



В. Н. Михайлов,
С. А. Добролюбов

ГИДРОЛОГИЯ

Учебник



В. Н. Михайлов, С. А. Добролюбов

ГИДРОЛОГИЯ

Учебник для вузов

*Рекомендовано Ученым советом географического факультета
Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова
в качестве учебника для студентов, обучающихся
по географическим специальностям*



**Москва
Берлин
2017**

УДК 55(075)
ББК 26.22я7
М69

Рецензенты:

кафедры гидрологии суши и океанологии факультета
географии и геоэкологии Санкт-Петербургского
государственного университета, доктор географ. наук
Заслуженный деятель науки РФ *К. С. Лосев*.

Михайлов, В. Н.

М69 Гидрология : учебник для вузов / В. Н. Михайлов,
С. А. Добролюбов. – М. ; Берлин : Директ-Медиа,
2017. – 752 с.

ISBN 978-5-4475-4463-8

В учебнике изложены основы гидрологии – науки, изучающей природные воды Земли и закономерности процессов в них, протекающих во взаимодействии с атмосферой, литосферой, биосферой и под влиянием хозяйственной деятельности. Рассмотрены основные химические и физические свойства природных вод, физические закономерности гидрологических процессов, круговорот воды на Земле. Описаны особенности гидрологических процессов в водных объектах разных типов – ледниках, подземных водах, реках, озерах, водохранилищах, болотах, океанах и морях. Приведены сведения о водных ресурсах земного шара, материков, России. Большое внимание уделено современным глобальным изменениям климата и гидросферы; приведены и проанализированы новые данные об антропогенных изменениях режима рек, озер, морей; изложены современные проблемы рационального использования и охраны водных ресурсов. Учебник предназначен для студентов, обучающихся по географическим специальностям. Может использоваться в вузах, готовящих студентов по специальностям «Водный транспорт», «Водное хозяйство», «Гидромелиорация» и др.

УДК 556:556.5:551.46
ББК 26.22я7

ISBN 978-5-4475-4463-8

© Михайлов В. Н., Добролюбов С. А., текст, 2017
© Издательство «Директ-Медиа», оформление, 2017

Предисловие

Начало XXI века характеризуется возрастанием роли природных вод в жизни человеческого общества, вступившего в эпоху обостряющихся продовольственного, энергетического и экологического кризисов. Преодоление этих кризисов или минимизация их негативных последствий возможны лишь при изменении отношения людей к бесценному природному богатству Земли – ее водам и в особенности к ресурсам пресных вод.

Недостаток продовольствия, особенно в развивающихся странах, может быть восполнен путем расширения площадей орошаемых земель и более экономного использования пресных вод. Важным фактором в решении продовольственных задач может стать также более широкое использование огромных биологических ресурсов водных объектов суши, а главное – Мирового океана.

Преодоление энергетического кризиса во многом будет связано с более рациональным использованием вод в тепловой энергетике и при добыче нефти, а также с непосредственным использованием энергии движущейся воды (средние и малые гидроэлектростанции на реках, гидроаккумулирующие электростанции, приливные электростанции, установки, использующие энергию морских волн и др.).

Роль воды в решении экологических проблем трудно переоценить. Пресная вода – один из главных факторов, обеспечивающих благоприятные экологические условия для развития почвенно-растительного покрова и животного мира, для сохранения биоразнообразия, для создания оптимальных условий жизни людей.

В то же время вода может наносить и ущерб природе и человеку (катастрофические наводнения, вы-

званные паводками и ледяными заторами на реках, штормовыми нагонами и цунами на морских побережьях; разрушительные подвижки ледников и сели; распространение загрязняющих веществ речными потоками и морскими течениями после аварий и др.).

В настоящее время ухудшение экологической обстановки во многих регионах мира обусловлено либо недостатком пресных вод, либо нерациональным их использованием. Поэтому решение комплексных задач охраны природы невозможно без учета водного фактора.

Нерешенность многих социальных и экономических проблем как в региональном, так и в национальном и глобальном масштабе из-за объективных условий – недостатка природных вод или вследствие нерационального их использования – заставляет говорить о реальной угрозе водного кризиса на планете. К этому необходимо добавить происходящие в настоящее время изменения климатических условий на Земле, вызванные как естественными причинами, так и хозяйственной деятельностью человека. Глобальное потепление климата подтверждается как данными наблюдений, так и модельными оценками. Это потепление сопровождается изменением атмосферных осадков и нарушением режима природных вод – увеличением стока рек в одних регионах и уменьшением в других, таянием ледников, деградацией многолетней мерзлоты, повышением уровня Мирового океана и др. Планирование социально-экономического развития общества невозможно без учета и этих важных природных процессов.

Таким образом, одновременно с возрастанием роли водного фактора в социально-экономическом развитии человеческого общества увеличивается и значение гидрологических знаний в деятельности специалистов,

работающих как в сфере практического использования и охраны водных ресурсов, так и в области наук о Земле и, в первую очередь, географии.

Специалист-географ широкого профиля (вне зависимости от своей узкой специальности) должен хорошо представлять место и роль воды в природе и водных ресурсов в экономике, сущность гидрологических процессов и их вклад в формирование как природного облика всей Земли, так и отдельных ландшафтов, должен владеть системой основных научных знаний и методов исследований в области гидрологии, уметь приложить гидрологические знания к другим разделам географии.

Такие задачи помогает решить включенная в действующие учебные планы географических факультетов университетов дисциплина «Гидрология» (ранее эта дисциплина носила название «Общая гидрология»).

Главная цель дисциплины «Гидрология» в соответствии с ее официальной программой¹ заключается в ознакомлении студентов географических факультетов университетов с системой основных научных знаний и методов исследования в области гидрологии.

Основные задачи дисциплины «Гидрология» заключаются в следующем:

1. Дать представление о наиболее общих закономерностях процессов в гидросфере, показать взаимосвязь гидросферы с атмосферой, литосферой, биосферой. Познакомить студентов с основными закономерностями географического распространения водных объектов разных типов: ледников, подземных

¹ Программа дисциплины «Гидрология». Учебно-методические материалы по направлению 021000 – География. Учебно-методическое Объединение по классическому университетскому образованию. Учебно-методический Совет по географии. М.: 2011. С. 102–114.

вод, рек, озер, водохранилищ, болот, океанов и морей, с их основными географо-гидрологическими особенностями.

2. Показать сущность основных гидрологических процессов в гидросфере в целом и в водных объектах разных типов с позиций фундаментальных законов физики.

3. Дать представление об основных методах изучения водных объектов.

4. Показать практическую важность географо-гидрологического изучения водных объектов и гидрологических процессов для экономики и для решения задач охраны природы.

