет трехпроцентную обеспеченность (т.е. средняя высота трех самых высоких волн из 100 наблюдаемых).

10.10.3. Деформация волн у берега

При подходе к берегу, где глубина уменьшается до нуля у уреза воды, в волне происходят существенные изменения: изменяются ее профиль (рис. 10.11) и направление движения — волнового луча. Волна, отражаясь от берега, может образовывать стоячую волну, может разрушаться. При разрушении волны возникает *прибой* (*на-*



Рис. 10.11. Деформация профиля волны у отмелого берега

кат), или *взброс*, *бурун*. Различные варианты деформации волны связаны с характером берега и прибрежного рельефа дна. При пологом дне и неизменной прибрежной полосе передний склон волны становится круче, гребень догоняет впереди идущую подошву и наконец обрушивается, образуя прибой. Гребень волны устремляется на

сушу, возникает *заплеск*. Чем больше волна, тем бóльшую часть берега заливает заплеск. Ширина заплеска зависит от размеров волны и уклона берега и бывает от нескольких метров до десятков метров. В результате постоянной работы волн формируются пляжи и продольные (вдоль береговой линии) и поперечные (от берега в открытое море) потоки наносов. При отлогом дне и высоком крутом берегу срывающийся гребень ударяет в берег и вода вскидывается вверх, образуя *взброс*. Вода при взбросах у берегов океана поднимается на десятки метров, наблюдались взбросы до 60 м. При крутом берегу и приглубом дне может происходить отражение волн и интерференция падающей и отраженной волн, т.е. образование *стоячей волны*. Если недалеко от уреза на дне есть гряда с меньшими глубинами (вроде рифа), то волна, не доходя до уреза, разрушается, образуя *бурун*. При больших волнах бурун может образоваться и далеко от уреза на сравнительно большой (в десятки метров) глубине.

Прибой, особенно взброс, обладает огромной энергией. Существует множество фактов разрушения береговых сооружений, сдвиги и даже переносы огромных бетонных и каменных массивов массой в десятки и даже сотни тонн. Такая огромная энергия объясняется тем, что при прибое гребень, срываясь, становится *переносной волной*: вся масса воды приобретает не колебательное, а поступательное движение.

При подходе к урезу воды, начиная с глубины в половину длины волны, скорость, длина и высота ее уменьшаются. Но начиная с глубины приблизительно в $1/5$ длины волны высота волны начинает возрастать, причем особенно быстро с глубины, равной $0,1 \lambda$, затем волна разрушается, образуется прибой.

Одновременно с деформацией профиля волны меняется и положение фронта волны. Под каким бы углом к берегу ни проходил он в открытом море, на берег волна выкатывается параллельно урезу или под очень острым углом к нему. Это объясняется тем, что волна у берега из класса коротких волн переходит в класс длинных. А длинные волны распространяются по другому закону: скорость их зависит не от длины волны, как у коротких волн, а от глубины места, она пропорциональна корню квадратному из глубины ($c = \sqrt{gH}$). Поэтому как только волна вышла на глубину меньше половины длины волны, разные участки фронта (гребня) будут двигаться с разной скоростью: участок, ближайший к урезу, замедлит движение, и линия фронта станет искривляться — преломляться, подравнивая направление фронта к линии уреза. Возникает *рефракция волн*. Если береговая линия не прямая, а изрезанная, то возникает очень сложное волновое поле (рис. 10.12). Искривляются не только фронт волны, но и волновой луч, поэтому создается очень замысловатая система рефракции и интерференции. Волновые лучи сходятся к мысам берега и расходятся у заливов, сильно усложняя процессы формирования берега, образование абразионных и аккумулятивных участков. При

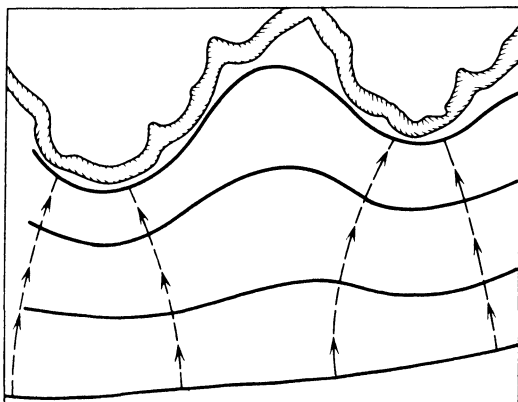


Рис. 10.12. Рефракция волн у берега. Фронт волны (сплошная линия) и волновые лучи (пунктир)

этом могут образовываться и *разрывные течения*, идущие от берега в открытое море поперек фронта и разрывающие его. Лучевая картина волнения имеет очень важное значение не только для изучения геоморфологии берегов, но и для планирования и ведения гидротехнических работ в береговой зоне (постройка портов, берегоукрепительных сооружений и др.).

10.10.4. Волны цунами

На некоторых участках берегов океанов и морей наблюдаются *цунами* — единичные волны или малые серии волн (в пределах десяти) высотой от десятков сантиметров до 30—35 м и даже больше. Наиболее часто встречающийся период этих волн от 2 до 40 мин, хотя зарегистрированы и периоды в 200 мин, длина волны — от 20 до 400—600 км, а скорость распространения — сотни километров в час. Конечно, такие волны не ветрового происхождения, они порождаются землетрясениями на дне океана, оползнями на крутых склонах дна и подводными вулканическими извержениями взрывного характера. Деформации дна приподнимают или опускают всю толщу воды на какой-то ограниченной площади. Деформация доходит до поверхности океана, и от этой площади начинает перемещаться волна из типа длинных: вся толща воды от дна до поверхности приведена в движение. Высота волны вблизи места зарождения обычно бывает всего 1—2 м. При длине во много километров она совершенно незаметна из-за ничтожной крутизны. Судно может ощущать волны только в начальный момент как толчок в днище и только в том случае, если оно находится непосредственно над участком деформации дна. Лишь у берега, где волна выходит на шельф и на сушу, происходит сильная

деформация волны, растет ее высота и она выкатывается на сушу гигантским валом.

Подсчитано, что за последнее тысячелетие в Тихом океане было около 1000 цунами. В Атлантическом и Индийском океанах их было всего несколько десятков. Чаще всего цунами бывают у берегов Японии (само название «цунами» — японское), Чили, Перу, Алеутских и Гавайских островов. Приуроченность цунами к Тихому океану объясняется сейсмической и вулканической его активностью. Из 400 действующих вулканов земного шара в Тихом океане находится 330. Большинство сильных землетрясений (около 80%) тоже происходит в зоне Тихого океана.

Далеко не каждое цунами бывает катастрофическим. Так, в Японии из 99 цунами только 17, на Гавайских островах из 49—5, на Камчатке из 16—4 катастрофические. Катастрофические цунами приводят к ужасным бедствиям. Например, при цунами 1703 г. в Японии погибло около 100 тыс. человек, от цунами после взрыва вулкана Кракатау в Зондском проливе (1883) погибло около 40 тыс. человек.

Большая опасность цунами привела к необходимости организации специальной службы предупреждения цунами. Она включает несколько звеньев. Прежде всего это звено сейсмическое: на станциях установлены специальные сейсмографы, улавливающие только цунамигенные землетрясения (не каждое землетрясение рождает цунами). Следующее звено — гидрологическое, имеет приборы, регистрирующие ход уровня моря. По этим данным дежурный наблюдатель службы цунами оценивает вероятность появления цунами и сообщает третьему звену — административным органам, которые в случае необходимости оповещают население соответствующим предупреждением. Заранее разрабатываются система эвакуации людей и всякие меры предосторожности.

Служба цунами раньше всего была организована в Японии, затем после Алеутского цунами (1946) — в Соединенных Штатах Америки, а после курило-камчатского цунами 1952 г. — и в нашей стране. Эти службы действуют исправно и помогли избежать многих потерь.

Небольшие цунами случаются и в морях. Так, даже в Черном море небольшие цунами наблюдались в 1927 и в 1966 гг.

Явления, подобные цунами, наблюдаются у берегов тропических стран. Их порождают *тайфуны* — тропические циклоны. Они приносят ветры огромной силы, которые нагоняют воду на берег и заливают его. Такое явление чаще называют *штормовым нагоном*, но из-за сходства результатов иногда называют «метеорологическим цунами».

10.10.5. Внутренние волны

Действие внешних причин на море приводит в движение не только поверхностный, но и глубинный слои воды. Колебательное, волновое движение существует в толще воды в виде *внутренних волн*. Их существование было замечено еще Ф. Нансеном и Б. Хелланд-Хансеном в Норвежском море (1909) по изменению температуры в одной и той же точке в течение короткого времени. Большие изменения температуры, какие они наблюдали, не могли произойти вследствие изменения запаса тепла, тем более, что изменения происходили регулярно с периодом в несколько часов. Ученые дали правильное объяснение таким колебаниям, предположив, что происходят вертикальные смещения слоев при горизонтальном распространении волны. Оказалось, что высота внутренней волны достигала 100 м. Такой же высоты внутренние волны наблюдались в районе Гибралтара (1962). Волны огромной высоты имеют период в несколько часов и длину в десятки и сотни километров. Волны с периодами от 5—10 мин до 2—5 ч имеют длины в сотни метров и километры, а высоты — 10—20 м.

Скорость распространения внутренней волны зависит от разности плотностей соседних слоев воды:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} \cdot \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}}, \quad (10.16)$$

где ρ_2 — плотность нижнего слоя воды, а ρ_1 — верхнего.

Особую разновидность внутренних волн представляют волны, вызванные приливообразующей силой, которая существует в каждой точке воды на любой глубине. Эти волны выделяются по своему периоду, который равен или кратен суткам (точнее — лунным суткам).

Еще одна разновидность внутренних волн наблюдалась тоже Ф. Нансеном на «Фраме» в арктических морях. Обнаружены они были по поведению судна: в некоторых местах оно сильно замедляло ход без всяких видимых причин. Это явление было замечено и в прибрежных водах Норвегии, Канады и названо «мертвой водой». Оно наблюдалось тогда, когда на соленой воде лежал слой пресной или сильно опресненной воды. Движущееся судно создает систему внутренних волн на границе вод, на что и тратится энергия его движения.

Внутренние волны имеют большое значение в развитии процессов перемешивания вод, в формировании тонкой структуры, сильной переслоенности, создаваемой разрушением гребней волн, они влияют и на распространение звука, преломление звуковых лучей, снижают надежность определения океанологических характеристик, создавая неопределенность в причинах их изменений.

10.11. ПРИЛИВЫ

Приливом называется очень сложное явление динамики океана, связанное с силами взаимодействия в космической системе Земля — Луна — Солнце. Нагляднее всего это явление наблюдается в виде периодических колебаний уровня у берегов, где происходит то повышение уровня — *прилив*, то понижение — *отлив*. Крайнее положение уровня в конце прилива называется *полной водой*, в конце отлива — *малой водой*, разность этих уровней называется *величиной прилива*. Нередко в литературе величину прилива обозначают термином «амплитуда», которым пользовались прежде. Однако термин «амплитуда» имеет точно определенно-физическое значение — наибольшее отклонение от среднего положения при колебательном движении. В общем случае можно считать, что величина прилива — это двойная амплитуда. Но точнее следует пользоваться термином «амплитуда», когда речь идет об элементарных приливных волнах, формирующих прилив.

Некоторое неудобство состоит в том, что одним и тем же термином «прилив» обозначаются и явление в целом, и одна его часть. В других языках для этого имеются разные названия, например по-французски все явление называется *marée*, а стадия роста уровня *flux* (отлив — *reflux*), по-английски — соответственно *tide* и *flood* (отлив — *ebb*), в немецком языке тоже есть различия, а в русском нет. Однако обычно легко понять, в каком именно смысле употреблено слово «прилив» — в частном или в общем. Поэтому нет смысла изобретать новое слово для обозначения явления в целом, тем более что такие попытки уже были, но они не имели успеха.

Явление прилива в океане проявляется не только в виде колебаний уровня, но и в виде течений, и, как было упомянуто раньше (см. 10.10), в виде внутренних волн.

10.11.1. Основные элементы приливов

Лучше всего начинать изучение прилива с характеристики колебаний уровня. На кривой, изображающей изменение уровня моря в течение одного периода прилива (рис. 10.13), можно отметить большую часть характеристик явления, а именно:

- $h_{\text{ПВ}}$ — *высота высокой полной воды,*
- $h_{\text{НПВ}}$ — *высота низкой полной воды,*
- $h_{\text{ВМВ}}$ — *высота высокой малой воды,*
- $h_{\text{НМВ}}$ — *высота низкой малой воды,*
- A_0 или Z_0 — *высота среднего уровня над нулем глубин,*
- $B = h_{\text{ПВ}} - h_{\text{НМВ}}$ — *большая величина прилива за сутки,*
- $b = h_{\text{НПВ}} - h_{\text{ВМВ}}$ — *малая величина прилива за сутки,*
- $t_{\text{ПВ}}$ — *время наступления полной воды,*
- $t_{\text{МВ}}$ — *время наступления малой воды,*
- $T_p = t_{\text{ПВ}} - t_{\text{МВ}}$ — *время роста уровня от малой воды до полной,*

- $T_{\text{п}} = t_{\text{мв}} - t_{\text{пв}}$ — время падения уровня от полной воды до малой,
 τ — период прилива, время между моментами двух соседних высоких полных вод,
 $T_{\text{л}}$ — лунный промежуток — время между моментом верхней кульминации Луны на меридиане пункта наблюдений и моментом наступления полной воды.

График построен без масштаба шкалы; ось ординат показывает высоту стояния уровня в единицах длины — обычно сантиметрах, а ось абсцисс — время, обычно в часах и его долях. Полный период приливного колебания, как правило, равен лунным суткам, т.е. 24 ч 50 мин.

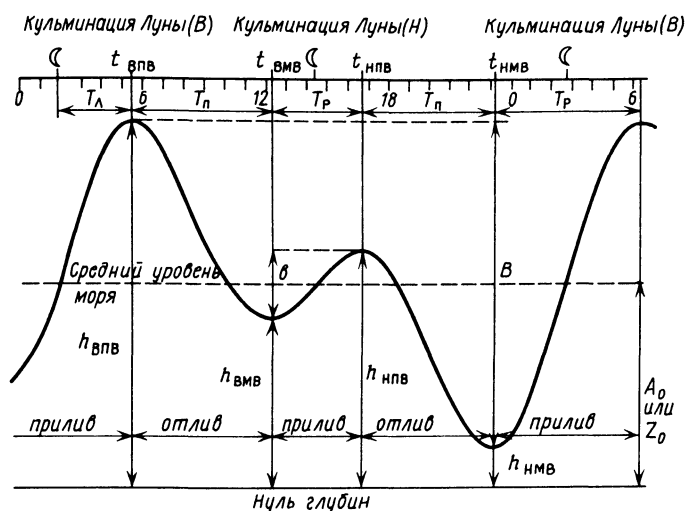


Рис. 10.13. Изменение уровня моря во время прилива (обозначения см. в тексте)

Из данных графика видно, что колебания уровня моря связаны с движением Луны: полная вода наступает с некоторым запаздыванием по отношению к моментам кульминации Луны; это запаздывание называется *лунным промежутком* и измеряется в часах. Луна — главная причина приливов, а запоздание связано с местными условиями района наблюдений. Средний лунный промежуток, вычисленный при определенных ограничительных условиях, называется *прикладным часом порта*. Он используется как индивидуальная особенность порта и для приближенного определения момента наступления полной воды по астрономическому ежегоднику.

График показывает также, что ход уровня похож на гармоническое колебание, но сильно усложненное. На кривой прилива видна очень важная характеристика прилива — *суточное неравенство по высоте и по времени*, т.е. различие высот соседних полных и малых вод и различие времени роста и падения уровня. Такого рода ход

прилива наблюдается в огромном числе пунктов побережья Мирового океана. Он относится к типу *смешанных приливов*. Все приливы по типу кривых хода уровня разделяются на *разновидности*: *правильный суточный*, *правильный полусуточный* и *смешанный*, который подразделяется на *неправильный суточный* и *неправильный полусуточный*. Наиболее распространен в океане *правильный полусуточный прилив*, реже встречается *смешанный*, а *правильный суточный* наблюдается на очень немногих участках побережья.

Суточное неравенство прилива вызвано изменением склонения Луны и Солнца, связанным с наклоном земной оси к эклиптике. Поэтому суточное неравенство изменяется по величине в зависимости от изменений склонения.

Другое неравенство, называемое *полумесечным* или *фазовым* (потому что оно связано с фазами Луны), вызвано тем, что прилив вызывается не только Луной, но и Солнцем, и приливообразующие силы их, накладываясь одна на другую, могут или складываться и увеличивать отклонение уровня, или вычитаться, уменьшая отклонение. Первый случай — сложение приливообразующих сил Луны и Солнца — относится к *сизигиям*, т.е. к новолунию и полнолунию, второй — к *квадратурам*, т.е. к первой и третьей четвертям фаз Луны. Сизигии и квадратуры повторяются каждые две недели и также повторяются *сизигийные приливы с большой величиной* и *квадратурные приливы с малой величиной*. По отношению к астрономическому событию — сизигиям, квадратурам — земное событие (сизигийные и квадратурные приливы) запаздывает. Время запаздывания, измеряемое в сутках, носит название *возраста прилива*.

Еще один вид неравенства — *месячное*, или *параллактическое*. Оно определяется изменением расстояния между Землей и Луной из-за эллиптичности лунной орбиты: при наибольшем сближении Луны с Землей (перигей) лунная приливообразующая сила на 40% больше, чем при наибольшем их отдалении (апогей). Эти положения повторяются один раз в месяц. Сходное неравенство приливов связано с изменением расстояния между Землей и Солнцем. Это неравенство называется *годовым солнечным параллактическим*; его период — год.

Кроме главных неравенств существует еще несколько длиннопериодных неравенств с периодами около 4,5; 9,3; 18,6 лет и больше, однако чем больше период неравенства, тем меньше оно по величине. Эти неравенства вызываются астрономическими причинами, сложностью движения системы трех тел — Земля, Луна, Солнце — в поле сил тяготения. Именно силы тяготения и создают условия для появления прилива.

10.11.2. Приливообразующая сила

Ньютон открыл универсальный закон всемирного тяготения, который выражается формулой силы тяготения: $F = k \cdot Mm/r^2$, где M и m — массы взаимопритягивающихся тел, k — гравитационная постоянная, r — расстояние между телами. Для системы Земля —

Луна M — это масса Земли E , m — масса Луны L , которая в 81,5 раз меньше массы Земли, а r — среднее расстояние между ними D , равное 60,3 радиуса Земли R . Это та сила, которая должна привести к сближению Луны и Земли. Но Луна не падает на Землю, потому что есть сила, противодействующая сближению, — центробежная сила. Чтобы понять, чем эта сила вызвана, надо уточнить выражение «Луна обращается вокруг Земли»: сама Земля при этом тоже обращается вокруг общего центра массы, который находится между центрами тел на расстояниях, обратно пропорциональных массам этих тел, оба тела двигаются, как единая динамическая система, связанная силой тяготения. Соотношение масс Земли и Луны таково, что этот центр расположен внутри Земли на расстоянии от ее центра, равном 0,73 ее радиуса. В обращении вокруг центра массы каждая точка тела Земли описывает окружность радиусом $0,73 R$ за период, равный одному месяцу. Следовательно, каждая точка Земли будет испытывать действие центробежной силы, одинаковой в каждой точке Земли, в том числе и в ее центре. Для существования системы Земля — Луна необходимо, чтобы действие сил центробежной и притяжения уравнивалось, т.е. чтобы эти силы были равны по величине и противоположны по направлению. Сила притяжения Луной для единичной массы в центре Земли равна $k \cdot L/D^2$, значит, центробежная сила равна $-k \cdot L/D^2$, и она одинакова для всех точек Земли по величине и направлена в сторону, обратную направлению на Луну. Сила притяжения Луной не может быть одинаковой для всех остальных точек Земли из-за различия расстояний, и она определяется формулой $k \cdot L/d^2$, где d — расстояние между точкой поверхности Земли и центром Луны. Эта величина заключена в пределах $D + R \geq d \geq D - R$. А приливообразующая сила представляет собой равнодействующую между силой притяжения частицы к Луне и центробежной силой вращения системы Земля — Луна. Приливообразующая сила различна для разных участков поверхности Земли (рис. 10.14). В пространстве это будет поле приливообразующей силы, которое обегает Землю вместе с движением

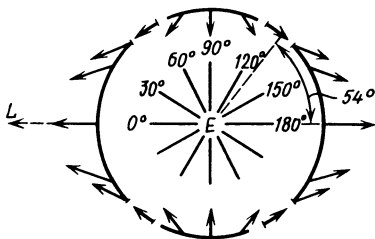


Рис. 10.14. Схема распределения приливообразующей силы на меридиональном сечении поверхности Земли

ем Луны с периодом месяца. Но так как Земля имеет вращение с периодом сутки, то поле это будет перемещаться со скоростью, определяемой этими двумя периодами. Так как вращение происходит в одном направлении, то пока Земля сделает один оборот, Луна продвинется немного дальше, и, чтобы «догнать» Луну, Земле нужно

время — те самые 50 мин, которые удлиняют лунные сутки по сравнению с солнечными.

Как видно на рис. 10.14, приливообразующая сила изменяется по величине и направлению, причем под разными углами к поверхности Земли. На линии, соединяющей центры обоих тел, она направлена от Земли, а на окружности, плоскость которой перпендикулярна этой линии, — внутрь Земли. Расчет показывает, что переход от одного направления к другому происходит на радиусе, повернутом к линии центров на 54° . Здесь приливообразующая сила направлена по касательной к поверхности Земли. Принято разлагать эту силу на составляющие — горизонтальную и вертикальную. На упомянутых выше линии и окружности одна из составляющих обращается в нуль, а другая приобретает максимальную величину, которая для вертикальной составляющей равна $9 \cdot 10^{-6}$ доли силы тяжести, а для горизонтальной — $12 \cdot 10^{-6}$. Главную роль в явлении прилива в океане играет горизонтальная составляющая, так как она работает против силы вязкости, которая у воды очень мала, а вертикальная просто ничтожно мало изменяет силу тяжести.

Теория приливов имеет два направления: одно рассматривает поверхность Мирового океана в каждый данный момент как фигуру равновесия — это *статическая теория*; другое представляет ее как волновой процесс под действием периодической силы и называется *динамической теорией приливов*.

10.11.3. Статическая и динамическая теории приливов

Теория равновесия, или статическая теория приливов, разработана на основе закона всемирного тяготения Ньютона. Эта теория предполагает, что в поле приливообразующей силы поверхность океана приобретает фигуру равновесия. Если считать, что океан покрывает твердую оболочку Земли непрерывным слоем одинаковой глубины, то такой поверхностью будет *эллипсоид вращения* — *эллипсоид прилива*, большая ось которого всегда направлена на Луну. Поверхность эллипсоида двумя выпуклостями — «горбами» — поднимается выше среднего уровня покоя океана, а между ними широким поясом, охватывающим весь твердый шар, — пояс малых вод — лежит ниже среднего уровня. Эллипсоид, следуя за Луной, делает один оборот в течение месяца, а твердое тело внутри эллипсоида делает один оборот в сутки, что и создает в каждой точке тела периодические колебания уровня приливного типа.

Так как Луна имеет склонение, периодически изменяющееся в пределах от $23,5^\circ$ S до $23,5^\circ$ N, то большая ось эллипсоида переменна наклонена к плоскости экватора. Это и создает *суточное неравенство прилива*.

Статическая теория позволяет вычислить и высоты прилива над средним уровнем h по формуле

$$h = \frac{3}{2} \cdot \frac{L}{E} \cdot \frac{R^4}{D^3} (\cos^2 Z - \frac{1}{3}), \quad (10.17)$$

где Z — зенитное расстояние Луны, т.е. угол между вертикалью (направлением в зенит) и направлением на Луну. Расчет по этой формуле показывает, что наибольшее возвышение уровня (на «горбах») 0,36 м, наимизшее положение в поясе малых вод 0,18, а величина прилива 0,54 м.

Солнце тоже создает свой эллипсоид прилива, движущийся вместе с ним. Но величина солнечной приливообразующей силы составляет 0,46 лунной, поэтому и отклонения уровня у солнечного эллипсоида меньше, а величина прилива — 0,25 м.

Изменением взаимного расположения обоих эллипсоидов объясняется фазовое (полумесячное) неравенство: когда оси обоих эллипсоидов совпадают (сизигии), высоты приливов складываются, а когда они взаимно перпендикулярны (квадратуры) — вычитаются. И величины прилива соответственно будут 0,79 и 0,29 м. Если учесть еще и параллактическое неравенство, то крайние значения прилива будут 0,90 и 0,19 м. Такие незначительные приливы нельзя считать характерными для Мирового океана, только у островов открытого океана Св. Елены, Гуам они близки к теоретическим — по 0,8 м.

По статической теории одновременно должны наступать полные воды на одном меридиане, а суточное неравенство зависит от широты, чего тоже в природе нет. Есть и другие детали реального явления прилива, которые статическая теория объяснить не может, хотя главные закономерности явления в ней получили хорошее истолкование.

Чтобы объяснить несоответствия, отмеченные в статической теории, динамическая теория прилива рассматривает явление не в статике, а в движении, как волну. Эта теория была выдвинута П. Лапласом, развивалась Дж. Эри, Дж. Дарвином, А. Дудсоном и продолжает совершенствоваться.

Если в формуле высоты прилива (10.17) зенитное расстояние Z выразить через аргументы, его определяющие, т.е. склонение δ , часовой угол A (дуга экватора от меридиана пункта наблюдения в сторону запада до меридиана Луны) и широту пункта наблюдения (φ), то она примет вид

$$h = \frac{3}{2} \cdot \frac{L}{E} \cdot \frac{R^4}{D^3} \left[\frac{1}{6} (1 - \sin^2 \delta) (1 - 3 \sin^2 \varphi) + \frac{1}{2} \sin 2\varphi \sin 2\delta \cos A + \frac{1}{2} \cos^2 \varphi \cos^2 \delta \cos 2A \right]. \quad (10.18)$$

Наибольшую изменчивость уровня с полусуточным периодом описывает третий член этой формулы, второй член дает суточную,

а первый описывает более длинные периоды. В формуле (10.18) коэффициент перед скобкой не вполне постоянен: в знаменателе стоит D — среднее расстояние между центрами Земли и Луны, которое изменяется в течение месяца от 57 до 63,7 R . Изменяется и склонение. Все это приводит к различного рода неравенствам, о чем уже было сказано.

Аналогичная формула есть и для приливообразующей силы Солнца.

10.11.4. Строение приливной волны и орбиты частиц. Приливные течения

Приливная волна относится к типу длинных волн: длина ее, как показывает эллипсоид прилива, равна половине длины параллели Земли, т.е. тысячи километров (на экваторе 20 000 км), а средняя глубина океана — около 4 км. Поэтому фазовая скорость распространения приливной волны определяется формулой Лагранжа — Эри: $c = \sqrt{gH}$, где H — глубина океана. Орбитальная скорость определяется другими, чем для ветровой волны, формулами, так как орбиты частиц у приливной волны не круговые, а эллиптические, притом очень вытянутые: малая ось эллипсов измеряется метрами (высоты прилива), большая ось — пробег частицы в направлении распространения прилива — измеряется километрами. Поэтому орбитальное движение частиц в приливной волне воспринимается как *приливное течение* с большими скоростями (десятки и даже сотни сантиметров в секунду). От поверхности ко дну малая ось эллипса уменьшается и обращается в нуль у самого дна. Большая ось остается без изменений, поэтому у дна орбитальное движение переходит в *возвратно-поступательное, реверсивное движение*. Такая же схема свойственна узким участкам моря — проливам, каналам. В открытом море проявляется отклоняющая сила вращения Земли, и орбита приобретает форму наклонной окружности. Наклон этот очень мал, всего лишь минуты дуги — тангенс угла равен отношению величины прилива к диаметру орбиты (κ , горизонтальному пробегу в канале).

Таким образом, в простейшем случае в канале течение имеет только два противоположных направления, а скорость его непрерывно изменяется от нуля до наибольшего значения. В открытом море скорость течения остается постоянной, но непрерывно изменяется его направление, частица вычерчивает окружность на наклонной плоскости, причем выше находится та часть окружности, которая лежит справа (в северном полушарии) по отношению к направлению распространения волны. Таковы орбиты частиц, формирующих приливные течения в двух простейших случаях при правильном приливе. В реальных условиях и при неправильном приливе орбиты частиц

могут описывать очень сложные, даже причудливые фигуры, особенно если при этом и дно имеет сложный рельеф.

Приливные течения отличаются не только периодичностью, но и большими скоростями, которые доходят, например, в проливах Алеутской гряды до 5 м/с. При этом приливное течение захватывает всю толщу воды, затухая лишь вблизи дна.

10.11.5. Деформация приливной волны у берега

При подходе к берегу у приливной волны, подобно зыби, изменяются ее элементы. Практически наиболее важный элемент — величина прилива. Она возрастает по мере уменьшения глубины и сокращения длины фронта при входе в узкое пространство — залив или бухту. В простейших условиях изменения глубины и ширины залива рост величины прилива показывает формула Эри-Грина:

$$B = B_0 \sqrt{\frac{\omega_0}{\omega}} \sqrt{\frac{H_0}{H}}, \quad (10.19)$$

где индекс нуль относится к входному створу, b — ширина залива, H — его глубина, B — величина прилива, значения их без индекса — внутри залива.

Весьма большие величины прилива в заливах объясняются совместным влиянием уменьшения их ширины и глубины. Наибольшая для всего Мирового океана величина прилива (18 м) наблюдается в заливе Фанди (между материком Северной Америки и полуостровом Новая Шотландия); величины больше 10 м отмечены на юге Патагонии, на Баффиновой Земле, в заливе Аляска, в Камбейском заливе (Индийский океан). В Советском Союзе наибольшие приливы наблюдаются в Мезенском заливе Белого моря — 10 м и в Пенжинской губе Охотского моря — 13 м.

Как было отмечено, сильный рост величины прилива происходит при условии сохранения энергии волны, когда большая масса воды, т.е. на больших глубине и ширине, передает всю свою энергию меньшей массе, т.е. на меньших глубине и ширине. Этим и вызывается рост высоты волны. Такое предположение оправдано, когда волна проходит по мелководью сравнительно короткое расстояние. Если же путь волны по шельфу велик, то трение воды о дно поглощает заметную часть энергии и волна может не только не расти, а даже уменьшаться, как это наблюдается на побережье сибирских морей, где при большой ширине шельфа величина прилива всего 0,1—0,3 м. Трение приливной волны о дно (приливное трение) хотя и незначительное, но оно приводит к результатам космического масштаба: действие его накапливается с течением времени и замедляет суточное вращение Земли. Приливая волна увеличивает продолжительность суток на одну миллисекунду за 100 лет, т.е. на одну минуту за шесть миллио-

нов лет, поэтому это замедление сказывается лишь в явлениях и процессах геологического и астрономического масштабов.

Вблизи берега, особенно в проливах, происходит еще один вид деформации приливной волны, связанной с явлением *интерференции*. Приливные волны, подходящие к одной и той же точке берега с разных сторон, с разными фазами и величинами, накладываются друг на друга, в результате изменяются элементы прилива и даже его характер. Этим объясняется разнообразие характера приливов по побережью (например, суточный прилив в южной части Балтийского моря при господстве по всему морю неправильного полусуточного прилива). Приливная волна может входить и в реки, как показано в разд. 6.14.2.

10.11.6. Разложение уравнения приливной волны. Гармонические постоянные. Таблицы приливов

Как было показано в разделе 10.11.3, уравнение прилива состоит из трех членов — суточного, полусуточного и длинных периодов. Это уравнение можно разложить и на большее количество составляющих, если применить *метод гармонического анализа*, разработанный Дж. Дарвином. Метод позволяет представить реальную кривую хода приливного уровня как сумму некоторого количества элементарных гармонических, т.е. синусоидальных или косинусоидальных (что технически удобнее) колебаний. При этом считается, что каждое из элементарных колебаний — вынужденное, т.е. его период равен периоду возбуждающей силы, и что эти колебания геометрически складываются, что происходит наложение волн, и сумма дает результирующее колебание, почти точно повторяющее реальную кривую хода приливного уровня.

Отдельное гармоническое колебание описывается формулой

$$h = R(\cos qt - \xi), \quad (10.20)$$

где t — время, q — угловая скорость, R — амплитуда элементарной гармонической волны и ξ — ее начальная фаза. Угловая скорость определяется периодом элементарной волны $2\pi/q$ и связана с движением системы Земля — Луна — Солнце, а величины R и ξ состоят из двух элементов: одного — астрономического, определяемого из соответствующих таблиц, и другого, определяемого из наблюдений и связанного с местными географическими условиями пункта. Задача гармонического анализа и заключается в том, чтобы разделить R и ξ на эти две части и получить *гармонические постоянные*, которые в отличие от R и ξ не будут зависеть от времени.

После разделения формула (10.20) преобразуется:

$$h = H \cos [qt + (v_0 + u) - K], \quad (10.21)$$

где H и K — гармонические постоянные: амплитуда (м) и фаза

элементарной волны (град), $(v_0 + u)$ — астрономическая часть аргумента (град), f — множитель, также зависящий от астрономических условий, а q — по-прежнему угловая скорость волны, равная $2\pi/\tau$. Каждая элементарная волна характеризуется своими параметрами, из которых главные — период (угловая скорость) и амплитуда этой волны. Эти параметры определяются при помощи многих астрономических величин: эксцентриситет лунной орбиты, наклон ее к экватору, средняя долгота Луны и т.д., причем имеет значение и широта места наблюдений. Довольно точное, но неполное уравнение для высоты прилива содержит 37 членов, каждый из которых и описывает элементарную гармоническую волну i . Если их все просуммировать, то получается реальная кривая хода уровня:

$$h = \sum_{i=1}^n f_i H_i \cos [q_i t + (v_0 + u)_i - K_i]. \quad (10.22)$$

По этой формуле можно рассчитать ход уровня и назад во времени — для проверки надежности гармонических постоянных, и вперед — для предвычисления прилива. Гармонические колебания уровня — косинусоиды — можно вычислять на сколь угодно длинные отрезки времени. Чтобы получить гармонические постоянные для всех 37 уравнений, надо иметь ряд ежечасных значений уровня за 19 лет, что удается не всегда.

На практике обычно ограничиваются восемью гармониками. У остальных очень малы амплитуды и они оказывают на уровень ничтожное влияние.