Курс «Гидрология» обычно читается студентом географических факультетов университетов в первый год их обучения, т. е. в большинстве случаев еще до окончательного выбора студентами узкой специальности. Лекционный курс «Гидрология» полезен всем будущим географам вне зависимости от их профессиональных интересов, так как носит общеобразовательный характер и знакомит студентов с гидрологией как важной части физической географии и с ролью вод в разнообразных природных процессах и разных сферах человеческой деятельности. Особенно важны гидрологические знания для будущих метеорологов и климатологов, геоморфологов, гляциологов и мерзловедов, так как без таких знаний невозможно изучение, например, теплового и водного баланса и режима атмосферы, формирования речных долин, русел рек, оврагов, морских берегов, изменений ледников и многолетней мерзлоты. Для студентов, которые будут учиться по специальностям гидрология суши или океанология, курс «Гидрология» будет служить основой при изучении всей сложной системы учебных дисциплин по различным (включая специальные) разделам наук гидрологического цикла.

Автор первой программы дисциплины «Гидрология» профессор географического факультета Московского государственного университета (МГУ) – В.Н. Михайлов, на протяжении 26 лет (с 1978 по 2003 г.) читавший курс сначала «Общая гидрология», а затем «Гидрология». Им также разработаны концепция, структура и предложения по содержанию учебника по дисциплине «Гидрология» для студентов географических факультетов университетов.

Такой учебник и впервые с таким названием был подготовлен профессорами географического факультета МГУ гидрологом В.Н. Михайловым и океанологом С.А. Добролюбовым и издан в 2005 г. в рамках серии «Классический университетский учебник» (Гидрология. М.: Высшая школа. 2005. 463 с. Объем 28,42 п. л. Тираж 3000 экз.).

Учебник получил одобрение специалистов, был востребован в университетах не только России, но и некоторых стран СНГ. Учебник дважды переиздавался: Второе и третье издания вышли в свет в 2007 и 2008 гг.

В подготовленном авторами новом издании учебника «Гидрология» помимо некоторых уточнений и исправлений сделаны важные добавления:

1. Учтены произошедшие за последнее время заметные изменения в гидросфере Земли, обусловленные глобальным потеплением климата и его последствиями (таянием горных и покровных ледников, деградацией многолетней мерзлоты, повышением уровня Мирового океана и связанных с ним морей, изменением термического, ледового и солевого режима океанов, морей и озер), изменением режима многих рек, озер и некоторых морей, вызванным водохозяйственными мероприятиями в речных бассейнах.

2. Специально рассмотрены результаты последних исследований режима водных объектов (рек, озер,

водохранилищ, морей) и водных ресурсов России, включая оценки их возможных изменений в будущем.

3. Отражены результаты наиболее важных новых теоретических и методических разработок в области гидрологии суши и океанологии.

Предлагаемое новое издание учебника «Гидрология» предназначено для использования в учебном процессе в университетах при обучении студентов по направлениям *география, экология и природопользование, гидрометеорология*. Он также может быть использован в качестве учебника в вузах, готовящих работников по специальностям *водный транспорт, водное хозяйство, гидро-мелиорация* и др.

Учебник начинается разделами, посвященными общим проблемам гидрологии: типизации водных объектов, основным химическим и физическим свойствам природных вод, физическим основам гидрологических процессов, их взаимосвязи с природной средой, водно-экологическим проблемам. 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.

В предлагаемом новом издании учебника большое 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 экономики. Сделан акцент на экологических аспектах гидрологии как науки, на проблемах охраны природы, защите водных объектов от истощения и загрязнения. В учебнике с современных позиций дается характеристика процессов в различных водных объектах с учетом результатов последних отечественных и зарубежных исследований.

При написании учебника авторы учли свой личный опыт в изучении водных объектов и происходящих в них гидрологических процессов: В.Н. Михайлов – рек и их устьев, озер и ледников, С.А. Добролюбов – океанов и морей.

Главы 4–9 учебника написаны В.Н. Михайловым, глава 10 – С.А. Добролюбовым, Введение, главы 1–3 и Заключение – обоими авторами совместно.

Авторы искренне благодарны за конструктивные советы и замечания по рукописи учебника официальным рецензентам: кафедрам гидрологии суши и океанологии Санкт-Петербургского государственного университета и доктору географических наук К.С. Лосеву.

Авторы очень признательны за полезные советы своим коллегам по географическому и геологическому факультетам МГУ профессорам Н.И. Алексеевскому, В.А. Всеволожскому, В.М. Евстигнееву, В.С. Савенко, К.К. Эдельштейну.

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, грунты 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 взвешенные и растворенные вещества, совершает работу. Вода, благодаря своей подвижности, играет важнейшую роль в обмене веществом и энергией между геосферами и различными географическими объектами.

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. РОЛЬ ВОДЫ В ПРИРОДЕ И ОБЩЕСТВЕ

Известный российский 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 паробразного

состояния, ее вездесущности в верхней части планеты – ею проникнуто и охвачено»².

Антуану де Сент-Экзюпери принадлежат о воде такие слова: «Вода! У тебя нет ни вкуса, ни цвета, ни запаха, тебя не опишешь, тобой наслаждаешься, не понимая, что ты такое. Ты не просто необходима для жизни, ты и есть жизнь... Ты – величайшее в мире богатство...»³.

Вода используется человеком не только как необходимое средство жизнедеятельности (питьевая вода, вода в составе растительных или животных продуктов питания). Современная экономика основана 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, региональном и национальном масштабах ни продовольственный, ни энергетический кризисы.

Вода – важнейший компонент многих экосистем, причем не только водных (пресноводных, морских), но и наземных. Поэтому наличие воды – непереносимое условие поддержания экологического равновесия и биоразнообразия как в водных объектах, так и на суше.

Хотя вода на Земле в целом – это в основном возобновляемый природный компонент, водные ресурсы в отдельных регионах подвержены антропогенному истощению и загрязнению. Вода – бесценное

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

³ Антуан де Сент-Экзюпери. Планета людей // В сб. Избранное. М.: 1964. С. 275.

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 и в верхних слоях земной коры, обладающих определенным гидрологическим режимом.*

По строению, гидрологическим особенностям и экологическим условиям водные объекты на Земле подразделяют на три группы: 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 укладывающихся в понятие водотоков и водоемов, составляют особые водные объекты – горные и покровные ледники и подземные воды (например, водоносные горизонты грунтовых вод, артезианские бассейны).

По положению на планете перечисленные водные объекты можно также подразделить на три группы: *поверхностные водные объекты суши* (реки озера, водохранилища, болота, ледники); *океаны и моря; подземные водные объекты.*

Водные объекты могут быть постоянными и временными (пересыхающими).

Многие водные объекты обладают *водосбором*, под которым понимается *часть земной поверхности и толщи почв, грунтов и горных пород, откуда вода поступает к данному водному объекту.* Водосборы имеются у всех океанов, морей, озер, рек. Граница между смежными водосбора-

ми называется *водоразделом*. Различают *поверхностный (орографический)* и *подземный водоразделы*.

Под *гидрографической сетью* обычно понимают *совокупность водотоков и водоемов* в пределах какой-либо территории. Однако правильнее гидрографической сетью считать *совокупность всех водных объектов, находящихся на земной поверхности в пределах данной территории* (включая ледники). Часть гидрографической сети, представленная водотоками (реками, ручьями, каналами), называется *руслевой сетью*, а состоящая только из крупных водотоков – рек – *речной 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, водных объектов суши (рек, озер, болот, включая снежный покров и ледники), а также подземных вод*. 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 *поверхностные 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 в живых организмах. 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 жидкой воды (а также снега и 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 основные:

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, км³), 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 термического 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 ото льда), толщина ледяного покрова, сплоченность льдов и т. д.

4. *Характеристики режима наносов*: содержание (концентрация) в воде взвешенных наносов или мутность

воды (s , кг/м³), расход наносов (R , кг/с), распределение наносов по фракциям (крупности) и т. д.

5. *Характеристики формы и размера водного объекта*: его площадь (F , м², км²), длина (L , м, км), ширина (B , м, км), глубина (h , м), объем воды в объекте (V , м³, км³) и т. д.

Кроме того, к числу гидрологических обычно 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, загрязняющих веществ 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 зависит от множества факторов и определяется характером процессов, происходящих в самом водном объекте, его связью с другими водными объектами, атмосферой, литосферой, влиянием хозяйственной деятельности человека 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.* Некоторым аналогом гидрологического режима применительно к атмосфере можно условно считать климат в традиционном понимании этого термина.

Сущность гидрологического режима водных объектов – это изменения 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 разные масштабы. Например, выделяют изменчивость *вековую* (с интервалами времени или периодами, исчисляемыми веками); *многолетнюю* (периоды колебаний – от нескольких до многих десятков лет), *внутригодовую*, или *сезонную* (колебания в течение года), *кратковременную*, имеющую период в несколько суток (например, колебания синоптического масштаба с периодом 3–10 дней), *сутки* (суточная или внутрисуточная изменчивость), *минуты и секунды*. Главные причины вековой и многолетней изменчивости гидрологических характеристик – долгопериодные колебания климата, а также воздействие хозяйственной деятельности человека. Основные причины *внутригодовых (сезонных) изменений* – смена сезонов года; колебаний синоптического масштаба – процессы в атмосфере (перемещение циклонов, антициклонов и атмосферных фронтов), изменчивости *суточного масштаба* – вращение Земли вокруг оси и сопутствующие ему смена дня и ночи и приливы. Природа колебаний самого малого временного масштаба (минуты, секунды) – волны на поверхности воды, макро- и микротурбулентность в водных потоках.

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.

Чтобы познать гидрологические процессы в любом водном объекте необходимо изучить, во-первых, явления, происходящие в водной толще рассматриваемого объекта (перемешивание, формирование температурной и плотностной стратификации, образование внутриводного льда, продуцирование кислорода благодаря жизнедеятельности зеленых растений и т. д.); во-вторых, процессы на твердых границах объекта – его дне и берегах (взаимодействие водного потока и грунтов, размыв грунта или аккумуляция наносов и т. д.); в-третьих, явления, происходящие на водной поверхности объекта – границе раздела вода-воздух (тепло- и газообмен с атмосферой, испарение и конденсация, образование или таяние ледяного покрова, возникновение волн и течений под действием ветра и т. д.); в-четвертых, взаимосвязь водного объекта с его водосбором (условия формирования стока воды, наносов, растворенных веществ, теплоты и т. д.).

4. НАУКИ О ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

Гидрология и ее подразделение. Природные воды на Земле, изучает комплекс наук, объединяемых общим понятием «*гидрология*». Термин «гидрология» образован от греч. Ὑδρολογία (др. – греч. ὕδωρ – «вода» и λόγος – «слово», «учение»). Однако гидрология занимается исследованием не особенностей воды как таковой (физического вещества или химического соединения), а изучением распространения природных вод на Земле, их режима и происходящих в них процессов. 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 1920–1930-х гг.

Гидрология как часть физической географии входит в комплекс наук о Земле.

Гидрологию подразделяют прежде всего на крупные разделы по предмету, направленности и методам исследований. Это – *гидрология водных объектов*, изучающая закономерности гидрологических процессов и явлений в водных объектах разных типов, *гидрография*, занимающаяся изучением и описанием конкретных водных объектов; *прикладная гидрология*, разрабатывающая методы расчета и прогноза различных гидрологических характеристик, а также приемы и методы практического использования гидрологических знаний в разных областях экономики; *гидрометрия*, разрабатывающая методы измерений и наблюдений при изучении природных вод, *специальные разделы гидрологии*, такие, как *физика природных вод* (или *гидрофизика*), *динамика вод* (например, *динамика русловых потоков*, *динамика морских течений*), *химия природных вод* (или *гидрохимия*).

По объектам исследования в гидрологии выделяют три большие части: *гидрологию суши*, или точнее *гидрологию поверхностных вод суши* (часто называемую просто гидрологией), изучающую водные объекты суши – реки, озера, водохранилища, болота, ледники; *гидрологию океанов и морей* (синоним – *физическая океанология*), занимающуюся изучением морских гидрологических процессов и структуры вод океанов и морей; *гидрологию подземных вод*, изучающую воды, находящиеся в верхней части земной коры.

Гидрология суши, в свою очередь, по объектам исследования подразделяется на *гидрологию рек* (устаревшее название – *потамология* (от греч. *ποταμός* – «река»)), *гидрологию озер*, иногда называемую также лимнологией (от греч. *λίμνη* – «озеро») 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 частями 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 считать одновременно и частью гидрологии суши, и частью гляциологии. Гидрологию подземных вод иногда отождествляют с самостоятельной наукой «*гидрогеологией*» – разделом геологии. Однако гидрогеология изучает не только закономерности распространения, залегания и движения подземных вод, но и их роль в геологических процессах, а также условия и возможности хозяйственного использования подземных вод (разведки и добычи). Гидрогеология кроме того

решает разнообразные задачи по инженерно-геологическому обеспечению строительства, мелиорации, разработки месторождений полезных ископаемых и др. Поэтому гидрология подземных вод также может считаться как частью гидрологии суши, так и частью гидрогеологии.

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

Отдельные разделы, выделяемые в гидрологии по предмету направленности и методам исследований, так же, как и гидрология в целом, допускают подразделение по объектам изучения. Так, в рамках гидрографии можно выделить *гидрографию рек*, *гидрографию озер*, *гидрографию океанов и морей*, или *региональную океанологию* 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*. В прикладной гидрологии иногда отдельно выделяют, например, *мелиоративную гидрологию*, *ирригационную гидрологию* и др. 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*; *гидрахимия рек*, *гидрахимия озер* и т. д. Специальные разделы гидрологии входят одновременно разделами в физику и химию.

Необходимо обратить внимание на то, что устоявшаяся и общепринятая классификация разделов гидрологии как науки пока не существует, поэтому в различных научных трудах и учебных пособиях можно встретить довольно существенные различия в названии и толковании содержания отдельных разделов гидрологии.