По параметрам восьми, а иногда и больше волн заблаговременно вычисляют высоты и моменты полных и малых вод, а для некоторых пунктов и высоты прилива на каждый час каждого дня года и составляют таблицы. Таблицы «Ежегодник» или «Таблицы приливов» издаются на каждый год и требуют много времени и усилий. А. Дудсон и Х. Варбург предложили более простой метод предвычисления, который позволяет ограничиться несравнимо меньшей продолжительностью ряда наблюдений — двумя сутками. А. И. Дуванин, развивая метод, предложил *приливные таблицы «постоянного действия»*, которые не требуются ежегодно переиздавать целиком. Правда, в практическом использовании они менее удобны, но зато более выгодны.

На указанных принципах составляют и *таблицы приливных течений*. Для них используют длительные наблюдения над течениями на станциях в открытом море. Наблюдения обрабатывают тем же методом гармонического анализа, получают гармонические постоянные и по ним предвычисляют течения.

Картину распространения приливной волны хорошо показывают *карты котидальных линий*, или просто *котидальные карты*. Название «котидальные линии» или, короче, «котидали» взято из английского

cotidal (tide — прилив, cotidal — сопривливный). Котидали — это изолинии, соединяющие точки, в которых полная вода наступает в один и тот же момент. Карты строят по данным береговых наблюдений и с учетом рельефа дна, применяя формулу скорости распространения волны ($c = \sqrt{gH}$). Когда возможно, привлекают данные самописцев (мареографов) открытого моря, которые записывают ход уровня вдали от берега. Котидали обычно проводятся с интервалом в 1 ч и оцифровываются от 0 до 12 или до 24 ч при помощи «Таблиц приливов», в которых указывается время наступления полной воды в основном пункте (нулевая котидаль).

Котидальная карта, с одной стороны, дает картину распространения приливной волны — последовательные положения гребня прилива через каждый час времени, с другой — положение в данный момент одинаковых фаз прилива, различающихся на один час, т.е. если на котидали «0» в данный момент наблюдается полная вода, то на котидали «6» будет малая вода.

На рис. 10.15 дана котидальная карта Северного моря, обеспеченная данными наблюдений, поэтому карта хорошо отражает явление. Оказалось, что в Северном море есть две амфидромические

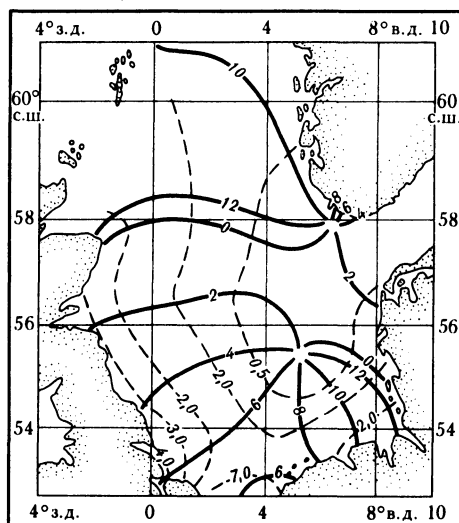


Рис. 10.15. Котидальная карта Северного моря. Сплошные линии — котидали через 2 ч, пунктир — величина (м) прилива (по Г. Дитриху)

точки — одна к западу от Ютландии, другая у берегов Скандинавии. Эти точки — как бы центры, которые обегает приливная волна, создающаяся при наложении поступательной приливной волны на

отраженную или стоячую. Для этих точек характерны малые, почти исчезающие величины прилива при больших скоростях течений. На карте показаны также величины приливов.

Котидальные карты строят также для отдельных составляющих приливной волны (суточных, полусуточных и т.д.) по их гармоническим постоянным. На картах показывают также характер приливов, их величину (числом или условным знаком), рельеф поверхности моря (карты изогипс).

Исследование приливов в Мировом океане в последнее время приобрело огромные возможности благодаря совершенствующимся альтиметрическим измерениям положения уровня океана с искусственных спутников Земли.

10.11.7. Приливы в ограниченном водоеме. Сейши

Приливообразующая сила порождает приливную волну, которая по своей природе относится к *вынужденным*, но может распространяться и *в виде свободной приливной волны*, на чем и основано построение котидальных карт. Возникнув в одном районе, она входит в другой, в котором может вызывать приливные колебания уже без прямого влияния приливообразующей силы. Такой прилив носит название «*индуцированного*». Именно индуцированный прилив существует, например, в Белом море, небольшом по размерам. В большом водоеме могут возникнуть приливные колебания под непосредственным действием приливообразующей силы, т.е. *собственный прилив*. В этом случае поверхность воды успевает принять положение, перпендикулярное к равнодействующей сил тяжести и приливообразующей. Так как последняя периодически изменяется, так же периодически будет изменяться и положение поверхности водоема, отмечаемой по берегам колебаниями уровня приливного характера, но уже в виде не поступательной волны, а стоячей.

Примером собственного прилива может служить прилив в Черном море. Длина моря (около 1000 км) достаточно велика для проявления действия приливообразующей силы и в то же время недостаточна, чтобы считать значение этой силы на акватории моря одинаковой, и, следовательно, что уровень моря в каждый данный момент находится в равновесии, а вся масса воды находится в колебательном движении. Такого рода колебания носят название *сейши*. Эти стоячие волны относятся к типу длинных, период их колебаний зависит от размеров водоема:

$$\tau = \frac{2L}{\sqrt{gH}}, \quad (10.23)$$

где L — длина, H — глубина бассейна. Эта формула, называемая формулой Мериана, позволяет определять период собственных колебаний в водах отдельных бассейнов — заливов, частей морей, а также и озер.

Для Черного моря, куда индуцированный океаном прилив не доходит, собственный прилив может иметь величину до 12 см по крайним границам: Батуми на востоке и Бургас на западе, причем когда полная вода на востоке, то на западе малая, и наоборот. А узловая линия с полным отсутствием колебаний уровня лежит приблизительно посередине моря на меридиане мыса Сарыч на южном берегу Крыма.

Дж. Дарвин полагал, что не только для Черного моря, но и для водоемов длиной до 2000 м можно считать, что уровень моря успевает подчиняться изменениям приливообразующей силы и принимать положение равновесия.

Фактически в каждой точке Мирового океана приливные колебания уровня вызваны сочетанием местного и индуцированного приливов, только в разных местах преобладает один из них. Если периоды вынужденного прилива и свободного местного прилива совпадают, то возникает *резонанс*, усиливающий приливные колебания. Именно так рассматривают генеральную картину распределения приливов в Мировом океане.

Общее представление о приливах в Мировом океане дано на картах Атласов океанов, где показаны характер прилива и его величина.

Одно из важнейших направлений изучения приливов состоит в уточнении предсказания приливных уровней и течений. Помимо таблиц и атласов приливных колебаний уровня и течений, которые предвычисляются по гармоническим постоянным и астрономическим аргументам, необходим учет местных условий и влияния ветра, который может существенно влиять на уровень воды.

10.12. МОРСКИЕ ТЕЧЕНИЯ

10.12.1. Силы, формирующие течения. Классификация морских течений

Течения в океане возбуждаются и существуют под действием двух сил: трения и силы тяжести, соответственно и течения разделяются на фрикционные и гравитационные.

Причин же, порождающих течения, может быть несколько: ветер, разность плотностей, разность уровней, созданная атмосферным давлением или притоком воды из рек, и др. Эти факторы приводят в движение воду моря, которое приобретает поступательный характер. Если причины, вызывающие поступательное движение воды, действуют кратковременно, то перенос невелик, и течения имеют эпизодический, кратковременный срок существования — это *случайное течение*. Если же определяющий фактор действует длительно, устойчиво, то образуется так называемое *постоянное течение*, линейный масштаб которого порядка 1000 км. Именно такие течения обеспечивают обмен вод между различными частями океана, именно

они переносят тепло и соли, т. е. осуществляют единство Мирового океана.

На течения влияют не только силы, вызвавшие их, но и силы вторичные, проявляющиеся вместе с возникновением течения: сила внутреннего трения (вязкость) и сила Кориолиса. Эти силы сами течения не вызывают, но они влияют на существующее течение. Сила трения на границах течения тормозит его, поглощая часть кинетической энергии потока, а сила Кориолиса вынуждает поток отклоняться от своего направления в северном полушарии вправо, в южном — влево.

Лучше всего разработаны две теории течений: теория Экмана, связанная с фрикционными течениями, и теория Бьеркнеса, связанная с плотностными течениями.

10.12.2. Теория ветровых течений

В основе любой теории течений лежат уравнения гидродинамики, которые в каждом конкретном случае упрощаются в соответствии с задачей. В. Экман оставил из всей системы два уравнения, учитывающие только две силы, уравнивающие одна другую: трения и Кориолиса:

$$\frac{\mu}{\rho} \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = -2 \omega v \sin \varphi, \quad (10.24)$$

$$\frac{\mu}{\rho} \cdot \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = 2 \omega u \sin \varphi,$$

где μ — динамический коэффициент вязкости, ρ — плотность воды, u и v — компоненты скорости по осям координат x и y , ось z — направлена вниз, ω — угловая скорость вращения Земли. Уравнения В. Экман составил по условиям задачи, сформулированной Ф. Нансеном на основе выводов из анализа дрейфа «Фрама» в Северном Ледовитом океане (см. 10.7.3): предполагается плоский, безграничный, бесконечно глубокий океан, однородный по плотности и вязкости. Ветер тоже безграничен и постоянен, движение установившееся (стационарное). В этих сильно упрощенных условиях и решение получилось очень простым:

$$u = V_0 e^{-az} \cdot \cos \left(\frac{\pi}{4} - az \right), \quad (10.25)$$

$$v = V_0 e^{-az} \sin \left(\frac{\pi}{4} - az \right),$$

где V_0 — скорость течения на поверхности океана, а $a = \sqrt{\rho \omega \sin \varphi / \mu}$.

Уравнения показывают, что течение на поверхности отклоняется от направления ветра (оно принято вдоль оси ординат), т. е. в направлении компоненты v , на 45° вправо в северном полушарии и влево — в южном. Под поверхностью течение с глубиной уменьшается по абсолютной величине по экспоненциальному закону и продолжает отклоняться вправо в северном полушарии, влево — в южном. Проекция на поверхность океана пространственной кривой, проходящей через концы векторов скорости (оггибающая), выразится логарифмической спиралью — спиралью Экмана (рис. 10.16).

На горизонте $z = \pi/a$ течение имеет направление, противоположное поверхностному, а скорость равна $1/23$ (около 4%) поверхностной, т. е. скорость практически затухает (следует вспомнить такую же закономерность и в волнении). Этот горизонт $z = D$, называемый *глубиной трения*, вычисляют по формуле

$$D = \frac{\pi}{a} = \pi \sqrt{\frac{\mu}{\rho \omega \sin \varphi}}, \quad (10.26)$$

а весь слой называется *экмановским* или *слоем трения*.

Глубина трения, таким образом, зависит от широты. Она изменяется от минимального значения на полюсе до максимального (бесконечности) на экваторе, где синус широты равен нулю. Это значит, что по теории ветровое течение на экваторе должно распространяться до дна, чего в природе нет. Толщина слоя ветрового течения практически ограничивается несколькими десятками метров.

Остается определить, куда же переносится вода всего слоя, если течения на разных горизонтах имеют разные направления. Найти ответ можно, проинтегрировав по вертикали дифференциальные уравнения для компонент скорости течения на горизонтах. Получим выражение для *полного потока воды* F :

$$F_x = \int_0^{\infty} u dz = \frac{V_0 D}{\pi \sqrt{2}}; \quad F_y = 0. \quad (10.27)$$

Оказалось, что перенос воды в ветровом течении, по Экману, происходит не по ветру, а перпендикулярно ему, вдоль оси абсцисс. Это легко понять, так как в основе теории лежит предположение

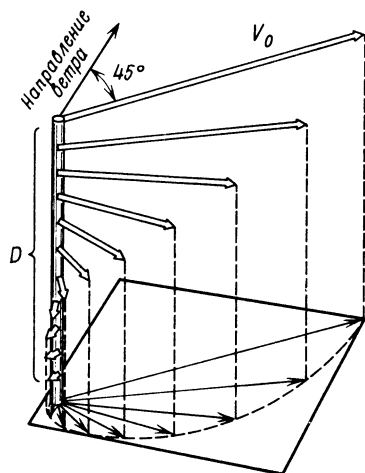


Рис. 10.16. Схема структуры ветрового течения (по В. Экману)

о равновесии силы трения (она направлена по оси ординат «вверх») и силы Кориолиса. Значит, последняя должна быть направлена по оси ординат в сторону отрицательных значений («вниз»), а для этого перенос массы должен быть направлен по оси абсцисс в положительную сторону (для северного полушария), т. е. вправо.

Теория Экмана позволяет также получить формулу связи между скоростями ветра W и течения V_0 и тангенциальным трением T :

$$V_0 = \frac{T}{\sqrt{2\mu\rho\omega \sin \varphi}} = \frac{0,0127W}{\sqrt{\sin \varphi}}. \quad (10.28)$$

Основы теории В. Экман дал еще в 1905 г., в дальнейшем эта теория разрабатывалась как им самим, так и другими учеными, разработка продолжается и теперь.

Прежде всего Экман применил свою теорию к морю конечной глубины. При этом оказалось, что решение зависит от главного аргумента H/D — отношения глубины места к глубине трения. От него зависят и скорость, и угол ее отклонения от ветра, и форма кривой, огибающей векторы течения. При $H/D = 0,25$ угол отклонения течения на поверхности равен $21,5^\circ$, при $H/D = 0,1$ угол меньше 5° , вглубь от поверхности направление изменяется мало, а при $H/D < 0,1$ направление во всем слое одинаково. Значение скорости у дна обращается в нуль.

Вблизи берега структура ветрового течения усложняется. В идеализированном случае, когда берег представляет собой вертикальную плоскость, стену высотой больше $2D$, и дно подходит к этой стене перпендикулярно, образуется трехслойная система течений. Верхний слой глубиной D имеет нормально развитую структуру спирали Экмана, под ним лежит слой с однородной скоростью течения, направленной вдоль берега, — это *градиентное течение*. В слое от дна вверх на расстояние D (нижний слой трения) скорость течения уменьшается и изменяет направление по такой же спирали от значения скорости течения промежуточного слоя до нуля у самого дна. Схема такой структуры прибрежного течения показана на рис. 10.17. Она иллюстрирует прибрежную циркуляцию вод при сгонном ветре, когда результирующий поток воды направлен от берега. Ветер при этом направлен так, что берег лежит с левой стороны (схема дана для северного полушария). При противоположном ветре получается аналогичная схема для случая нагона, а ветры, перпендикулярные берегу, не будут давать ни сгона, ни нагона. Это нейтральный ветер. Такая идеализированная картина в чистом виде не встречается, хотя у приглубых берегов (например, у Кавказского берега Черного моря) может наблюдаться сходная схема.

У отмелых берегов, где $H/D < 0,25$, наибольший сгонно-нагонный эффект создают ветры, нормальные к берегу, а продольное его направление будет нейтральным.

На основе теории Экмана развивались и продолжают развиваться

исследования ветровых течений. Например, были разработаны теории ветровых течений для мелкого моря — безграничного и ограниченного различных форм. Определена роль атмосферной циркуляции в формировании циркуляции вод Мирового океана. Выяснилось, что под влиянием кратковременного ветра возникает течение *чисто ветровое* (иногда его называют *чисто дрейфовым*), при котором поле плотности не изменяется. Если ветер дует продолжительное время и поле плотности перестраивается, такое течение имеет другую структуру (влияют плотностные силы). Н. Н. Зубов назвал эти течения *дрейфовыми*. В них плотность воды распределяется так, что менее плотная вода оказывается на правом крае потока, более плотная — на левом (в северном полушарии), вследствие чего возникает наклон уровня, а неравномерность распределения плотности порождает *плотностное течение*.

10.12.3. Плотностные течения

Как было показано в разд. 10.6 (см. рис. 10.2), в экваториальной области Мирового океана плотность воды меньше, следовательно, удельный объем больше, чем в полярных областях. Следовательно, уровень воды у экватора выше, чем в высоких широтах. Это приводит к движению воды под уклон, т. е. от экватора к полюсам. Одновременно начинают действовать силы трения и Кориолиса, очертания берегов, рельеф дна и еще накладывается глобальная система ветров. Все это вместе взятое и формирует *общую циркуляцию вод океана*.

Рассмотрим роль в создании течений различий плотностей. На рис. 10.18 показано сечение равномерного потока в северном полушарии, который идет «в чертеж». На каждую единичную массу на поверхности потока действуют силы тяжести g и Кориолиса K (для единичной массы ограничимся ускорениями), поэтому поверхность наклонена так, что она перпендикулярна равнодействующей обеих сил. Угол наклона определяют по формуле

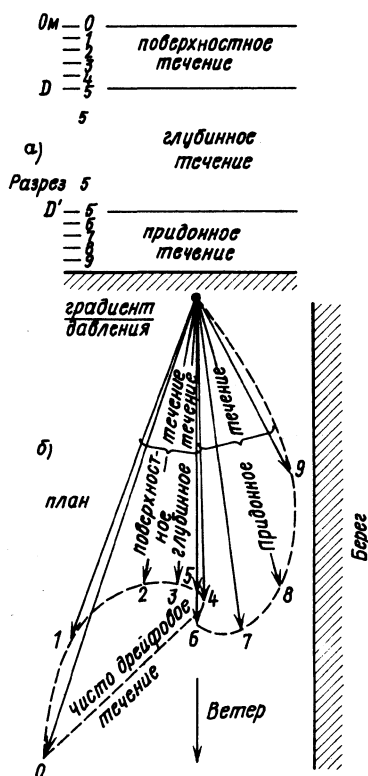


Рис. 10.17. Схема структуры течений у приглубого берега (по В. Экману)

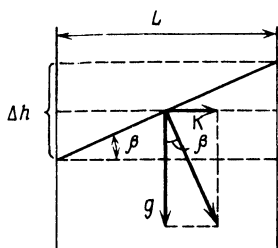


Рис. 10.18. Схема расчета наклона водной поверхности в океане; течение направлено «в чертеж»; северное полушарие

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{K}{g} = \frac{\Delta h}{L} = \frac{1}{g} 2 \omega v \sin \varphi. \quad (10.29)$$

Отсюда находим скорость потока:

$$v = g \operatorname{tg} \beta / 2 \omega \sin \varphi = \quad (10.30) \\ = g \Delta h / 2 \omega L \sin \varphi.$$

Таким образом, справа по течению уровень оказывается выше, чем слева; это увеличивает толщину столба воды, а следовательно, и давление на нижележащих горизонтах, в том числе и на отсчетной поверхности (см. ниже). Между тем отсчетная поверхность должна быть изобарической, поэтому справа должна располагаться менее плотная вода, чем слева, т. е. должно происходить перераспределение плотностей. Именно на этом явлении и основан динамический метод изучения течений, описанный ниже.