Гидрология, ее предмет, задачи и связь с другими науками. *Предмет гидрологии как науки – природные воды Земли и процессы, в них происходящие при взаимодействии с атмосферой, литосферой и биосферой и с учетом влияния хозяйственной деятельности человека.*

Задача гидрологии состоит в рассмотрении 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 формировании географической оболочки Земли.

Важной научной задачей гидрологии служит также изучение режима и гидрологических процессов в отдельных речных бассейнах, океанах, морях, озерах, водохранилищах.

Одной из наиболее актуальных и сложных задач гидрологии в последнее время стали исследование влияния современных изменений климата на изменения в гидросфере планеты (Мировом океане, ледниках, водах суши) и разработка их прогноза.

Помимо упомянутых научных задач перед гидрологией стоят и важные практические задачи, например, обеспечение гидрологическими данными различных отраслей экономики: промышленности и энергетики,

сельского, водного, рыбного, коммунального хозяйства, водного транспорта и др., разработка научных основ рационального использования водных объектов и их охраны, а также мероприятий по предотвращению негативного воздействия вод на территории и социально-экономические объекты.

Гидрология, изучающая природные воды, относится к наукам *географическим* и тесно связана с другими физико-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 частей. 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 снега и 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, теплотой и т. д.). Точно так же тесно взаимодействуют гидрология и геоморфология, например, при изучении формирования речных долин и русел, оврагов, морских берегов, речных дельт и т. д. О связи гидрологии и гляциологии уже говорилось выше.

Связана гидрология и с другими естественными науками – *почвоведением, геохимией*.

Гидрология не может продуктивно развиваться без опоры на фундаментальные науки, включая физику, химию, геологию, биологию, математику.

К гидрологии тесно примыкают разделы физики: гидродинамика, гидромеханика, 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, гидрология связана с физикой и химией через специальные разделы гидрологии.

Использование *математики и информатики* в гидрологии идет в нескольких направлениях. Во-первых, широко применяются методы математической обработки данных наблюдений с использованием численных методов анализа, методов математической статистики и теории вероятностей. Во-вторых, применение физических законов в гидрологии требует строгих математических формулировок, использования методов математического моделирования. Наконец, создание баз данных и организация сетевого обмена и обработки данных наблюдений опирается на информатику.

Связана гидрология и с такой сферой деятельности человека, как *техника*. Гидрология широко использует достижения техники при проведении измерений и наблюдений (в том числе и дистанционных), обработке 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 (проведение

гидротехнического строительства на реках и морях, мелиоративных и других водохозяйственных мероприятий и т. п.) не может обойтись без использования гидрологических знаний.

В последнее время проявляется тенденция к «экологизации» многих естественных наук; активно разрабатываются основы *геоэкологии* – комплексной науки, призванной изучать взаимодействие геосфер (т. е. как живой, так и неживой природы) между собой и с человеческим обществом. В рамках геоэкологии начала развиваться *гидроэкология* (*водная* или *аквальная экология*), изучающая экологию водных объектов (рек, озер, морей и др.). Эта комплексная наука должна изучать водные экосистемы – совокупность трех взаимодействующих компонентов – водной среды, водных организмов и человеческого общества. Место гидрологии как науки в гидроэкологии вполне определено – это изучение абиотических компонентов водной среды и их взаимодействия с водной биотой и деятельностью человека. Видимо, имеет право на существование и такая часть гидрологии как *экологическая гидрология* (или *экогидрология*), широко развивающаяся в последние десятилетия за рубежом. Под экологической гидрологией можно понимать те разделы гидрологии, которые имеют непосредственную экологическую направленность и ориентированы на изучение взаимодействия водных объектов и водной среды с водной биотой и человеческой деятельностью.

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.

Для наблюдения за гидрологическими характеристиками в водных объектах широкое применение получили разнообразные измерители течений и зонды, фиксирующие температуру воды и содержание ряда гидрохимических показателей *in situ*, т. е. в точке измерения. Для изучения рельефа дна и измерения глубин на реках, в озерах и морях используют эхолоты и гидролокаторы бокового обзора с фиксацией результатов промеров на компьютере. В последнее время была решена проблема пространственной «привязки» результатов полевых работ с помощью системы глобального позиционирования с помощью спутников.

В последнее время стали широко применяться так называемые *нетрадиционные дистанционные методы наблюдения и измерения с помощью локаторов, аэрокосмические съемки и наблюдения, автономные регистрирующие системы (автоматические гидрологические посты на реках, буйковые станции в океанах)*.

С помощью радиолокаторов ведут наблюдения за дождевыми облаками; этот метод в будущем позволит прогнозировать атмосферные осадки и вызываемые ими дождевые паводки. Огромные возможности дает использование авиации и космических аппаратов для наблюдений за состоянием водных объектов. Так, с помощью установленных на самолетах ИК-радиометров, работающих в инфракрасном диапазоне, можно определять температуру поверхностного слоя океанов, морей и озер. Снимки со спутников позволяют вести наблюдения за замерзанием и вскрытием рек, разливами и наводнениями, ледяными заторами, состоянием ледников, течениями в океане и т. д. Космические снимки помогли оценить влияние недавнего повышения уровня Каспийского моря на морские берега и речные дельты. С помощью космических снимков удалось проследить за развитием катастрофических наводнений в дельте р. Терека летом 2002 и 2005 гг. Только космические снимки позволяют следить за высыханием и деградацией Аральского моря (наземные наблюдения в этом районе практически прекратились). Космические снимки позволяют по цвету поверхности моря определять концентрацию хлорофилла – главной характеристики, отражающей состояние морской экосистемы. В будущем несомненно все большее распространение получат полностью автономные (работающие без участия людей) автоматические установки, ведущие наблюдение за режимом рек, озер, морей, ледников и передающие по радио информацию в центры сбора и анализа данных.

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 изучают 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. Экспериментатор 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 может создать условия для исследований, невозможные 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 *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 моделирования, системного*

анализа, гидролого-географических обобщений, включая гидрологическое районирование и картографирование, геоинформационные технологии.

6. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ ВОД И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГИДРОЛОГИИ

Природные воды давно и интенсивно используются человеком. Развитие человеческого общества неразрывно связано с использованием воды. Индире Ганди принадлежат такие слова: «Цивилизация – это диалог человека с водой». Орошаемое земледелие и современная цивилизация в целом зародились в низовьях и дельтах «великих» рек мира – Янцзы, Хуанхэ, Ганга, Инда, Нила, Тигра и Евфрата, Амударьи. Через реки и моря шло распространение человеческой цивилизации по земному шару. Испокон веков люди выбирали себе места для проживания вблизи воды. Почти все крупнейшие города мира (в том числе и многие столицы государств) расположены на реках, в их устьях, на побережьях морей.

В социальном и экономической развитии многих стран мира водные ресурсы играли и играют в настоящее время весьма важную роль. Велико значение использования природных вод и в развитии экономики нашей страны.

В Водном кодексе Российской Федерации (2006) дано толкования ряда терминов и определений, касающихся использования и охраны водных объектов и водных ресурсов. *Водопользование* определено как использование различными способами водных объектов для удовлетворения потребностей Российской Федерации, субъектов РФ, муниципальных образований, физических и юридических лиц, а *водопользователь* – как физическое или юридическое лицо, которому пред-

ставлено право пользования водным объектом. Под *водоснабжением* понимается подача поверхностных или подземных вод водопотребителям в требуемом количестве и в соответствии с целевыми показателями качества воды, *водопотреблением* – потребление воды из системы водоснабжения, *водоотведением* – любой сброс вод, в том числе сточных и дренажных вод, в водные объекты. *Сточные воды* – это воды, сброс которых в водные объекты осуществляется после их использования или сток которых осуществляется с загрязненной территории; *дренажные воды* – воды, отвод которых осуществляется дренажными сооружениями для сброса в водные объекты.

В Водном кодексе даны также определения, относящиеся к водному хозяйству в целом. *Водное хозяйство* определено как деятельность в сфере изучения, использования и охраны водных объектов, а также предотвращения и ликвидации негативного воздействия вод. *Охрана водных объектов* – это система мероприятий, направленных на сохранение и восстановление водных объектов; *негативное воздействие вод* – это затопление, подтопление, разрушение берегов водных объектов, заболачивание и другое негативное воздействие вод на территории и социально-экономические объекты; *истощение вод* – это постоянное сокращение запасов и ухудшение качества поверхностных и подземных вод. Под *водохозяйственной системой* в Водном кодексе понимается комплекс водных объектов и гидротехнических сооружений, предназначенных для обеспечения рационального использования и охраны водных ресурсов.

Согласно Водному кодексу РФ (2006), по способу использования водных объектов и их водных ресурсов могут быть выделены три вида *водопользования*: 1) с забором (изъятием) водных ресурсов из водных объектов

при условии возврата воды в водные объекты; 2) с забором (изъятием) водных ресурсов из водных объектов без возврата воды в водные объекты; 3) без забора (изъятия) водных ресурсов из водных объектов. Водопользование второго вида (с забором воды, но без ее возврата в водные объекты) возможен лишь на предприятиях с полным замкнутым водооборотом.

На практике возможно и водопользование с забором воды из водного объекта и ее частичным возвратом в него (вариант промежуточный между первыми двумя видами водопользования). К отраслям хозяйства с таким видом водопользования относятся многие отрасли промышленности, сельское хозяйство, коммунальное хозяйство, тепловая и атомная энергетика (здесь вода используется в качестве охладителя). При водопользовании такого вида в водные объекты обычно возвращаются вода в меньшем количестве и (или) худшего качества, чем в водном объекте, из которого она была забрана. К отраслям, использующим водные ресурсы без забора воды из водных объектов (водопользование третьего вида) относятся гидроэнергетика (при сооружении ГЭС непосредственно на реках), водный транспорт, рыбное хозяйство, а также такие виды человеческой деятельности, как водный туризм, водные виды спорта, разные виды рекреации.

Наибольшее количество воды в мире потребляется в сельском хозяйстве – в основном на орошение земель, выращивание урожая, водоснабжение животноводческих ферм. Например, для орошения 1 га рисовых чеков нужно 15–20 тыс. м³ воды в год; на производство 1 кг пшеничного зерна требуется 0,75 м³ воды; на 1 корову нужно до 200 л воды в сутки.

Огромное количество воды потребляется в промышленности. Без воды нельзя получить металл, ткани, бумагу, многие строительные материалы, из-

весть, продукты пищевой промышленности и многое другое. Так, для производства 1 т стали необходимо 20 м^3 воды, 1 т бумаги – до 200 м^3 воды, 1 т никеля – 4000 м^3 воды. Чтобы добыть 1 т нефти нужно не менее 50 м^3 воды. Одна из самых водоемких – текстильная промышленность. Если для производства 1 т хлопчатобумажной ткани нужно в среднем 20 м^3 воды, то для получения такого же количества синтетического волокна – уже $2500\text{--}5000 \text{ м}^3$ воды.

Крупным потребителем воды является тепловая энергетика. При производстве 1 млн кВт электроэнергии на тепловых электростанциях затрачивают $1,2\text{--}1,6 \text{ км}^3$ воды в год. При производстве электроэнергии на атомных электростанциях требуется воды в $1,5\text{--}2$ раза больше.

Большие объемы воды требуются на хозяйственно-питьевое водоснабжение городов и поселков. В крупных городах на одного жителя приходится $300\text{--}600 \text{ л}$ воды в сутки. Город с населением в 1 млн человек потребляет в сутки до 1 млн м^3 воды, т. е. целую реку.

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 от истощения и загрязнения.

Водопотребление в мире. На хозяйственные нужды во всем мире используются огромные объемы воды; причем эти затраты воды неуклонно возрастают.

При оценках водопотребления следует различать два понятия: водопотребление полное и безвозвратное. Под *полным водопотреблением* понимается объем пресной воды, забранной (изъятной) из водных объектов. *Безвозвратное водопотребление* – это разность между объемом забранной (изъятной) воды и объемом воды, возвращенной в водные объекты, т. е. объемом

водоотведения. Потери воды при этом обусловлены главным образом ее испарением в процессе хозяйственного использования и транспортировки. Слово «безвозвратное» надо понимать лишь применительно к использованию вод в пределах конкретной территории, поскольку в действительности в пределах гидросферы потерь воды не происходит: испарившаяся вода выпадет в виде атмосферных осадков где-нибудь далеко от места ее забора. Учесть это практически невозможно.

По данным И.А. Шикломанова (ГГИ, 2008), с 1900 по 1950 г. (50 лет) полное водопотребление в мире возросло с 579 до 1382 км³/год, т. е. в 2,4 раза, а безвозвратное – с 331 до 768 км³/год, т. е. в 2,3 раза. За последующие 59 лет (1950–2000) полное и безвозвратное водопотребление в мире возросло соответственно с 1382 до 3973 км³/год (в 2,8 раза) и с 768 до 2182 км³/год (в 2,8 раза) (табл. В.1).

Распределение полного и безвозвратного водопотребления в мире по отраслям хозяйства разное (табл. В.1). Главные потребители воды – это сельское хозяйство и промышленность. В начале XX в. в мире на эти отрасли приходилось соответственно 89 и 7,5%, а в конце XX в. – 66 и 20% полного водопотребления, что свидетельствует о росте доли водопотребления в процессе промышленного развития стран мира. При этом доля безвозвратных потерь воды в полном водопотреблении в промышленности значительно меньше, чем в сельском хозяйстве. Главные безвозвратные потери воды в мире приходятся на орошаемое земледелие.