Измерить превышение Δh на поверхности моря достаточно точно нельзя, но можно найти его приближенно, если воспользоваться *динамическим методом*, предложенным в начале нашего века В. Бьеркнесом применительно к атмосфере. В. Сандстрем и В. Хелланд-Хансен видоизменили его для океана. Широкому распространению динамического метода способствовали работы Н. Н. Зубова, который расширил его смысл и предложил очень простой метод расчетов. В этом методе используются единицы работы силы тяжести (динамический дециметр), т. е. работа, затрачиваемая при поднятии массы в одну тонну на высоту 1/9,8 м, т. е. приблизительно на один дециметр (в единицах СИ это равно 1 кДж). Соотношение между глубиной, измеренной в динамических D и в линейных h метрах, запишется так: $D = 0,1gh$. Глубину можно измерить и в единицах давления — децибарах (в СИ — 10^4 Па): $p = 0,1gh/\alpha$, где α — удельный объем воды. Связь всех трех величин запишется:

$$D = 0,1gh = p \alpha; \quad p = \frac{D}{\alpha} = \frac{0,1gh}{\alpha}; \quad h = \frac{10D}{g} = \frac{10p \alpha}{g}. \quad (10.31)$$

Это значит, что для воды с соленостью 35‰ и температурой 0° глубине 1 м будет соответствовать работа 0,98 динамических метров и давление 1,01 децибара (101 гПа). Вообще числовые значения этих величин при любой температуре и солености будут различаться в пределах 3%. Это позволяет заменять числа, полученные в одних единицах, другими, просто переименовывая их: измеряя горизонты в линейных метрах, считать их данными в децибарах.

Для установления системы течений на данном участке океана надо иметь достаточно плотную сетку станций и для каждой станции вычислить *динамическую высоту*, отсчитывая ее вверх от некоторой

отсчетной (нулевой) изобарической поверхности, принимаемой за начало отсчета для всех станций. Для океана часто берется изобара 1500 децибаров, т. е. 1500 м, так как это слой главного термоклина (для морей берется и меньше). Динамические высоты вычислить нетрудно по температуре и солёности воды на каждом горизонте по формуле $D = \rho \alpha$. Затем на карту наносят все значения высот в динамических сантиметрах (или миллиметрах) и проводят изолинии, называемые *динамическими горизонталями*. Теоретически они представляют собой *линии тока*, причем направление движения воды таково, что большая высота лежит справа по движению. Расстояние между линиями обратно пропорционально скорости, поэтому она может быть вычислена по разности динамических высот в двух точках, лежащих на расстоянии L одна от другой:

$$v = \frac{10 \Delta D}{2 \omega \sin \varphi \cdot L}. \quad (10.32)$$

Вследствие близости числовых значений динамических и линейных метров динамические карты показывают топографию поверхности моря.

В настоящее время этот метод усовершенствован, советский ученый А. С. Саркисян вывел формулы, включающие и глубину места. Следовательно, не требуется единая отсчетная поверхность.

Динамические карты составлены для всех океанов и для очень многих морей. Они дают генеральную картину *стационарной геострофической циркуляции*, т. е. такой, в которой внутреннее трение пренебрежимо мало, а действующая сила — градиент давления — уравновешивается только силой Кориолиса. Пример динамической карты дан на рис. 10.19.

10.12.4. Циркуляция вод в Мировом океане

Генеральная схема циркуляции вод в Мировом океане отражает основные черты реальных течений на его поверхности. На рис. 10.20 показаны главные элементы системы циркуляции: течения *зональные и меридиональные, циклонические и антициклонические, пограничные, разделяющие их фронты, дивергенции и конвергенции*.

Поверхностная циркуляция захватывает верхний слой над изотермой 4°C , т. е. около 1,5 км, и в основном она определяется атмосферной циркуляцией, ветром (на две трети). Нижние слои тоже не находятся в покое. Движение их вызвано отчасти движением верхнего слоя, а отчасти — различиями температуры и солёности, т. е. это *термохалинная циркуляция*. В переносе масс преобладает циркуляция в верхнем слое, в ней участвует в три раза большая масса воды, чем в нижних слоях.

Однако *реальная картина течений значительно сложнее* показан-

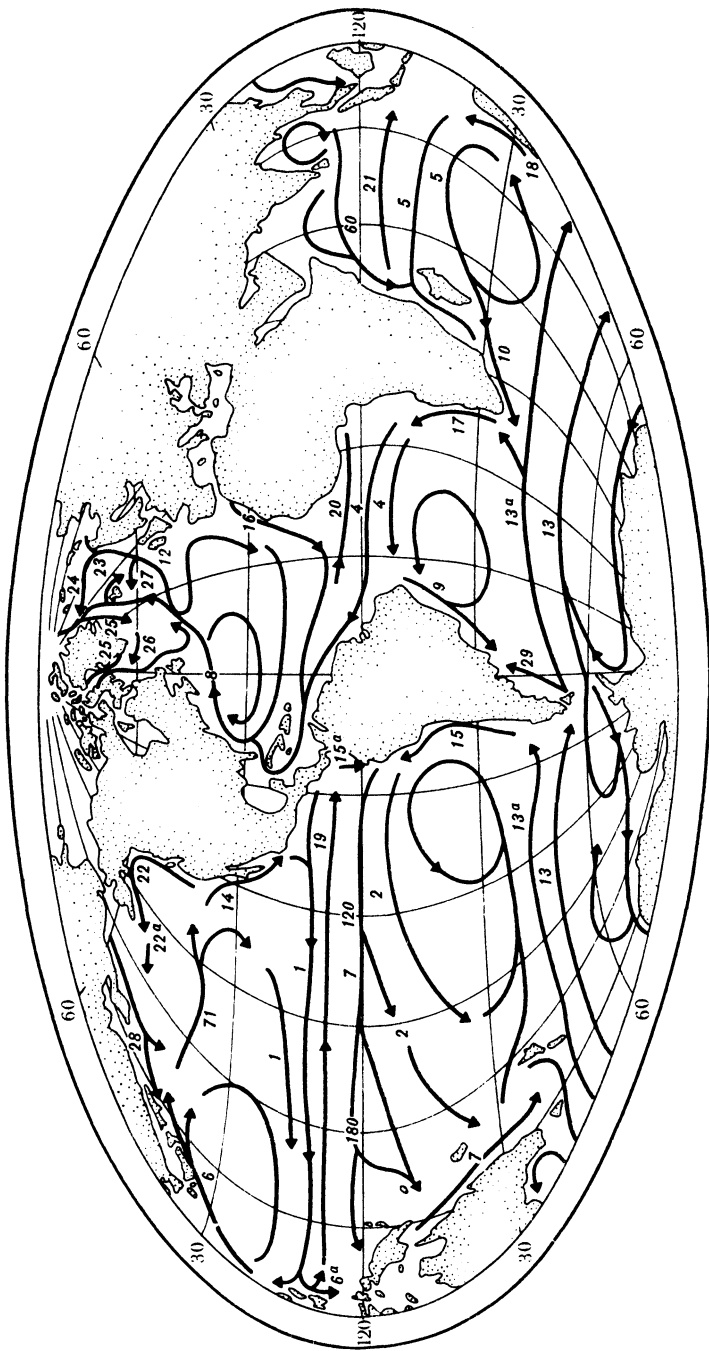


Рис. 10.21. Схематическая карта течений в Мировом океане (по Г. Дитриху). Пояснения см. в табл. 10.10

схему (см. рис. 10.20), но и дать схематическую карту основных течений Мирового океана (рис. 10.21). В табл. 10.5 даны названия течений и краткая их характеристика. Течения, температура в которых выше средней температуры для тех же широт, называются *теплыми*, а ниже — *холодными*.

Т а б л и ц а 10.5. Основные течения Мирового океана*

Название	Температурная градация	Устойчивость	Средняя скорость, см/с
<i>Тихий океан</i>			
1. Северное пассатное	Нейтральное	Устойчивое	80
6а. Минданао	Нейтральное	Устойчивое	30
6. Курошио	Теплое	Весьма устойчивое	35
11. Северо-Тихоокеанское	Нейтральное	Устойчивое	35
22. Аляска	Теплое	Устойчивое	15
22а. Алеутское	Нейтральное	Неустойчивое	15
28. Курило-Камчатское (Ойясио)	Холодное	Устойчивое	25
14. Калифорнийское	Холодное	Неустойчивое	12
19. Межпассатное (экваториальное) противотечение	Нейтральное	Устойчивое	50—130
2. Южное пассатное	Нейтральное	Устойчивое	95
7. Восточно-Австралийское	Теплое	Устойчивое	20
13а. Южно-Тихоокеанское	Нейтральное	Неустойчивое	5
15. Перуанское	Холодное	Слабо устойчивое	10
15а. Эль-Ниньо	Теплое	Слабо устойчивое	—
13. Антарктическое циркумполярное	Нейтральное	Устойчивое	25—75
<i>Индийский океан</i>			
5. Южное пассатное	Нейтральное	Устойчивое	—
10. Агульское (Игольного мыса)	Теплое	Весьма устойчивое	70
18. Западно-Австралийское	Холодное	Неустойчивое	—
13. Антарктическое циркумполярное	Нейтральное	Устойчивое	25—75
<i>Северный Ледовитый океан</i>			
23. Норвежское	Теплое	Устойчивое	—
24. Западно-Шпицбергенское	Теплое	Устойчивое	—
25. Восточно-Гренландское	Холодное	Устойчивое	50
25а. Западно-Гренландское	Теплое	Устойчивое	—

Название	Температурная грация	Устойчивость	Средняя скорость, см/с
<i>Атлантический океан</i>			
3. Северное пассатное	Нейтральное	Устойчивое	25
8. Гольфстрим	Теплое	Весьма устойчивое	75
12. Северо-Атлантическое	Теплое	Весьма устойчивое	50
4а. Канарское	Холодное	Устойчивое	50
27. Ирмингера	Теплое	Устойчивое	—
26. Лабрадорское	Холодное	Устойчивое	75
20. Межпассатное противотечение	Нейтральное	Устойчивое	75
4. Южное пассатное	Нейтральное	Устойчивое	95
9. Бразильское	Теплое	Устойчивое	25
13а. Южно-Атлантическое	Нейтральное	Устойчивое	65
17. Бенгельское	Холодное	Устойчивое	25
19. Фолклендское	Холодное	Устойчивое	—
13. Антарктическое циркумполярное	Нейтральное	Устойчивое	25

* Номера в таблице соответствуют номерам на карте рис. 10.21.

10.13. УРОВЕНЬ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Свободная поверхность Мирового океана должна бы иметь форму *геоида* — фигуры, слегка отличающейся от правильного эллипсоида вращения, который создается силами тяготения и центробежной из-за суточного вращения Земли. Отличие геоида от правильной геометрической фигуры обусловлено прежде всего неоднородным распределением масс в теле Земли; земная кора под океаном и материке к тому же сложены породами различной плотности и различного объема. На форму геоида влияют и различия среднего атмосферного давления. Невозмущенная поверхность океана принимается в качестве основной, «нулевой» для отсчета высот суши и глубин океана. Реальная поверхность океана, как это видно из предыдущего материала, постоянно испытывает возмущения, вызываемые волнением, приливами, течениями, различием плотностей, изменением объема и массы воды в океане. Возмущения обладают разными периодами и амплитудами, что создает огромные трудности в определении положения уровенной поверхности. За последние годы получают развитие спутниковые альтиметрические измерения, которые уже позволили обнаружить отклонения реальной поверхности океана от теоретического *референц-геоида* на десятки метров в обе стороны. Тем не менее *геоид остается эквипотенциальной поверхностью, на которой сохраняется одинаковое значение потенциала силы тяжести.*

Все деформации уровня происходят около положения равновесия, поэтому периодические и случайные отклонения могут быть исключены путем осреднения. Тогда останется только влияние постоянных факторов. Именно такой рельеф поверхности океана показывает динамическая карта (см. рис. 10.19). В Мировом океане разности отклонений уровня, как показывают расчеты, могут достигать 2—3 м на расстояниях в тысячи километров только из-за течений.

Высота фактической уровенной поверхности моря над некоторой отсчетной поверхностью называется *уровнем моря* и измеряется в сантиметрах. Рассматривается несколько характеристик уровня: *мгновенный*, существующий в данный момент, *средний*, *наивысший* и *наинизший* за различные интервалы времени — *суточный*, *декадный*, *месячный*, *годовой*, *многолетний* и т. д. *За нуль отсчета тоже принимаются разные поверхности*: наинизшая сизигийная малая вода, средняя сизигийная малая вода для морей с приливами, средний многолетний уровень для морей без приливов. Отсчетные поверхности принимаются за *нуль глубин* — уровень, к которому приведены все глубины, показанные на карте, так как измерения глубин могли производиться при разном стоянии уровня. Для каждого уровенного поста, на котором производятся наблюдения, может существовать свой *нуль поста*, и положение его привязывается нивелировкой к государственной системе высот; в нашей стране это Балтийская система.

10.13.1. Кратковременные колебания уровня

Выше были рассмотрены кратковременные, продолжительностью в часах и в сутках, периодические колебания уровня: приливы, сейши. Но могут происходить и непериодические колебания, вызываемые синоптическими процессами в атмосфере, влиянием давления и ветра, поэтому иногда они называются *анемобарическими колебаниями уровня*. Атмосферные процессы вызывают в море прибрежную циркуляцию и приводят к повышениям (нагон) или к понижениям (сгон) уровня у берега. Эти колебания называются *сгонно-нагонными*.

Размах колебаний бывает меньше у приглубых берегов и больше у отмелей. В бухтах и в заливах у мелководных берегов нагоны поднимают уровень до 3—4 м, как это наблюдается в Невской губе, в вершине Таганрогского залива; при весьма пологом побережье большие сгонно-нагонные колебания уровня сопровождаются перемещениями уреза воды на сотни метров и километры: то заливаются суша, то обнажается дно моря. Катастрофические масштабы сгонно-нагонные колебания уровня принимают при прохождении тайфунов.

Сгонно-нагонные колебания уровня — явление очень сложное, для его понимания необходимо учитывать характер синоптического процесса, очертания берега и рельефа дна моря, динамику вод, включая течения, приливные и сейшевые колебания. Изучение сгон-

но-нагонных колебаний уровня показало, например, что в катастрофических ленинградских наводнениях играет роль характер циклонов и их прохождения по Балтийскому морю, длинная волна сейшевого типа в открытой части моря, наконец, резонанс волн приливного периода в Невской губе.

Для каждого участка берега можно выделить сгонные, нагонные и нейтральные ветры. При этом направления эти могут быть различными для разной силы ветра и связаны с размерами акватории, над которой дует ветер.

К сгонно-нагонным колебаниям уровня можно отнести и муссонные колебания, отличающиеся правильной сезонной периодичностью. Они заметны на всех побережьях муссонных районов Мирового океана.

Все виды сгонно-нагонных колебаний уровня связаны лишь с перемещением масс воды, и всякий нагон в одном участке моря связан со сгоном в другом, и средний уровень моря при этом не изменяется.

10.13.2. Сезонные колебания уровня

Для выяснения *сезонных (внутригодовых) колебаний уровня* используются величины среднего месячного уровня. Такое осреднение «снимает» влияние случайных и короткопериодных, вплоть до приливных колебаний. Колебания определяются изменением объема воды в бассейне, что, в свою очередь, может быть вызвано изменением массы воды (водным балансом) или изменением плотности воды, т. е. ее температуры и солености без изменения массы воды. К этому следует прибавить еще влияние сезонных колебаний атмосферного давления и ветров, что также дает свой вклад в закономерность хода уровня.

Внутригодовые колебания уровня моря невелики и изменяются в пределах 20—30 см. Наиболее высокое положение уровня обычно приходится на лето, когда все факторы ведут к его росту: меньшее атмосферное давление, слабые ветры, высокие температуры, сток рек весеннего половодья. Зимой все факторы направлены в сторону понижения уровня. При этом замечена еще разница в характере климатического типа атмосферной циркуляции. Указанные выше сезоны повышенного и пониженного стояния уровня относятся к муссонному типу циркуляции, при зональном типе картина обратная: повышенный уровень приходится на зимнее время, а пониженный — на летнее (рис. 10.22).