Таблица В.1. Водопотребление в мире по отраслям экономики по данным ГГИ (2008).
 В числителе – полное водопотребление, в знаменателе – безвозвратное

Характеристика	Оценка								Прогноз			
									А		Б	
	1900	1940	1950	1960	1970	1980	1990	2000	2010	2025	2010	2025
Население, млн чел	–	–	2542	3029	3603	4410	5285	6181	7113	7877	7113	7877
Площадь орошаемых земель, млн га	47,3	75,9	101	142	169	148	243	264	288	329	286	306
Водопотребление, км ³ /год	<u>513</u> 321	<u>895</u> 586	<u>1080</u> 722	<u>1481</u> 1005	<u>1743</u> 1186	<u>2112</u> 1445	<u>2425</u> 1691	<u>2605</u> 1834	<u>2817</u> 1987	<u>3189</u> 2252	<u>2646</u> 1867	<u>2535</u> 1793
– коммунальное	<u>21,5</u> 4,61	<u>58,9</u> 12,5	<u>86,7</u> 16,7	<u>118</u> 20,6	<u>160</u> 28,5	<u>219</u> 38,3	<u>305</u> 45,0	<u>384</u> 52,8	<u>472</u> 60,8	<u>607</u> 74,1	<u>422</u> 61,0	<u>456</u> 63,0
– промышленное	<u>43,7</u> 4,81	<u>127</u> 11,9	<u>204</u> 19,1	<u>339</u> 30,6	<u>547</u> 51,0	<u>713</u> 70,9	<u>735</u> 78,8	<u>776</u> 87,9	<u>908</u> 117	<u>1170</u> 169	<u>731</u> 97,0	<u>673</u> 225
– водохранилища	0,30	7,00	11,1	30,2	76,1	131	167	208	235	269	208	275
– всего (округлено)	<u>579</u> 331	<u>1088</u> 617	<u>1382</u> 768	<u>1968</u> 1086	<u>2526</u> 1341	<u>3175</u> 1686	<u>3633</u> 1982	<u>3973</u> 2182	<u>4431</u> 2399	<u>5235</u> 2764	<u>4006</u> 2233	<u>3889</u> 2194

Прогностические оценки изменения величин водопотребления в мире на 2010 и 2025 гг. сделаны И.А. Шикломановым (ГГИ, 2008) в двух вариантах (табл. В.1). В сценарии А предполагается, что рост водопотребления в мире будет происходить по аналогии с предшествующими десятилетиями. В сценарии Б (сценарий «устойчивого развития») предполагается, что в перспективе эффективность использования водных ресурсов будет повышена всеми отраслями экономики. Согласно сценарию А, к 2025 г. полное и безвозвратное водопотребление в мире возрастет до 5235 и 2764 км³/год соответственно. По сценарию Б полное водопотребление по сравнению с его объемом в 2000 г. немного уменьшится (до 3889 км³/год), а безвозвратное немного возрастет (до 2194 км³/год). Вклад сельского хозяйства в общем объеме водопотребления незначительно уменьшится, а промышленности и коммунального хозяйства – возрастет. По сценарию А к 2025 г. ожидается увеличение водопотребления в сельском хозяйстве в 1,27 раз, в промышленности в 1,5 раза, в коммунальном хозяйстве в 1,8 раза. Рост полного и безвозвратного водопотребления в мире по сценарию А к 2025 г составит соответственно 12 и 6,5% современных водных ресурсов всех рек мира.

Принято считать, что, если доля полного водопотребления от возобновляемых водных ресурсов, т. е. речного стока, находится в пределах 10–20%, то территория испытывает «умеренный водный стресс», если эта доля составит 20–40%, то следует говорить уже о «средне-высоком водном стрессе». Если же используется больше 40% имеющихся водных ресурсов, то возникнет «высокий водный стресс» и регион будет испытывать заметную нехватку воды. В таких условиях требуются срочные меры по управлению водными ресурсами.

В ряде случаев уже можно говорить и о почти полном исчерпании запасов пресной воды. Дефицит пресной воды создает острые проблемы в разных частях земного шара (например, в ряде районов Азии и Африки). Кое-где речь уже идет о «водном кризисе». Однако если не хватает воды, возникают и более масштабные явления – кризисы и продовольственный, и энергетический, и демографический.

Водопотребление в России. Водопотребление в бывшем СССР росло очень быстро, особенно в послевоенные годы. С 1950 по 1990 г. полное и безвозвратное водопотребление увеличилось соответственно с 95 до 400 км³/год (в 4,2 раза) и с 52 до 226 км³/год (в 4,3 раза). По прогнозу И.А. Шикломанова (1989) к 2000 г. полное и безвозвратное водопотребление в СССР должны были достичь 430–450 и 250–260 км³/год соответственно.

Сравнение структуры водопотребления в бывшем СССР и в США свидетельствует о том, что в 1990 г. доля безвозвратных потерь воды в СССР (56%) была заметно больше, чем в США (24%); доля полного водопотребления в промышленности в США была также заметно больше, чем в СССР.

Распад СССР привел к тому, что в России осталась относительно небольшая доля орошаемых земель бывшего СССР (главная их часть находилась в Средней Азии, Казахстане, на Украине). Кроме того, в 1990-х гг. сказался и спад промышленного и сельскохозяйственного производства, вызванный экономической дестабилизацией. В результате в России объем водопотребления по сравнению с тем, который был и в СССР и в РСФСР, заметно сократился.

Приближенные величины водопотребления в России (полного и по отраслям экономики) по оценкам ГГИ (2008) приведены в табл. В.2. Максимальные

объемы водопотребления в России отмечались с 1975 по 1980 г., когда суммарный водозабор пресных вод достигал 115 км³/год (использовалось при этом около 107 км³/год). В этот период, по оценкам ГГИ, на долю водопотребления в промышленности (включая тепловую энергетику), в сельском и коммунальном хозяйстве приходилось 57, 28 и 10% объема водозабора соответственно.

Таблица В.2. Водопотребление в России (полное и по отраслям экономики) и снижение суммарного водного стока рек в результате хозяйственной деятельности (км³/год) по данным ГГИ (2008)

Характеристика	Оценка					Прогноз	
	1960	1970	1980	1990	2000	2010	2020
Объем водозабора	37	89	104	105	74	65	70
Полное водопотребление	32	82	98	95	65	57	64
Водопотребление:	18	56	62	60	42	38	36
– промышленное							
– сельскохозяйственное, включая орошение	8	14	22	18	8	12	24
– коммунальное	4	7	10	13	14	10	9
Антропогенное снижение стока рек	13	24	39	40	28	28	40

К 1990 г. суммарное водопотребление в России уменьшилось до 105 км³/год, что объясняется в основном уменьшением промышленного водозабора. После 1990 г. произошло интенсивное уменьшение водозабора и использования вод, обусловленные резким сокращением промышленного и сельскохозяйственного производства. Суммарный водозабор в 2005 г., по данным ГГИ (2008), составил 68,9 км³, а объем использованной воды 61,3 км³, что составляет всего около 1,4% суммарного водного стока рек страны, равного 4322 км³/год.