Иногда сезонные колебания уровня оказываются более сложными, как, например, в Балтийском море, где наблюдаются два максимума: летний и осенний. Первый определяется обычным годовым ходом гидрометеорологических характеристик, второй, осенний, связан с осенним максимумом атмосферных осадков в бассейне моря и увеличением материкового стока. Последний оказывает очень сильное влияние на сезонный ход уровня в арктических морях.

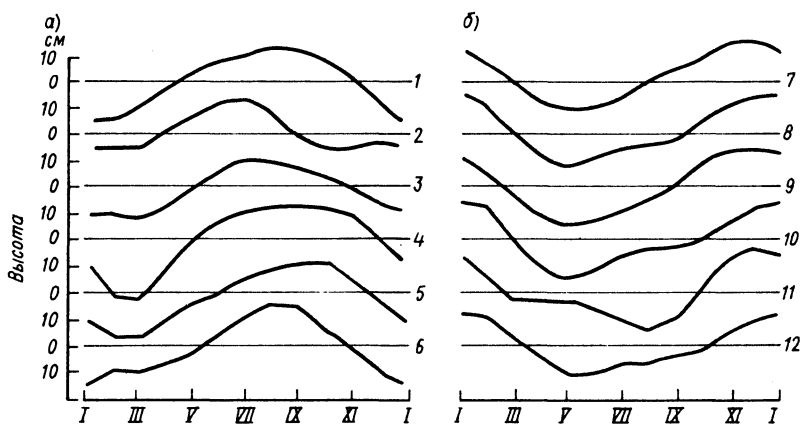


Рис. 10.22. Годовой ход уровня при муссонном (а) и зональном (б) типах циркуляции атмосферы (по Н. И. Егорову):

1 — Балтимор (Чесапикский залив), 2 — Батуми (Черное море), 3 — Шатт-эль-Араб (Персидский залив), 4 — Мергун (Бенгальский залив), 5 — Манила (Филиппинские острова), 6 — Кийру (о. Тайвань), 7 — Печенга (Баренцево море), 8 — Кабелвоч (Норвежское море), 9 — Гринок (Ирландское море), 10 — Харлингтен (Северное море), 11 — Симсон (Канада), 12 — Виктория (Канада)

Великие сибирские реки вносят в эти моря каждый год около двух с половиной тысяч кубических километров воды, и 90% этого количества приходится на четыре летних месяца. Притом большую часть года эти моря покрыты льдом, который сильно сглаживает колебания уровня.

Происходят сезонные изменения уровня и в связи с таянием льдов и замерзанием воды, но эти колебания очень малы в масштабах океана.

10.13.3. Долгопериодные изменения уровня

Из средних месячных уровней можно получить средний годовой уровень для каждого отдельного года. Они оказываются различными, что показывает на существование *многолетних* или *межгодовых колебаний*. Колебания отражают изменчивость такого же характера в атмосфере, а их природа еще не выяснена, так же, как и природа длительных климатических изменений. В наше время размах межгодовых колебаний уровня укладывается в 20—30 см. Хотя закономерность колебаний выяснить еще не удалось, но есть попытки обнаружить какую-то их периодичность. Так, американский ученый Х. Мармер, изучая многолетний ход уровня у берегов Северной Америки, пришел к выводу, что периодичность колебаний уровня на Атлантическом побережье 9 лет, на Тихоокеанском — 4—5 лет.

Существуют и еще более длительные колебания — *вековые*, изме-

ряемые периодами в несколько десятилетий и сотен лет. Они изучены еще меньше.

Существуют, наконец, и еще более длительные периоды колебания уровня, *периоды геологического масштаба* — тысячелетия и миллионы лет. Они связаны как с изменением массы воды в океане — *эвстатические колебания уровня*, так и с *медленными, эпейрогеническими движениями земной коры*. Первые связаны главным образом с изменением объема материковых ледников, вторые — с тектоническими процессами и изменением формы и размеров океанов. Последнее обстоятельство создает огромные трудности в определении абсолютного положения уровня. Как было сказано, он определяется по отношению к некоторому «нулю высот», в СССР — к Балтийской системе. Но если суша не неподвижна, то и нуль не абсолютен. Для Балтийской системы действительно замечено закономерное поднятие Фенноскандии со скоростью до 1 см/год. Его связывают с таянием ледникового щита и восстановлением изостазии.

Следовательно, необходимо тщательное изучение уровня Мирового океана, так как он может служить опорой отсчета высот и глубин только тогда, когда хорошо известна изменчивость его колебаний.

Изучение уровня Мирового океана необходимо для удовлетворения чрезвычайно большого круга интересов — от чисто прикладных, частных, как составление навигационных карт, и крупных, как изучение климата, и до глобальных научных проблем геологического, геофизического и геодезического характера.

10.14. ВОДНЫЕ МАССЫ ОКЕАНА

10.14.1. Основы учения о водных массах

Уже на первых этапах изучения океана обращалось внимание на различие характеристик воды в разных районах океана, даже близких друг к другу. Различались воды теплые и холодные, воды соленые и опресненные. Эти воды одновременно отличались по цвету, по богатству органической жизни и т. д. Австрийский ученый А. Дефант впервые (1929) употребил термин «*водные массы*», но рассматривал его узко, в аспекте решения задачи о смешивании двух или трех водных масс. Однако идея имела большое значение. Она развивалась по аналогии с учением о воздушных массах, разработанным в 20-х годах норвежской школой метеорологов-синоптиков. Синоптическая метеорология рассматривает атмосферу как систему различных воздушных масс — арктических и тропических, морских и континентальных и т. д., которые обладают определенными характеристиками: температурой, влажностью, прозрачностью и т. д. Все они находятся в движении, соприкасаются, образуя циклоны, антициклоны, фронты, что в движении, во времени и воспринимается как синоптические процессы в атмосфере, как погода.

В океане протекают аналогичные процессы, но более сложные из-

за существенной разницы в плотности сред, в вязкости, в скорости движения и т. д. В настоящее время понятие «водная масса» можно принять в формулировке А. Д. Добровольского (1947): «Водной массой следует называть некоторый, сравнительно большой объем воды, формирующийся в определенном районе Мирового океана — очаге, источнике этой водной массы, обладающий в течение длительного времени почти постоянным и непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющих единый комплекс, и распространяющийся как одно, единое целое».

Каждая *водная масса*, как понятие географическое, характеризуется определенным комплексом показателей — физических, химических, биологических и даже геологических и связана с определенным течением. В комплекс показателей входят температура, соленость, цвет, прозрачность воды, содержание кислорода, сероводорода, некоторые химические коэффициенты, изотопный состав воды, минералогический и химический состав взвеси, видовой состав планктона, бентоса и т. д. В каждой водной массе выделяется ее *ядро* с наиболее отчетливо выраженными показателями (индексами) со значениями, близкими к таковым в очаге, районе формирования этой водной массы. От ядра к внешним границам водной массы значения показателей изменяются, но в определенных пределах, допустимых для данной водной массы. Изменение значений характеристик водной массы, ее *трансформация* происходят под влиянием трех причин: перехода из одной климатической зоны в другую, изменения внешних условий в районе расположения водной массы и смешивания с соседними водными массами. Первый вид носит название *зональной трансформации*, так как он связан с перемещением по меридиану (теплые и холодные течения). Второй вид — *сезонная трансформация*, связанная не с переносом водной массы, а с сезонным изменением гидрометеорологических характеристик на месте; вновь образующуюся водную массу тогда можно назвать *разновидностью* или *модификацией* первой (например, зимняя разновидность, летняя модификация). Третий вид называется *трансформацией смешения*: вследствие перемешивания двух водных масс формируется третья с промежуточными значениями характеристик. Трансформация смешения может идти постепенно, плавно, если между водными массами нет резкой границы, как, например, между водами Канарского течения и Саргассова моря. Но некоторые водные массы разграничены очень резко, как, например, Гольфстрим и Лабрадорское течение, которые разделены «холодной стеной» с очень большими горизонтальными градиентами океанологических характеристик. Пограничная область двух масс называется *фронтальной зоной* или *фронтом*, хотя точнее фронтом следует называть линию на поверхности моря, которая образуется при пересечении последней с фронтальной поверхностью срединной части фронтальной зоны, где существуют наибольшие величины горизонтальных градиентов характеристик.

В этом случае смешение происходит особенно интенсивно, проявляется эффект уплотнения при смешении, возникают вертикальные движения, словом, этот случай выделяется в особый вид *фронтальной трансформации*.

Сочетание в пространстве водных масс, границ между ними (фронтов) образует *гидрологическую структуру вод отдельных районов океана*. Структура отражает общие закономерности важнейших океанологических процессов. Структура вод в вертикальном направлении характеризуется кривыми вертикального распределения и T , S -кривыми, T , O_2 -кривыми и др., а в горизонтальном направлении — картами.

По определению, для распознавания водных масс надо использовать комплекс разнообразных показателей. Но это далеко не всегда возможно. Кроме того, каждый из показателей обладает разной степенью консервативности (изменчивости). Поэтому чаще всего используются одним-двумя основными показателями, а другие привлекают по мере возможности. Давно в качестве основных показателей берут температуру и соленость, кривые их вертикального распределения и карты горизонтального распределения. Но гораздо более убедительные результаты дает совместный анализ обоих показателей при помощи T , S -кривых. Такой метод предложил норвежский ученый В. Хелланд-Хансен еще в 1916 г., советский ученый В. Б. Штокман развил его до теории T , S -кривых.

10.14.2. Основы T , S -анализа водных масс

Содержание метода заключается в исследовании связи между температурой и соленостью, которую формально можно записать уравнением $T = f(S)$ или, наоборот, $S = f(T)$. Такое уравнение физического смысла не имеет, так как эти характеристики не зависят одна от другой. Но географическая связь существует, ибо и температура, и соленость данной водной массы создаются в очаге одними и теми же условиями. *Водная масса* — понятие географическое, связанное с местом ее формирования и путем распространения. Связь эта может быть выражена графически T , S -кривой. На графике по оси абсцисс откладывают соленость, а по оси ординат — температуру. T , S -поле позволяет построить *изопикны* — линии равных плотностей, т. е. получить T , S -диаграмму. T , S -кривая гидрологической станции (вертикали), таким образом, строится в поле T , S -диаграммы по точкам, пара координат которых — измеренные температура и соленость — соответствуют определенному горизонту, глубина которого надписывается около каждой точки (рис. 10.23).

Метод T , S -анализа можно применить и для изучения пространственного распределения водных масс, как это сделали Ф. Хансен

и В. Хелланд-Хансен в работе по северной части Атлантического океана.

В поле T, S -диаграммы можно наносить T, S -точки, осредненные по времени для одного и того же пункта моря, проводя осреднение и по слоям (водным массам), или только по горизонтам. Если строить такие кривые по средним месячным данным для всего года, то они покажут закономерность годового хода T, S -индексов и пределы изменения температуры и солености в течение года, т. е. покажут характеристику изменчивости показателей водной массы. Характеристика изменчивости индексов водных масс должна быть одним из показателей наряду со значениями температуры, солености, изотопным составом воды и т. п. Однако пока этот метод только вступает в стадию разработки.

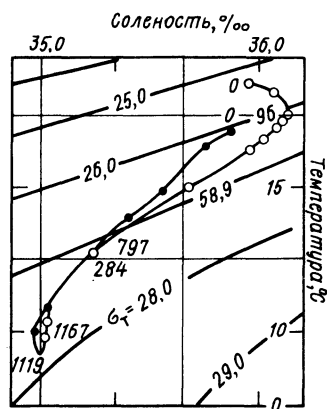


Рис. 10.23. Пример T, S -кривых для двух станций НИС «Атлантис», 1932 г. Цифрами (м) помечены некоторые горизонты

10.14.3. Водные массы Мирового океана

Выделяются прежде всего две элементарные водные массы: *пресная* и *морская*. Граница между ними определяется соленостью 1‰. Пресная вода в Мировом океане находится в ничтожных количествах лишь вблизи устьев крупных рек, но влияние ее может сказываться и в открытом океане в особенностях химического состава, в частности в увеличении доли карбонатов, что тоже может служить одним из показателей водной массы.

Таким образом, водные массы Мирового океана — это подразделение второй элементарной водной массы, *морской*, или *галосферы*.

В галосфере можно выделить *основные* и *вторичные водные массы*. Первые занимают огромные пространства и имеют однородное строение на большом протяжении. Очаги формирования основных водных масс связаны с главными чертами климата земного шара, с океанической и атмосферной циркуляциями. Поэтому основные водные массы: *экваториальные, тропические, субтропические, умеренных широт, субполярные* и *полярные*. Так как условия формирования вод в разных океанах не одинаковы, то их выделяют и по каждому из океанов. Но и в отдельном океане нет единообразия, поэтому приходится их подразделять еще и по полушариям — *южные* и *северные воды*, и по долготам — *восточные* и *западные*. Но есть еще одно необходимое подразделение водных масс — по вертикали: *поверхностная, подповерхностная, промежуточная, глубинная* и *придонная*. По формам T, S -кривых, отражающих гидрологические

условия в толще воды, выделяют виды структур океана. Так, например, может быть поверхностная северо-тихоокеанская восточная водная масса. Иногда водные массы называют по имени течения, например водная масса Гольфстрима.

К вторичным водным массам относятся воды смешения основных водных масс и воды, внесенной в океан из других водоемов, например средиземноморская водная масса в северной части Атлантического океана или красноморская — в Индийском.

Подобным образом подразделяются и воды морей, только, естественно, все в меньшем масштабе. Однако вряд ли целесообразно давать очень дробное подразделение водных масс, так как смысл понятия о водной массе заключается именно в обобщении, в избавлении от мелких, несущественных подробностей.

Концепция водных масс предоставляет большие возможности для решения одной из задач географии — районирования океана. Водные массы положены в основу районирования, предложенного в сводном многотомном труде «География Мирового океана».

Из изложенного можно видеть, насколько многообразны и сложны процессы, протекающие в Мировом океане, как тесно они связаны с процессами атмосферными, насколько сильна взаимосвязь с твердой оболочкой — дном и берегом, словом, видно место океана в неразрывной цепи гидрологических процессов на Земле. Мировой океан дает начало цепи, испаряя гигантские количества воды в атмосферу, и он же завершает эту цепь, принимая в себя переработанную на суше воду в виде материкового стока и возвращенную из атмосферы в виде осадков.

10.15. РЕСУРСЫ МИРОВОГО ОКЕАНА И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

Воды океанов и морей обладают гигантскими запасами биологических, химических, минеральных, энергетических ресурсов, используемых еще слабо и весьма неравномерно. Полнее других используются биологические ресурсы: громадную долю мировой продукции дают морские промыслы — рыбный, морского зверя, моллюсков, ракообразных, водорослей и т. п.

Морская вода — это среда, которая очень благоприятна для развития жизни, ее состав сходен с составом человеческой крови. Считается, что жизнь на нашей планете началась в океане. И воды океанов и морей населены огромным количеством живых организмов, качественно необычайно разнообразных.

Производство (П) океана (табл. 10.6) характеризует производительность (продуцирование) группы организмов, т. е. это понятие преимущественно экологическое; биомасса (Б) — количество живых организмов (по массе или объему) в одном кубическом метре воды (для планктона и нектона) или на одном квадратном метре площади (для бентоса). П/Б — отношение продукции к биомассе — величина, характеризующая активность организмов. Под биологическими

Т а б л и ц а 10.6. Биомасса и продукция различных групп организмов в водах Мирового океана (в сырой массе в млрд. т) по В. Г. Богорову (1974)

Группа организмов	Биомасса Б	Продукция П	П/Б
Фитопланктон	1,5	550	336
Фитобентос	0,2	0,2	1
Зоопланктон	21,5	53	2,5
Зообентос	10	3	1/3
Нектон	1	0,2	1/5
Сумма для водорослей	1,7	550,2	324
Сумма для животных	32,5	56,2	1,7

ресурсами океана понимается потенциальная продукция полезных организмов, которая всегда выше возможного изъятия биологических продуктов. Эти ресурсы необходимо знать, чтобы вести промысел рационально, не подрывая базы для воспроизводства объектов промысла.

Господствующее место в используемых биоресурсах занимает *нектон*, а в нем преобладают рыбы (80—85%), на долю головоногих моллюсков, главным образом кальмаров, приходится 10—15%. Кроме того, добываются ракообразные (креветки, криль) и млекопитающие — ластоногие и др., но их осталось мало. *Бентос* дает ракообразные (крабы, лангусты, омары) и моллюски (мидии, устрицы). Добываются и водоросли — ламинарии, филлофора, анфельция и др.

Общий годовой вылов морских организмов сейчас определяется в 72—75 млн. т. Однако промыслы распределены по Мировому океану весьма неравномерно: больше 60% его площади имеет очень малую промысловую ценность, подобную пустыням на суше. Главное промысловое значение имеет область шельфа, на которую приходится около 90% всей добычи.

Продуктивность, если под ней понимать получение органических ресурсов с единицы поверхности Мирового океана, в среднем равна 184 кг/км², на материковом склоне — 65, в открытом океане — 7, а на шельфе — 2504 кг/м².

Дальнейшее увеличение вылова рыбы, млекопитающих и крупных беспозвоночных возможно, как предполагают советские ученые, до 90—100 млн. т/год. *Однако нужны меры по регулированию и ограничению промысла.* Это делается посредством заключения различных международных конвенций.

Другая мера ограничения промысла — *введение «экономических зон»* — районов открытого моря, прилегающих к территориальным водам государства, где это государство имеет суверенные права на разведку, разработку и сохранение природных ресурсов (как живых, так и всех других), находящихся на дне, в его недрах и в воде. Экономические зоны, имеющие ширину 200 морских миль, ввели

у себя уже больше 100 государств, в том числе и СССР. Промысел в экономических зонах и даже исследовательские работы можно вести только с согласия государства-суверена. Введение экономических зон требует развития промыслов в открытом океане, а следовательно, и усиления океанологических исследований.

Геологические ресурсы — полезные ископаемые — содержатся и в донных отложениях, и в подстилающих породах, и в береговых россыпях. В россыпях добывают титан, цирконий, касситерит, золото, платину, серебро, цинк, алмазы, фосфориты. Шахтным способом (с берега) добывают каменный уголь, руды железные, медные, никелевые, ртутные. Особо ценны железомарганцевые конкреции, лежащие на поверхности ложа океана на глубинах более 3 км. Их запасы около $2 \cdot 10^{12}$ т. Собственно марганцем конкреции беднее многих руд на суше (в некоторых из них бывает до 55% марганца), но они содержат также медь, никель, кобальт, что представляет особую ценность.

Довольно широкое распространение на дне моря имеют нефтегазовые месторождения, из которых уже теперь эксплуатируется около 350, причем преимущественно на шельфе. Самые крупные месторождения находятся в Персидском заливе, в Карибском море (Венецуэльский залив) и в Мексиканском заливе. К настоящему времени со дна моря добывается больше 20% общего количества нефти, хотя себестоимость ее и выше добываемой на суше.

Энергетические ресурсы океана представлены энергией волнения, разностью температуры воды на различных горизонтах, осмотическим давлением в районах смешения пресных и соленых вод и энергией приливов. На практике реально существуют пока лишь приливные электростанции (ПЭС). Первая построена в 1967 г. во Франции в устье р. Ранс, впадающей в пролив Ламанш, мощность ее 240 тыс. кВт. В нашей стране обсуждается постройка ПЭС в устье Мезени и в Пенжинском заливе, а пока работает опытная ПЭС в губе Кислой (район Кольского залива).

Использование других источников энергии в Мировом океане пока находится в стадии научных исследований или опытных инженерных разработок.

Несмотря на огромные размеры океана, человек все сильнее влияет на его природные условия. Если раньше негативные последствия хозяйственной деятельности проявлялись лишь в прибрежных районах океана, то теперь они сказываются и в открытых его частях. *Неблагоприятное влияние человека на океан заключается прежде всего в загрязнении его вод и чрезмерной добыче промысловых морских организмов.*

Главная опасность для морских экосистем заключается в нефтяном загрязнении вод. Ежегодно в океан попадает не менее 10 млн. т нефти. Главные источники нефтяного загрязнения — это морской транспорт (сброс промывочных вод с танкеров, утечки при разгрузочно-погрузочных работах и транспортировке нефти, аварии

крупнотоннажных танкеров); промышленные и коммунально-бытовые стоки, поступающие с берегов и из устьев рек; утечки и аварии при нефтедобыче на морском дне. Большой общественный резонанс вызвала, например, авария танкера «Амоко Кадис» в 1978 г. у берегов Бретани (Франция). Вылившаяся нефть образовала пятно размером 50×7 км, нефть попала на пляжи; ущерб для животных был огромен. Приобрела известность и авария на нефтяном месторождении Экофиск в 1975 г. в Северном море, нанеся большой ущерб районам нереста и нагула промысловых рыб. Наиболее сильно загрязнена нефтью Северная Атлантика. Страдают от нефтяного загрязнения и некоторые прибрежные районы и портовые акватории в СССР.

Разливающаяся по поверхности моря нефть (1 т нефти может покрыть около 12 км² морской поверхности) создает пленку, затрудняющую газообмен воды с атмосферой; разложение нелетучих и нерастворимых фракций нефти требует больших количеств кислорода; нефтяные включения в воде губительны для морской флоры и фауны.

Очень вредны для морских организмов и другие антропогенные загрязнители — ядохимикаты (например, ДДТ), детергенты, тяжелые металлы и др. Оказалось, что некоторые рыбы накапливают в своем теле вредные вещества, что таит в себе опасность и для человека. Встречаются, например, рыбы, в теле которых содержится ДДТ, запрещенный для употребления международной конвенцией. Большую опасность и для морских организмов, и для самого человека представляет захоронение в океанах и морях промышленных отходов, в том числе радиоактивных, и других вредных веществ. Такое захоронение должно быть запрещено международными соглашениями.

Огромный вред морской фауне нанесла чрезмерная и неконтролируемая добыча промысловых рыб и некоторых других животных. Почти полностью истреблены морские коровы на Командорских островах, сократилась численность китов, нарушено воспроизводство сельди в Атлантике.

Угроза, которой подвергаются океаны и моря от загрязнения вод и хищнического вылова некоторых видов морских организмов, имеет глобальный характер. Ее предотвращение требует международных усилий в сокращении сбросов загрязняющих веществ в океаны и моря, в регулировании промысла морских организмов с полным запретом вылова некоторых видов. Совершенно ясно, что в разработке таких мер важная роль должна принадлежать океанологии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гидрология — наука разноплановая и многогранная. Несмотря на относительную молодость, эта наука, движимая насущными потребностями человечества, уже многого достигла. Как и любая наука, тесно связанная с народнохозяйственными проблемами, гидрология постоянно развивается и совершенствуется. И дальнейшее ее развитие будет определяться, в первую очередь, как практическими потребностями, так и внутренними закономерностями совершенствования самой науки.

Роль воды в социально-экономическом развитии современного общества весьма велика. Использование природных вод в жизни человека и в народном хозяйстве расширяется, и это ставит перед наукой задачу дальнейшего изучения гидрологических процессов и водных ресурсов, разработки более экономных и оптимальных путей использования природных вод, обеспечения их охраны от загрязнения и истощения.

Существенно возрастает роль гидрологии в нашей стране, где взят курс на резкое ускорение научно-технического прогресса, на более рациональное использование природных ресурсов, в том числе водных, на их охрану, на повышение эффективности научных исследований.

Ниже будут кратко изложены основные направления будущего развития советской гидрологии, вытекающие из задач социально-экономического развития страны на ближайшую перспективу. Соответствующие задачи гидрологии (гидрологии вод суши и океанологии) были сформулированы на V Всесоюзном гидрологическом съезде (Ленинград, 1986) и III съезде советских океанологов (Ленинград, 1987).

Исследование гидрологических процессов. Предстоит продолжение углубленного изучения всех элементов круговорота воды (гидрологического цикла) и водного баланса для всего земного шара, материков, океанов, морей и бассейнов рек. Будут продолжаться исследования закономерностей гидрологических процессов в водных объектах разных типов с учетом развития хозяйственной деятельности и возможных антропогенных изменений климата. При этом должны быть широко использованы достижения в смежных областях науки.

В области гидрологии суши будут углубленно изучаться процессы формирования гидрологического режима рек, озер, водохранилищ, подземных вод, болот, ледников; разрабатываться комплексные модели гидрологических процессов в этих объектах и на их водосборах; разрабатываться теория гидрологических процессов в условиях создания и функционирования водохозяйственных систем и теория регулирования гидрологических процессов.

В области океанологии будут продолжены исследования Мирового океана и его частей с целью пополнения, а главное — уточнения сведений об океанологических характеристиках, об их географическом распределении и особенно — об их изменчивости. Будет расширяться разработка проблемы взаимодействия океана и атмосферы, причем главным образом с целью прогнозов погоды и климата.

Прогресс в изучении закономерностей гидрологических процессов в водных объектах суши и в Мировом океане возможен лишь при нескольких непеременных условиях. Среди них — радикальное улучшение технического оснащения исследований новейшими приборами, позволяющими вести непрерывные наблюдения гидрологических характеристик; существенное развитие методов математической обра-

ботки и исследований, в том числе совершенствование методов математического моделирования гидрологических процессов; расширение использования ЭВМ в гидрологии.

Изучение и оценка водных ресурсов. На основе исследования гидрологических процессов должно быть расширено изучение водных ресурсов. Предстоит дальнейшее изучение водных ресурсов СССР, текущая и перспективная оценка ресурсов поверхностных и подземных вод, их использования и качества. Это возможно лишь на базе совершенствования системы Государственного водного кадастра (ГВК), создания оптимально размещенной сети гидрометеорологических наблюдений. Должна быть внедрена система автоматизированного сбора, обобщения и передачи потребителям по их заказам гидрологической информации. К 2000 г. все основные виды гидрологических данных будут выдаваться через Автоматизированно-информационную систему (АИС ГВК).

Гидрология на службе различных отраслей народного хозяйства. В последние 10—15 лет существенно возросла роль гидрологической науки в удовлетворении практических запросов различных отраслей народного хозяйства.

В области гидрологии суши наука уже внесла весомый вклад в решение комплексных научно-прикладных задач, связанных с развитием орошаемого земледелия, гидроэнергетики, водного транспорта, с гидрологическим обоснованием различных других мероприятий. Вместе с тем при разработке технико-экономических обоснований проектов, особенно крупных водохозяйственных мероприятий, не всегда достаточное внимание уделялось их гидрологическому и экологическому обоснованию, что в ряде случаев привело к появлению несовершенных проектов и нанесло ущерб окружающей среде. Необходимо повышение качественного уровня исследований, ускорение их внедрения в практику в целях более полного удовлетворения запросов народного хозяйства. Гидрология суши должна оказать большую помощь в дальнейшем развитии таких отраслей народного хозяйства, как орошаемое земледелие, гидроэнергетика, речной транспорт. Назрела необходимость резкого сокращения непроизводительных затрат воды при орошении земель, охраны малых рек, развития «малой гидроэнергетики» (сооружения миниэлектростанций на малых реках), существенного развития речных перевозок на реках Сибири и Дальнего Востока. Именно гидрологи должны сказать здесь свое веское слово.

В области океанологии результаты научных исследований будут еще шире применяться при использовании различных ресурсов океана — пищевых, химических, минеральных, энергетических и др. Необходимы поиски новых промысловых районов, хотя в этом отношении уже мало что можно сделать, осталось немного неизведанных мест в Мировом океане. Гораздо шире перспективы в отыскании новых объектов промысла и в развитии его технологии. При этом главная задача науки будет состоять в определении рациональных пределов промысла, предупреждении подрыва ресурсов. Наука должна обеспечить возможность перехода промысла с позиций простой «охоты» на позиции ведения рационального морского хозяйства, причем не только у берега, но и в открытом море. Прибрежные морские хозяйства — марикультура — давно уже успешно развиваются, особенно в Японии и Китае, где существуют «морские огороды» для водорослей, «морские фермы» для разведения устриц, мидий, жемчужниц и т. п., а также и для рыб. Теперь на очереди стоит задача перенести подобные приемы и в открытое море, что частично уже делается. Растет кооперация стран в деле создания международных организаций по надзору за промыслом, за соблюдением правил и квот промысла.

В ближайшей перспективе намечается возможность прямого использования разных видов морской энергии на пользу человечества путем создания электростанций приливных, волновых, тепловых (которые используют разность температуры воды на разных горизонтах) и др. Помочь в этой работе должна океанология. Немалые задачи у океанологии и в обеспечении других отраслей народного хозяйства в приморских районах.

Охрана природных вод. В условиях расширения научно-технического прогресса, внедрения интенсивных методов хозяйствования и ресурсосберегающих технологий особое значение приобретает охрана природных вод от истощения и загрязнения.

Предстоит развитие экологического мониторинга водных ресурсов и качества

вод суши и океана. При научном обосновании водохозяйственных мероприятий больше внимания будет уделяться гидрохимическим и гидробиологическим аспектам с целью обязательного поддержания благоприятного экологического состояния окружающей среды и уменьшения возможных отрицательных последствий мероприятий для природных условий и, в частности, качества вод.

Гидрология должна внести решающий вклад в дело предотвращения загрязнения вод суши. Необходимо более жесткий контроль за состоянием водных источников, особенно в районах интенсивного промышленного, коммунального, сельскохозяйственного использования вод. Опасность загрязнения вод океана, несмотря на все существующие меры предотвращения ее, сохраняется, а со временем может и возрасти.

Разработка гидрологических прогнозов. Стратегическая цель всякой науки — разработка прогноза каждого явления. Многое предстоит сделать в этом отношении и в гидрологии. На основе глубокого изучения гидрологических процессов и разработки соответствующих методов расчета будут созданы новые методы прогноза режима вод суши и океана. При этом важное значение будет отдано учету антропогенного воздействия на природные воды с целью заблаговременного предупреждения негативных последствий. Помимо прогноза отдельных сторон гидрологических процессов будут разрабатываться прогнозы общего состояния гидросферы — увлажненности материков, речного стока, ледников, Мирового океана (в частности, его уровня). Эти прогнозы неотделимы от прогнозов климата на планете; в этом отношении необходимо развитие сотрудничества гидрологов, океанологов, климатологов, палеогеографов. Особого внимания потребует разработка методов прогнозирования опасных гидрологических явлений (катастрофических паводков и штормовых нагонов, селей, лавин, значительных подвижек ледников, цунами и т. д.). Потребуется разработать систему автоматизированного наблюдения, предупреждения о таких явлениях и их прогнозирования.

Экологическая экспертиза. В ближайшее время должна резко возрасти роль экологических экспертиз не только при разработке и осуществлении конкретных народнохозяйственных (включая водохозяйственные) проектов, но и при разработке планов социально-экономического развития страны в целом и отдельных регионов. При этом необходимо учитывать долгосрочные и сверхдолгосрочные прогнозы развития производительных сил и возможных естественных и особенно антропогенных изменений природных ресурсов, включая водные. Без экологической экспертизы не должны приниматься никакие общесоюзные и региональные хозяйственные решения. Экспертиза должна отклонять или отправлять на доработку неудовлетворительные с точки зрения охраны природы проекты. Экспертиза может потребовать разработки дополнительных мер по предотвращению или резкому сокращению негативных последствий вмешательства в природу. В таких экспертизах активное участие должны принимать географы, включая гидрологов и океанологов.

Многие проблемы гидрологии (гидрологии суши и океанологии) имеют поистине глобальный характер. Поэтому для развития гидрологии необходимо **расширение и укрепление международного сотрудничества** и более активное участие советских ученых в международных гидрологических организациях и исследованиях как по линии гидрологии суши, например в Международной гидрологической программе ЮНЕСКО, так в области океанологии, например в рамках Межправительственной океанографической комиссии.

Гидрологическое образование. Развитие гидрологии как науки и расширение внедрения результатов исследований в народное хозяйство невозможно без повышения уровня подготовки специалистов и прежде всего специалистов высшей квалификации. При совершенствовании высшего образования в области гидрологии суши и океанологии должны быть повышены требования к инженерным знаниям и навыкам у выпускников гидрометеорологических институтов и государственных университетов. Помимо капитального инженерного образования, специалисты гидрологи и океанологи должны получить совершенно необходимую в наши дни солидную общегеографическую и экологическую подготовку.

ЛИТЕРАТУРА

Основная

- Алекин О. А.* Основы гидрохимии. Л., 1970. 442 с.
Богословский Б. Б., Самохин А. А., Иванов К. Е., Соколов Д. П. Общая гидрология. Л., 1984. 356 с.
Пленарные заседания // Тр. V Всесоюзного гидрологического съезда. Л., 1990. Т. 1. 317 с.
Давыдов Л. К., Дмитриева А. А., Конкина Н. Г. Общая гидрология. Л., 1973. 462 с.
Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. Л., 1968. 377 с.
Клиге Р. К. Изменения глобального водообмена. М., 1985. 247 с.
Львович М. И. Вода и жизнь. М., 1986. 254 с.
Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л., 1974. 636 с.
Муравейский С. Д. Реки и озера. Гидробиология. Сток. М., 1960. 388 с.
Разумихин Н. В. Природные ресурсы и их охрана. Л., 1987. 266 с.
Стеланов В. Н. Океаносфера. М., 1983. 270 с.
Чеботарев А. И. Общая гидрология. М., 1975. 544 с.
Шикломанов И. А. Исследование водных ресурсов суши: итоги, проблемы, перспективы. Л., 1988. 152 с.

Дополнительная к отдельным разделам

К введению

- Бисвас А. К.* Человек и вода. Из истории гидрологии/Пер. с англ. Л., 1975. 288 с.
Залогин Б. С. Океан человеку. М., 1983. 206 с.
Соколов А. А., Чеботарев А. И. Очерки развития гидрологии в СССР. Л., 1970. 310 с.
Чеботарев А. И. Гидрологический словарь. Л., 1978. 308 с.

К главе 1

- Винников С. Д., Проскуряков Б. В.* Гидрофизика. Л., 1988. 248 с.
Зенин А. А., Белоусова Н. В. Гидрохимический словарь. Л., 1988. 239 с.
Самарина В. С. Гидрогеохимия. Л., 1977. 359 с.

К главе 2

- Астахов А. В.* Курс физики. Механика. Кинетическая теория материи. М., 1977. 384 с.
Великанов М. А. Гидрология суши. Л., 1964. 403 с.
Иванов Б. Н. Законы физики. М., 1986. 335 с.

К главе 3

- Бабкин В. И., Будыко М. И., Соколов А. А.* Водные ресурсы и водообеспеченность СССР в настоящем и будущем // Тр. V Всесоюзного гидрологического съезда. Л., 1990. Т. 1. с. 98—120.
Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. Л., 1980. 351 с.