По материалам VII Всероссийского гидрологического съезда (2013), суммарный ежегодный водозабор

из водных объектов на территории России составляет 76,5 км³, а объем использованной воды – 75,9 км³. При этом на долю промышленности, коммунального хозяйства, орошения, сельскохозяйственного водоснабжения приходится 66, 20, 12 и 2% полного водопотребления соответственно.

По этим же оценкам, объем водопотребления уменьшился по сравнению с аналогичной величиной в 1985 г. более чем в два раза. Наиболее заметное снижение водопотребления отмечено до 2005 г. В промышленности ежегодный объем водопотребления сократился с 65 до 36 км³, в сельском хозяйстве – с 28 до 8 км³. В материалах Гидрологического съезда уменьшение водопотребления объясняется прежде всего сокращением производства, а не повышением эффективности водопользования.

По прогнозам ГГИ (2008), к 2020 г. ожидается некоторое увеличение водозабора и полного водопотребления (особенно в сельском хозяйстве).

Как показывают данные табл. В.2, одновременно с изменением водопотребления в России изменялась и величина антропогенного снижения водного стока рек страны.

В 2001 г. в России 56,3 км³ отработанных вод вновь поступило в водные объекты (из них 54,7 км³, или 97% – в поверхностные). Основной объем загрязненных сточных вод, поступающих в водные объекты, дают промышленность (63%) и коммунальное хозяйство (25%).

Водное законодательство в России. Правовые основы использования, охраны и восстановления водных объектов и водных ресурсов в России регулируются Водным кодексом Российской Федерации, принятым Государственной Думой в качестве федерального закона 3 июня 2006 г. В Водном кодексе

названы следующие главные принципы водного законодательства в России: значимость водных объектов в качестве основы жизни и деятельности человека; приоритет охраны водных объектов перед их использованием; сохранение особо охраняемых водных объектов; целевое использование водных объектов; участие граждан и общественных объединений в решении вопросов, касающихся водных объектов; равный доступ физических и юридических лиц к приобретению права использования водными объектами и приобретения их в собственность; регулирование водных отношений в границах бассейновых округов (бассейновый подход); гласность в осуществлении водопользования; комплексное использование водных объектов; платность использования водных объектов; экономическое стимулирование охраны водных объектов.

Водные объекты в зависимости от особенностей их режима, физико-географических и морфометрических особенностей подразделены на поверхностные (моря и их части, водотоки, включая реки ручьи, каналы, водоемы, включая озера, пруды, водохранилища, обводненные карьеры, а также болота, ледники и снежники); подземные (бассейны подземных вод, водоносные горизонты). Эта типизация водных объектов практически совпадает с той, которая принята в гидрологии (см. выше).

Согласно Водному кодексу, участниками водных отношений являются Российская Федерация, субъекты РФ, муниципальные образования, физические и юридические лица. Все водные объекты находятся в федеральной собственности за исключением прудов и обводненных карьеров, которые могут находиться в собственности субъекта РФ, муниципального образования, физического и юридического лица. Физические

и юридические лица приобретают право пользования водными объектами на основании *договора водопользования*.

В Водном кодексе в качестве основных единиц управления в области использования и охраны водных объектов в РФ учреждены *бассейновые округа*. Всего их 20: Балтийский, Баренцево-Беломорский, Двинско-Печерский, Днепровский, Донской, Кубанский, Западно-Каспийский, Верхневолжский, Окский, Камский, Нижневолжский, Уральский, Верхнеобский, Иртышский, Нижнеобский, Ангаро-Байкальский, Енисейский, Ленский, Анадыро-Колымский, Амурский. В целях обеспечения рационального использования и охраны водных объектов в каждом бассейновом округе созданы *бассейновые советы*.

В Водном кодексе большое внимание уделено требованиям к использованию водных объектов и их охране, а также правам и обязанностям собственников водных объектов и водопользователей.

В Водном кодексе предусмотрена организация *Государственного мониторинга водных объектов*, т. е. системы наблюдений, оценки и прогноза изменений состояния водных объектов, как части мониторинга окружающей среды. Мониторинг водных объектов должен включать: регулярные наблюдения за состоянием водных объектов, количественными и качественными показателями водных ресурсов; сбор, обработку и хранение данных наблюдений; внесение полученных сведений в *Государственный водный кадастр (ГВК)*; оценку и прогнозирование состояния водных объектов.

Водный кодекс предусматривает создание *Государственного водного реестра*, представляющего собой систематизированный свод документированных сведений о водных объектах страны. Этот реестр создается в целях информационного обеспечения комплексного

использования и охраны водных объектов, а также в целях планирования и разработки мероприятий по предотвращению негативного воздействия вод и ликвидации его последствий.

Водным кодексом также определены цели, содержание и порядок разработки, утверждения и реализации *Схем комплексного использования и охраны водных объектов*. Такие схемы разрабатываются для отдельных речных бассейнов и должны стать основой осуществления водохозяйственных мероприятий и мероприятий по охране водных объектов.

Практическое значение гидрологии. Независимо от того, идет ли речь о разных водопользователях, эксплуатация водных ресурсов, оценка возможности и эффективности их использования невозможны без научного обоснования и соответствующих исследований. Поэтому в рациональном освоении водных ресурсов важная роль принадлежит гидрологии. Гидрологи обеспечивают 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 водного объекта, из которого осуществляется водозабор.

Любое строительство на берегах рек (набережных, причалов и др.), а также сооружение мостов, переходов трубопроводов и линий высоковольтных электропередач (ЛЭП) через реки требует знания об уровнях воды, ледовых явлениях, скоростях течения, русловых процессах (размыве или намыве дна и берегов). Любое строительство на берегах морей или в прибрежной зоне, например, сооружение свайных платформ для

добычи нефти на шельфе, невозможно без учета данных о волнении, ледовых явлениях и других характеристиках морского режима. Предоставить такие данные проектировщикам и строителям могут только гидрологи.

Речной водный транспорт нуждается в сведениях об уровнях воды, скоростях течения, ледовых явлениях, русловых процессах. Заметим, что изучение режима многих рек России началось именно в связи с их использованием для судоходства. Морскому транспорту требуются данные о морских течениях, ледовом режиме и волнении. Океанологи нередко снабжают моряков сведениями о так называемых «рекомендуемых курсах», позволяющих пересечь океан наиболее быстро и безопасно.

Гидроэнергетика нуждается в данных о современных и ожидаемых колебаниях стока воды, рыбное хозяйство – в сведениях о физико-химических характеристиках воды (температуре, солености, содержании кислорода и т. д.).

Гидрологические исследования необходимы не только для удовлетворения запросов водопользователей. Велика их роль и в решении такой проблемы, как защита населенных пунктов и земель от наводнений (причем не только на реках, но и в приморских районах). Особую актуальность приобретают исследования и прогнозы наводнений на реках, вызванных дождевыми паводками или ледяными заторами, а в устьях рек и в прибрежных морских районах – штормовыми нагонами и волнами цунами.