К главе 4

- Гляциологический словарь.* Л., 1984. 527 с.
Голубев Г. Н. Гидрология ледников. Л., 1976. 247 с.
Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б. Ледники. М., 1989. 447 с.
Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., 1963. 551 с.
Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. Л., 1968. 479 с.
Крекке А. Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л., 1982. 288 с.
Лосев К. С. Лавины СССР. Л., 1966. 131 с.
Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., 1963. 311 с.

К главе 5

- Гидрогеология/Под ред. В. М. Шестакова и М. С. Орлова. М., 1984. 317 с.*
Климентов П. П., Богданов Г. Я. Общая гидрогеология. М., 1977. 357 с.
Михайлов Л. Е. Гидрогеология. Л., 1985. 263 с.
Общая гидрогеология/Под ред. Е. В. Пиннекера. Новосибирск. 1980. 231 с.
Пиннекер Е. В. Подземная гидросфера. Новосибирск, 1984. 159 с.

К главе 6

- Быков В. Д., Васильев А. В. Гидрометрия. Л., 1977. 448 с.*
Важнов А. Н. Гидрология рек. М., 1976. 339 с.
Вендров С. Л. Жизнь наших рек. Л., 1986. 112 с.
Идзон П. Ф. Лес и водные ресурсы. М., 1980. 153 с.
Крестовский О. И. Влияние вырубок и восстановления лесов на водность рек. Л., 1986. 118 с.
Маккавеев Н. И., Чалов Р. С. Русловые процессы. М., 1986. 264 с.
Михайлов В. Н., Рогов М. М., Чистяков А. А. Речные дельты. Л., 1986. 280 с.
Соколов А. А. Вода: проблемы на рубеже XXI века. Л., 1986. 166 с.
Шикломанов И. А. Влияние хозяйственной деятельности на речной сток. Л., 1989. 334 с.

К главе 7

- Богословский Б. Б. Озероведение. М., 1960. 335 с.*
Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. Л., 1955. Ч. 1. 271 с., 1960. Ч. 2. 325 с.
Викulina З. А. Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза. Л., 1979. 176 с.
Тихомиров А. И. Термика крупных озер. Л., 1977. 232 с.
Хатчинсон Д. Э. Лимнология. М., 1969. 591 с.
Хандерсон-Селлерс Б. Инженерная лимнология. Л., 1987. 335 с.

К главе 8

- Авакян А. Б., Салтанкин В. П., Шаранов В. А. Водоохранилища. М., 1987. 325 с.*
Вендров С. Л. Проблемы преобразования речных систем. Л., 1979. 207 с.
Водоохранилища и их воздействие на окружающую среду. М., 1986. 367 с.
Водоохранилища мира. М., 1979. 287 с.
Матарзин Ю. М., Богословский Б. Б., Мацкевич И. К. Гидрологические процессы в водохранилищах. Пермь. 1977. 88 с.

К главе 9

- Иванов К. Е. Гидрология болот. Л., 1953. 238 с.*
Иванов К. Е. Водообмен в болотных ландшафтах. Л., 1975. 280 с.
Кац Н. Я. Болота земного шара. М., 1971. 295 с.

К главе 10

- Алекин О. А., Ляхин Ю. И. Химия океана. Л., 1984. 343 с.*
Валло К. Общая география морей. М.; Л., 1948. 451 с.
Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М., 1982. 191 с.
Егоров Н. И. Физическая океанография. Л., 1974. 455 с.
Жуков Л. А. Общая океанология. Л., 1976. 376 с.
Зубов Н. Н. Динамическая океанология. Л., 1947. 430 с.
Зубов Н. Н. Морские воды и льды. М., 1938. 453 с.
Зубов Н. Н. Льды Арктики. М., 1945. 360 с.
Зубов Н. Н. Основы учения о проливах. М. 1956. 239 с.
Леонтьев О. К. Морская геология. М., 1982. 344 с.
Суховой В. Ф. Моря Мирового океана. Л., 1986. 288 с.
Шокальский Ю. М. Физическая океанография. 2-е изд. Л., 1933. 360 с.
Атласы океанов. Атлантический и Индийский океаны. Л., 1977. 153 с.
Тихий океан. 1974. 302 с. Северный Ледовитый океан. Л., 1980. 184 с.
Океанографические таблицы. Л., 1975. 477 с.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абляция** 86, 90
Абразия 76, 250
Айсберги 67, 91, 298, 302, 303
Аккумуляция наносов 172
Альbedo 38, 46
Амплитуда приливной волны 317
«Аномалии» воды 24, 31, 32, 35, 36, 37
Апвеллинг 291
- Базис эрозии главный** 136, 177
— — местный 136
Баланс водный бассейна реки 115, 144
— — болот 260
— — водохранилищ 245
— — Мирового океана 278
— — озер 208
— воды в леднике 91
— льда в леднике 91
— подземных вод 114
— пресноводный океана 280
— снеговой 82
— солевой озер 230
— тепловой Мирового океана 286
— — озер 221
— — участка реки 179
Бар термический 227
— устьевой 192
«Барометр обратный» 217
Бассейн артезианский 109
— речной 129
Бентос 77, 188, 278, 348
Биомасса 78, 348
Биосфера 77
Болота 7, 195, 255
Болотистость 132
Болотоведение 11
Бугры пучения 110, 123
Булгуньяхи 123
Бурун 312, 313
Бухта 206, 272
- Величина прилива** 317, 324
Верховодка 108
Вещества биогенные 27, 280
— органические 27
— радиоактивные 28
Взаимодействие поверхностных и подземных вод 120
Взморье устьевое 189
Вихри в океане 337
Влагоемкость грунта 103
Влагооборот внутриматериковый 69
Влажность грунта 103
Вода в порах грунта 101
— как физическое тело 28
— — химическое соединение 23
— малая 317
— на земном шаре 6, 58
— полная 317
— пресная 60, 80
— «сверхтяжелая» 24
— «тяжелая» 24
Водность реки 146
Водоем 7
Водоемы дистрофные 78, 232
— евтрофные 78, 232
— мезотрофные 78, 232
— олиготрофные 78, 232
Водозабор 197, 201
Водоносность реки 147
Водообмен внешний 70, 214
— внутренний 70
Водоотдача грунта 104
— ледника 87
— снежного покрова 138
Водопользователи 15, 193
Водопотребители 15, 193
Водопотребление безвозвратное 71
Водопроницаемость грунта 104
Водораздел 7, 129
— главный земного шара 67, 129
Водосбор 7, 129
— поверхностный 129
— подземный 129
— речной 128
— удельный озера 213
— экспериментальный 14
Водоток 7
Водоупор 104
Водохранилище 7, 240

Воды артезианские 109
— возвратные 197
— глубинные подземные 110
— грунтовые 108
— межмерзлотные 110
— минеральные 106
— надмерзлотные 110
— напорные 105, 109
— пластовые 105
— подземные 99
— почвенные 107
— пресные 25
— соленые 25
— солоноватые 25
— термальные 105
— трещинные 105
Возгонка 29
Волны в озерах 220
— — морях 307, 310
— внутренние 307, 316
— гравитационные 310
— длинные 308, 313, 323
— капиллярные 310
— короткие 308, 313
— паводочные 164
— приливные 307, 323
— стоячие 308, 313, 328
Воронка депрессионная 125, 197
Вскрытие рек 184
Высота бассейна реки средняя 130
— волны 309
— динамическая 334
— прилива 318, 321
Вязкость воды 37

Газы в воде 26, 280
Гигроскопичность 102
Гидратофиты 78
Гидробиология 10
Гидробионты 77, 232
Гидрогеология 11
Гидрограф реки 149
— — типовой 151
Гидрография 10
Гидролакколиты 123
Гидрология 10
— болот 11
— водохранилищ 11, 242
— инженерная 10
— ледников 11
— морей 10
— морских устьев рек 11
— общая 10, 12
— озер 11
— подземных вод 11
— рек 11
— суши 10
Гидросфера 8
Гидрофизика 10
Гидрофиты 77

Гидрохимия 10
Гиполимнион 224
Глина красная 277
Глубина озера 207
— русла 134
— трения 331, 332
Гляциология 11
Год гидрологический 145
Гомотермия 223
— весенняя 223
— осенняя 225
Горизонт водоносный 109
Горы подводные (гайоты) 275
Градиент геотермический 119
График Хелланд — Хансена 31, 33
Грунт 100
Группа вод 25
— кальциевая 25
— магниевая 25
— натриевая 25
Гряды донные 168, 173
Губа 272
Густота речной сети 133

Движение воды гравитационное 55
— — инерционное 55
— — напорное 55
— — неравномерное 48
— — неустановившееся 48
— — плотностное 55
— — равномерное 48
— — установившееся 48
— — фрикционное 55
— — ледников 93
Дегазация 60, 273
Дейгиш 179
Дельта 188
Деструкция 78
Дефицит влажности воздуха 29
— — грунта 103
Деформации русла 172
Диаграмма состояния воды 28
Дивергенция течений 335, 337
Длина бассейна реки 130
— волны 309
— озера 206
— реки 132
Долина реки 133
— рифтовая 276
Дрейф льда 301
Дуги островные 276

Евтрофирование водоемов 79, 232
Желоба океанические 275, 276
Жесткость воды 26

Забереги 182, 229
Заболачивание суши 255

- Загрязнение вод 125, 197, 201, 350, 351
 Загрязнители в воде 28
 Зажор 183
 Заиление водохранилищ 177, 250
 Закон изменения количества движения 43
 — сохранения вещества 41
 — — количества движения 42
 — — механической энергии 42
 — — тепловой энергии 42
 — фильтрации Дарси 111
 — Эри 168
 Законодательство водное 15
 Закраины 184, 229
 Залечь торфяная 258
 Залив 189, 206, 271, 272
 Замерзание рек 182
 Занесение водохранилищ 177, 250
 Запасы воды в снеге 33, 138
 — подземных вод 123
 — пресных вод 60, 80
 Заращение водоемов 233, 256
 Затопление земель 253, 256
 Затор 183
 Звукопроводность воды 39, 305
 Зеркало грунтовых вод 108
 Зона аэрации 107
 — капиллярная 108
 — насыщения 108
 — смещения 189, 236
 Зоопланктон 77
 Зыбь 308, 309, 324
- Изобаты** 184
 Изогалины 283
 Изотахи 160
 Изотермы 288
 Изотопы воды 24
 Илы морские 277
 Индекс сухости 64
 Инфильтрация 111, 141
 Ионы солей 25
 Испарение 29, 62
 — в бассейне реки 141, 143
 — с водохранилища 199
 — — озера 208
 — — океана 278, 283
 Испаряемость 64, 143
 Исток реки 132
 Истощение подземных вод 125
 Ихтиофауна 188
- Кадастр водный** 16, 19, 20
 Канал 126
 — звуковой подводный 306
 Каньоны подводные 275
 Капиллярность грунта 104
 Карст 123
- Карта динамическая 335, 336
 — котидальная 326, 327
 Каскад водохранилищ 244
 Качество воды 28, 197
 Кипение воды 29, 30
 Класс вод 25
 — — гидрокарбонатный 25
 — — сульфатный 25
 — — хлоридный 25
 Клинь соленых вод 192
 Ключ 122
 Колебания ледников 93
 — уровня воды в озерах 214
 — — — морях 341
 — — — реках 149, 162
 Комитет по гидрометеорологии 20
 — — охране природы 16
 Конвекция вертикальная 33, 56, 221, 296
 Конвергенция течений 335, 337
 Конденсация 29
 Конжеляция 86
 Конкреции 277, 350
 Котловины водохранилищ 242
 — озер 204, 205
 — океанов 275
 Коэффициент болотистости 132
 — ветровой 219
 — влагооборота 70
 — вязкости динамический 37
 — — кинематический 37
 — затухания звука 305
 — извилистости реки 132
 — ледниковый 88
 — лесистости 132
 — озерности 132
 — ослабления света 39, 304
 — отражения света 38
 — поверхностного натяжения 38
 — поглощения света 39
 — пористости 101
 — преломления света 38
 — проточности озера 214
 — сжимаемости 293
 — стаивания 139
 — стока 146, 158
 — транспирационный 142
 — турбулентного обмена 49, 297
 — условного водообмена 70, 214
 — устойчивости вод 56
 — — русла 178
 — фильтрации 112
 — Шези 161
 — шероховатости 161
 Кривая батиграфическая 207, 273
 — гипсографическая 130, 273, 274
 — депрессии 113
 — инфильтрации 112
 — объемов озера 207
 — парообразования 29

- плавления 28
- прилива 317, 318
- пьезометрическая 113
- расходов 156
- сублимации 29
- кривая *T, S* 346

Критерий вертикальной устойчивости 295

Круговорот воды 64

- газов 73
- наносов 72
- солей 72
- тепла 61

Крупность наносов геометрическая 165

— — гидравлическая 165, 167

Крутизна волны 221, 309

Лавины 90

Лагуна 189, 205, 271

Лед 28, 32

- внутриводный 182, 298
- донный 183, 298
- зернистый 86
- морской 297
- «наложенный» 86, 92

Ледник 7, 82

- горный 85
- долинный 85
- покровный 85
- пульсирующий 94
- шельфовый 85

Ледовитость морей 302

Ледообразование 29, 298

Ледостав 183, 228

Ледоход весенний 184

— осенний 183

Лесистость 132

Лиман 189, 205, 272

Линия котидальная 326, 327

— снеговая климатическая 82

— — сезонная 82

— фирновая 83

Ложе озера 206

— океана 275

Льды морские 298

— плавучие 301

Макрофиты 188

Массивы ледовые 303

Массы водные водохранилищ 251

— — озер 235

— — океанов и морей 344, 345, 347

Межень 150

Месторождение торфяное 268

Металимнион 224

Метели 88

Метод водного баланса 45, 141

— динамический 334

— теплового баланса 47, 141

Методы исследований 13

— — полевые 13

— — — стационарные 14

— — — экспедиционные 14

— — статистические 14

— — теоретические 14

— — экспериментальные 14

— — эмпирические 14

— — математического моделирования 14

— системного анализа 14

Микроэлементы 27, 280

Минерализация воды 25

Модуль стока воды 158

— — наносов 171

Молекула воды 23

Мониторинг природных вод 20, 22, 353

Море 7, 269

— внутреннее 270

— внутриматериковое 270

— окраинное 270

— межматериковое 270

— межостровное 270

Морены 88

Мочажины 122, 260

Мощность водного потока 51

Мутность воды 165

Нагоны в море 332, 341, 342

— — озерах 217

— — устьях рек 191

Наледи подземных вод 110, 123

— речные 184

Намыв 172

Наносы 72, 165

— взвешенные 73, 169

— влекомые 73, 167

Напор 243

Наступание ледников 92

Натяжение поверхностное 38

Нектон 77, 349

Неравенства прилива 318, 319, 321, 322

Норма стока 157

Нуль глубин 341

Области внешнего стока 68

— внутреннего стока 68, 129

Образование гидрологическое 354

Объект водный 7

Объем водохранилища мертвый 245

— — полезный 245

— — полный 245

— озера 206

— стока 157

— удельный 294, 334

— — условный 294

Озерность 132, 202

Озеро 7, 202

— бессточное 205

— вулканическое 204

— карстовое 204

— ледниковое 98, 204

- проточное 205
- сточное 205
- тектоническое 204
- термокарстовое 204
- Океан 7, 269
- Океанология 10
- региональная 11
- Окраина подводная материков 274
- Оледенение 82
- Опльвина 122
- Оползни 122
- Осадки органогенные 276
- терригенные 276
- Осередок 134, 175
- Острова в реке 172
- Осушение болот 195, 266
- Отлив 317
- Отмель береговая 206
- материковая 274
- Отложения донные озерные 234
- — океанические 276
- — речные 165
- Отражение света 38, 304
- Отступление ледников 92
- Охрана вод 16, 125, 201, 239, 351, 353

- Паводок** 98, 150, 164
- Падение реки 135
- уровня 52
- Пак 299
- Перекат 134, 174
- Перемешивание 33, 221, 296
- плотностное 296
- фрикционное 296
- Периметр смоченный 135
- Период волны 221, 309
- наполнения водохранилища 244
- прилива 318
- сейши 218, 328
- сработки водохранилища 244
- условного водообмена 71, 214
- Петля паводочная 165
- Питание болот 263
- ледников 88
- рек 137
- — дождевое 137
- — ледниковое 95, 140
- — подземное 122, 139
- — смешанное 140
- — снеговое 138
- Плавление льда 28, 35
- Планктон 77, 187
- Плато подводное 275
- Плес 134, 174, 206
- Плотность воды 31, 293
- — условная 294
- грунта 100, 165
- льда 32, 300
- отложений 165
- снега 32
- частиц наносов 165
- Площадь бассейна реки 130
- озера 206
- поперечного сечения русла 134
- Побочень 174
- Поглощение света 39, 303
- Подвижка ледника 94
- Подножье материковое 275
- Подтопление земель 253, 256
- Пойма 133
- Показатель водородный 25, 27
- Полигон в океане 14
- Половодье 150
- Полыньи в море 301
- — реке 183
- Попуск 199
- Пористость грунта 101
- «Посадка» уровня 200
- Постоянные гармонические 325
- Поток полный 331
- Почвогрунты 100
- Преломление света 38, 303
- Прибой 312
- Прилив 317
- квадратурный 319
- полусуточный 319
- сизигийный 319
- суточный 319
- Припай 229, 301
- Приток 132
- Прогнозы гидрологические 11, 354
- Продуктивность биологическая 78, 349
- Продукция 78, 348
- первичная 78, 305
- Прозрачность воды 304
- Производительность водозабора 24
- Пролив 272
- Просачивание 111
- Протяженность речной сети 133
- Профиль продольный реки 176
- Процент насыщения 28
- Процессы гидрологические 10
- русловые 172
- эрозионно-аккумулятивные 76
- Пруд 243

- Работа водного потока** 51
- Равновесие ионное 25
- карбонатное 27
- Радиус гидравлический 135
- изгиба русла 163
- Размыв 172
- Районирование гидрологическое 15
- Рапа 231
- Рассеяние света 39, 303
- Раствор водный 25
- «иловый» 99

- Расход воды 50, 156
 — взвешенных наносов 169
 — растворенных солей 186
 Расчеты гидрологические 11
 Расчленение гидрографа 151
 Реакция воды кислая 25
 — — нейтральная 25
 — — щелочная 25
 Регулирование речного стока береговое 122
 — — — водохранилищами 198, 244
 — — — — многолетнее 199
 — — — — сезонное 198
 — — — — суточное 199
 — — — ледниками 96
 — — — озерами 237
 Режеляция 86
 Режим болот 263
 — водный рек 146
 — гидрологический 9
 — — озер 215
 — гидрохимический рек 185
 — грунтовых вод 116
 — зоны аэрации 116
 — ламинарный 48
 — ледников 92
 — термический озер 223
 — — рек 180
 — турбулентный 48
 Река 7, 126
 — главная 132
 — горная 128
 — равнинная 128
 Ресурсы водные 15, 79, 353
 — — возобновляемые 80
 — подземных вод 123
 — пресных вод 59, 80
 — природные океана 348
 Рифели 173
 Родник 122
 Рукава 176
 — дельты 191
 Русло реки 133
 Ручей 126

Сапропелит 78
 Сапропель 234, 255
 Свойства воды акустические 39
 — — оптические 38, 303
 — — электрические 39
 Связи водородные 23
 Сейши 218, 328, 342
 Сели 98
 Сёрдж 94
 Сеть гидрографическая 8, 132
 — речная 132
 — русловая 132
 Сила давления 52
 — Кориолиса 52
 — приливообразующая 319, 320
 — трения 52, 53
 — тяжести 52
 — центробежная 52
 Силы в водном потоке 51, 160, 161, 329
 Система речная 132
 Сквозность 101
 Склон материковый 275
 Скорость волны фазовая 307
 — звука в воде 39, 305
 — орбитальная 307
 — течения 47, 330
 Слой температурного скачка 224, 293
 — стока воды 157
 — трения (Экмана) 331
 — эвфотический 305
 Смесь наносов 166
 Снег 32
 — зернистый 86
 Снеготаяние 138
 Соленость воды 25, 280, 282
 — льда 299
 Состав воды изотопный 24
 — — солевой 25, 26, 281
 — — грунта гранулометрический 100
 Состояние потока бурное 49
 — — критическое 50
 — — спокойное 49
 Сплоченность льда 302
 Способность транспортирующая потока 169
 Старица 176
 Сток воды 126, 154
 — наносов 154, 169, 171
 — почвенный 107
 — растворенных веществ 154, 187
 — — солей 186
 — речной 67, 80, 126, 154
 — тепловой 154, 182
 Стратификация температурная 223
 Стрежень 160
 Сублимация 29
 Суффозия 122
 Съемка снегомерная 138

Таблицы приливов 326
 Температура замерзания 29
 — кипения 30, 31
 — наибольшей плотности 33
 — плавления 29
 Теория приливов динамическая 321
 — — статическая 322
 Теплоемкость воды 36
 — льда 36, 300
 Теплообмен с атмосферой 46, 62
 — — грунтом 46
 Теплопроводность воды 37
 Теплота испарения воды 35
 — — льда 35

— плавления 35
— фазовых переходов 28
Термоабразия 123
Термокарст 110, 123
Термоклин 293
Термоэрозия 123
Террасы речные 177
Течения в озерах 219
— — морях ветровые 330, 333
— — — гравитационные 329
— — — приливные 317, 323, 326
— — — плотностные 62, 333
— — — фрикционные 329, 330
— — реках 159
Типы болот 257
— водохранилищ 242
— озер 203, 205, 223, 230
— ледников 84
— морей 270
— морских льдов 301
— подземных вод 99, 105
— рек 128, 140, 153
Толчая 309
Торосы 299
Торфяник 255
Точки амфидромические 327
Транспирация 44, 142
Трансформация паводка 164
— водных масс 236, 345
Трение приливное 324
Трещины в леднике 88
Тыл таяния 139

Удлинение устьевое 192
Уклон водной поверхности продольный 52, 136
— — — поперечный 164
— поверхности бассейна 131
— реки 136
Уплотнение вод при смешении 297
Уравнение водного баланса 44
— — — болота 262
— — — грунтовых вод 115, 117
— — — озера 208
— движения воды 43, 54
— теплового баланса 42, 47
Уровень воды 149, 214, 341
— подпорный 178, 245
— тяготения 211
Устойчивость вод вертикальная 56, 295
— речного русла 178
Устье реки 132, 188

Фазы водного режима реки 150
Фарватер 134
Фильтрация 111
Фиорд 272
Фирн 86
Фитопланктон 77, 349

Формула Быдина 184
— Лагранжа — Эри 220, 323
— Пуазейля 57
— Шези 56, 114, 161
Фотосинтез 60, 73, 305
Фракции наносов 166
Фронт волны 309, 313, 314
— гидрологический 236, 337, 345
— таяния 139

Характеристики водного режима 8
— гидрологические 8
— гидробиологические 9
— гидрофизические 9
— гидрохимические 9
— ледового режима 8
— режима наносов 9
— теплового режима 8
Хионосфера 83
Хлорность воды 282
Хребты срединно-океанические 275

Цвет воды 303
«Цветение» воды 233, 249
Циркуляция в речном потоке 163
— вертикальная 57, 227
— геострофическая 335
Цунами 314

Число Рейнольдса 48
— Фруда 49

Шельф 274, 349
Ширина бассейна реки 130
— озера 206
— реки 134
Шкала цветности 304
Шуга 183, 299
Шугоход 183

Экватор термический 286
Экспертиза экологическая 354
Электропроводность воды 39, 382
Эллипсоид прилива 321
Энергия волны 310
— кинетическая 50
— потенциальная 50
Эпилимнион 224
Эрозия 165, 172
Эстуарий 189
— «обратный» 57
Эхолот 307

Явления ледовые 182
Язык ледника 88

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	6
1. Вода в природе и жизни человека	6
2. Водные объекты. Понятие о гидросфере	7
3. Гидрологический режим и гидрологические процессы	8
4. Науки о природных водах	10
5. Методы гидрологических исследований	13
6. Использование природных вод и практическое значение гидрологии	15
7. Краткие сведения из истории гидрологии	17
Глава 1. Химические и физические свойства природных вод	23
1.1. Вода как вещество, ее молекулярная структура и изотопный состав	23
1.2. Химические свойства воды. Вода как растворитель	25
1.3. Физические свойства воды	28
1.3.1. Агрегатные состояния воды и фазовые переходы	28
1.3.2. Плотность воды	31
1.3.3. Тепловые свойства воды	35
1.3.4. Некоторые другие физические свойства воды	37
Глава 2. Физические основы гидрологических процессов	41
2.1. Фундаментальные законы физики и их использование при изучении водных объектов	41
2.2. Водный баланс	43
2.3. Баланс содержащихся в воде веществ	45
2.4. Тепловой баланс	46
2.5. Основные закономерности движения природных вод	47
2.5.1. Классификация видов движения воды	47
2.5.2. Расход, энергия, работа и мощность водных потоков	50
2.5.3. Силы, действующие в водных объектах	51
2.5.4. Уравнение движения водного потока	54
2.6. Вертикальная устойчивость вод	56
Глава 3. Круговорот воды в природе и водные ресурсы Земли	58
3.1. Вода на земном шаре	58
3.2. Круговорот тепла на земном шаре и роль в нем природных вод	61
3.3. Круговорот воды на земном шаре	64
3.4. Круговорот содержащихся в воде веществ	72
3.5. Влияние гидрологических процессов на природные условия	75
3.6. Водные ресурсы земного шара, континентов и СССР	79
Глава 4. Гидрология ледников	82
4.1. Происхождение ледников и их распространение на земном шаре	82
4.2. Типы ледников	84

4.3. Образование и строение ледников	86
4.4. Питание и абляция ледников, баланс льда и воды в ледниках	88
4.5. Режим и движение ледников	92
4.6. Роль ледников в питании и режиме рек. Практическое значение горных ледников	95
Глава 5. Гидрология подземных вод	99
5.1. Происхождение подземных вод и их распространение на земном шаре	99
5.2. Физические и водные свойства грунтов. Виды воды в порах грунтов	100
5.2.1. Физические свойства грунтов	100
5.2.2. Виды воды в порах грунта	101
5.2.3. Водные свойства грунтов	103
5.3. Классификация подземных вод. Типы подземных вод по характеру залегания	105
5.3.1. Классификация подземных вод	105
5.3.2. Воды зоны аэрации. Почвенные воды, верховодка, капиллярная зона	107
5.3.3. Воды зоны насыщения. Грунтовые воды	108
5.3.4. Артезианские и глубинные воды	109
5.3.5. Другие типы подземных вод	110
5.4. Движение подземных вод	110
5.5. Водный баланс и режим подземных вод	114
5.5.1. Водный баланс подземных вод	114
5.5.2. Водный режим зоны аэрации	116
5.5.3. Режим грунтовых вод	116
5.6. Взаимодействие поверхностных и подземных вод. Роль подземных вод в питании рек. Некоторые природные проявления подземных вод	120
5.7. Практическое значение и охрана подземных вод	123
Глава 6. Гидрология рек	126
6.1. Реки и их распространение на земном шаре	127
6.2. Типы рек	128
6.3. Морфология и морфометрия реки и ее бассейна	128
6.3.1. Водосбор и бассейн реки	128
6.3.2. Морфометрические характеристики бассейна реки	130
6.3.3. Физико-географические и геологические характеристики бассейна реки	131
6.3.4. Река и речная сеть	132
6.3.5. Долина и русло реки	133
6.3.6. Продольный профиль реки	135
6.4. Питание рек	137
6.4.1. Виды питания рек	137
6.4.2. Классификация рек по видам питания	140
6.5. Расходование воды в бассейне реки	141
6.6. Водный баланс бассейна реки	144
6.6.1. Уравнение водного баланса бассейна реки	144
6.6.2. Структура водного баланса бассейна реки	146
6.7. Водный режим рек	146
6.7.1. Виды колебаний водности рек	146
6.7.2. Фазы водного режима рек. Половодье, паводки, межень	150
6.7.3. Типовой гидрограф реки. Расчленение гидрографа по видам питания	151
6.7.4. Классификация рек по водному режиму	153
6.8. Речной сток	154
6.8.1. Составляющие речного стока	154
6.8.2. Факторы и количественные характеристики стока воды	156
6.8.3. Пространственное распределение стока воды на территории СССР	158
6.9. Движение воды в реках	159
6.9.1. Распределение скоростей течения в речном потоке	159
6.9.2. Динамика речного потока	160

6.9.3. Закономерности трансформации паводков	164
6.10. Движение речных наносов	165
6.10.1. Происхождение, характеристики и классификация речных наносов	165
6.10.2. Движение влекомых наносов	167
6.10.3. Движение взвешенных наносов	169
6.10.4. Сток наносов	169
6.11. Руслвые процессы	172
6.11.1. Физические причины и типизация русловых процессов	172
6.11.2. Микроформы речного русла и их изменения	173
6.11.3. Мезоформы речного русла и их изменения	174
6.11.4. Макроформы речного русла и их изменения	175
6.11.5. Деформации продольного профиля русла	176
6.11.6. Устойчивость речного русла	178
6.12. Термический и ледовый режим рек	179
6.12.1. Тепловой баланс участка реки	179
6.12.2. Термический режим рек	180
6.12.3. Ледовые явления	182
6.13. Основные черты гидрохимического и гидробиологического режима рек	185
6.13.1. Гидрохимический режим рек	185
6.13.2. Гидробиологические особенности рек	187
6.14. Устья рек	188
6.14.1. Факторы формирования, классификация и районирование устьев рек	188
6.14.2. Особенности гидрологического режима устьевого участка реки	191
6.14.3. Особенности гидрологического режима устьевого взморья	192
6.15. Народнохозяйственное значение рек. Влияние хозяйственной деятельности на режим рек	193
6.15.1. Народнохозяйственное значение рек и типизация хозяйственных мероприятий, влияющих на речной сток	193
6.15.2. Влияние на речной сток хозяйственной деятельности на поверхности речных бассейнов	194
6.15.3. Влияние на речной сток хозяйственной деятельности, связанной с непосредственным использованием речных вод	197
6.15.4. Антропогенное изменение стока рек	200
Глава 7. Гидрология озер	202
7.1. Озера и их распространение на земном шаре	202
7.2. Типы озер	203
7.3. Морфология и морфометрия озер	205
7.4. Водный баланс озер	208
7.4.1. Уравнение водного баланса озера	208
7.4.2. Структура водного баланса озера	211
7.4.3. Внешний водообмен озера	214
7.5. Колебания уровня воды в озерах	214
7.6. Течения, волнения и перемешивания в озерах	219
7.7. Термический и ледовый режим озер	221
7.7.1. Тепловой баланс озер	221
7.7.2. Термическая классификация озер	223
7.7.3. Термический режим озер в условиях умеренного климата	223
7.7.4. Ледовые явления на озерах	228
7.8. Основные особенности гидрохимических и гидробиологических условий, донные отложения озер	230
7.8.1. Гидрохимические характеристики озер	230
7.8.2. Гидробиологические характеристики озер	232
7.8.3. Наносы и донные отложения в озерах	234
7.9. Водные массы озер	234
7.10. Влияние озер на речной сток. Использование озер в народном хозяйстве	237

Глава 8. Гидрология водохранилищ	240
8.1. Назначение водохранилищ и их размещение на земном шаре	240
8.2. Типы водохранилищ	242
8.3. Основные характеристики водохранилищ	244
8.4. Водный режим водохранилищ	245
8.5. Термический и ледовый режим водохранилищ	248
8.6. Гидрохимический и гидробиологический режим водохранилищ	248
8.7. Заиление водохранилищ и переформирование их берегов	249
8.8. Водные массы водохранилищ	251
8.9. Влияние водохранилищ на речной сток и окружающую природную среду	251
Глава 9. Гидрология болот	255
9.1. Происхождение болот и их распространение на земном шаре	255
9.2. Типы болот	257
9.3. Строение, морфология и гидрография торфяных болот	258
9.4. Развитие торфяного болота	261
9.5. Водный баланс и гидрологический режим болот	262
9.6. Влияние болот и их осушения на речной сток. Практическое значение болот	265
Глава 10. Гидрология океанов и морей	269
10.1. Мировой океан и его части. Классификация морей	269
10.2. Происхождение, строение и рельеф дна Мирового океана. Донные отложения	273
10.2.1. Происхождение ложа океана	273
10.2.2. Рельеф дна Мирового океана	273
10.2.3. Донные отложения	276
10.3. Водный баланс Мирового океана	278
10.4. Солевой состав и соленость вод океана	280
10.4.1. Солевой состав вод океана	281
10.4.2. Соленость морской воды и ее определение	282
10.4.3. Распределение солености	283
10.5. Термический режим Мирового океана	286
10.5.1. Тепловой баланс Мирового океана	286
10.5.2. Распределение температуры	288
10.6. Плотность вод и их перемешивание	293
10.6.1. Факторы, определяющие плотность морской воды	293
10.6.2. Распределение плотности	294
10.6.3. Вертикальная устойчивость и перемешивание вод	295
10.7. Морские льды	297
10.7.1. Ледообразование в море	298
10.7.2. Физические свойства морского льда	299
10.7.3. Движение льдов	301
10.7.4. Классификация морских льдов	301
10.7.5. Ледовитость океанов и морей	302
10.8. Оптические свойства морской воды	303
10.9. Акустические свойства морской воды	305
10.10. Волнение	307
10.10.1. Волны зыби	308
10.10.2. Ветровые волны	310
10.10.3. Деформация волн у берега	312
10.10.4. Волны цунами	314
10.10.5. Внутренние волны	316
10.11. Приливы	317
10.11.1. Основные элементы приливов	317
10.11.2. Приливообразующая сила	319
10.11.3. Статическая и динамическая теории приливов	321
10.11.4. Строение приливной волны и орбиты частиц. Приливные течения	323

10.11.5. Деформация приливной волны у берега	324
10.11.6. Разложение уравнения приливной волны. Гармонические постоянные. Таблицы приливов	325
10.11.7. Приливы в ограниченном водоеме. Сейши	328
10.12. Морские течения	329
10.12.1. Силы, формирующие течения. Классификация морских течений	329
10.12.2. Теория ветровых течений	330
10.12.3. Плотностные течения	333
10.12.4. Циркуляция вод в Мировом океане	335
10.13. Уровень океанов и морей	340
10.13.1. Кратковременные колебания уровня	341
10.13.2. Сезонные колебания уровня	342
10.13.3. Долговременные изменения уровня	343
10.14. Водные массы океана	344
10.14.1. Основы учения о водных массах.	344
10.14.2. Основы T, S -анализа водных масс	346
10.14.3. Водные массы Мирового океана	347
10.15. Ресурсы Мирового океана и их использование	348
Заключение	352
Литература	355
Предметный указатель	357