Велика роль гидрологов в разработке кратко-, средне- и долгосрочных прогнозов состояния водных объектов (рек, озер, морей).

Важна роль гидрологии и в решении проблем охраны природы, при разработке мероприятий по

защите водных объектов от истощения и загрязнения. Гидрологи ведут контроль за состоянием качества воды, разрабатывают приемы прогноза распространения загрязняющих веществ, например, «нефтяных пятен» после аварий танкеров на реках и в морях.

7. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ ИСТОРИИ ГИДРОЛОГИИ

Развитие гидрологических знаний всегда стимулировалось, во-первых, извечным стремлением людей познать неизвестное, в частности, законы природы, а, во-вторых, практическими потребностями.

Первые примитивные гидрологические наблюдения 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 80–100 лет назад. И большинство крупных достижений в гидрологии было сделано совсем недавно, причем именно для решения конкретных и важных в хозяйственном отношении проблем.

История гидрологии суши. В глубокой древности жизнь людей вблизи воды, особенно если эта вода использовалась ими для орошения полей, во многом зависела от режима водных объектов. Люди были вынуждены 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 примитивных гидрологических постов.

Вместе с развитием начал других наук в Древней Греции возникли и некоторые гидрологические представления. Древнегреческий философ Фалес считал,

что в основе всех явлений лежит «влажная природа», т. е. вода: все возникает из воды и в нее превращается. Другой древнегреческий философ-материалист Гераклит полагал, что в основе всего сущего лежит круговорот веществ (стихий) – огня, воздуха, воды и земли. Гераклиту принадлежит знаменитый образ реки, в которую нельзя войти дважды, поскольку она все время изменяется. Гидрологические явления вызывали большой интерес древнегреческого историка и путешественника Геродота. Он провел первые исследования древнего Нила и Дуная (Истра). К воде проявляли интерес и другие мыслители Древней Греции – Платон и Аристотель (они задумывались 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 течения. 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 в гидрологических знаниях приходится на XVII в. Гидрологическими явлениями интересовался французский философ и математик Рене 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 французский физик Эдм Мариотт. Оценку роли испарения в гидрологических процессах впервые сделал английский геофизик и астроном Эдмунд Галлей, друг и соратник Исаака Ньютона. Галлей первый дал четкое представление о круговороте воды в природе и его приближенную количественную оценку.

XVIII и XIX вв. ознаменовались быстрым развитием гидравлики. Здесь необходимо упомянуть французов Антуана Шези и Анри Дарси, швейцарца Даниила Бернулли (почетного члена Петербургской академии наук), ирландца Роберта 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 с целью использования этих рек для судоходства. 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. Семенова-Тян-Шанского и Н.М. Пржевальского. В конце XIX в. в России были опубликованы крупные обобщающие работы известных естествоиспытателей В.М. Лохтина, Н.С. Леяевского, В.В. Докучаева, А.И. Воейкова, заложившие основы учения о реках.

Широкое развитие гидрологических изысканий и исследований в нашей стране началось в 1920-х гг. прошлого столетия. Эти исследования были направлены на комплексное 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 (ГГИ). В 1920 г. был принят 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, С.Д. Муравейского, 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 1920–1930-е гг.

Во время Великой Отечественной войны гидрологи обеспечивали действующую армию гидрологической информацией о водном и ледовом режиме рек и озер.

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 Днестре и Волге, мелиоративных мероприятий на юге Европейской территории Союза и в Средней Азии, улучшения судоходных условий на Волге и сибирских реках. Помимо перечисленных выше ученых крупный вклад в развитие гидрологии рек внесли Б.А. Аполлов, Б.Д. Зайков, П.С. Кузин, А.К. Давыдов, Г.В. Лопатин, А.В. Огиевский, Д.Л. Соколовский, Г.П. Калинин, М.И. Львович, А.И. Чеботарев, Г.Г. Сванидзе, А.В. Караушев, И.А. Шикломанов и многие другие.

Исследования озер проводились Л.С. Бергом, Г.Ю. Верещагиным, Л.Л. Россолимо, Б.Б. Богословским, А.И. Тихомировым и др. В изучении новых объектов гидросферы – водохранилищ – участвовали С.А. Вендров, А.Б. Авакян, Н.В. Буторин, В.С. Вуглинский, В.М. Широков, Ю.М. Матарзин, К.К. Эдель-

штейн 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, В.А. Всеволожским и др. В исследование водного режима болот большой вклад внесли А.Д. Дубах, Н.Я. Кац, К.Е. Иванов и др.

В 1979 г. Главное управление гидрометеорологической службы было преобразовано в Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, а в 1988 г. – в Государственный комитет СССР по гидрометеорологии (Госкомгидромет).

В это время велись крупные гидрологические исследования по всей территории Советского Союза. Заметными вехами в развитии гидрологии суши были пять Всесоюзных гидрологических съездов (в 1924, 1928, 1957, 1973 и 1986 гг.).

В 2004 и 2013 гг. состоялись очередные VI и VII Всероссийские гидрологические съезды. Последний из них, проведенный в Санкт-Петербурге 19–21 ноября 2013 г., обсудил состояние исследований водных объектов суши в Российской Федерации и определил задачи дальнейшего развития этих исследований. К их числу прежде всего отнесены разработка прогноза будущего состояния природной среды (погоды, климата, гидросферы) и научное обеспечение мер по адаптации социально-экономического комплекса страны к изменению этого состояния.

После распада СССР руководство наблюдениями и исследованиями в области гидрологии в Российской Федерации было возложено на Федеральную службу России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). Росгидромету подчинены региональные управления гидрометеослужбы (УГМС), а им – местные центры по

гидрометеорологии (ЦГМС) и разветвленная сеть гидрометобсерваторий, гидрометстанций и гидрологических постов.

Система гидрологических наблюдений (СГН) осуществляет возложенное на Росгидромет ведение Государственного мониторинга водных объектов на территории России. СГН включает: получение, сбор, обработку гидрологических данных, подготовку гидрологической информации и передачу ее потребителям.

Согласно материалам VII Всероссийского гидрологического съезда (2013), сеть гидрологических наблюдений на водных объектах России наиболее густой была в конце 1980-х гг. Тогда на реках России существовало 3967 пунктов наблюдений, на озерах и водохранилищах – 514. В последующие годы количество пунктов наблюдений сократилось: к 2000 г. почти на 30%. В настоящее время в СГН проводятся техническая и технологическая модернизация и автоматизация.

В соответствии с Федеральной целевой программой «Развитие водохозяйственного комплекса Российской Федерации на период до 2020 г.» к концу 2020 г. в нашей стране должно быть открыто (восстановлено) 900 и модернизировано 2700 пунктов гидрологических наблюдений.

В систему Росгидромета входят крупные научно-исследовательские учреждения в области гидрометеорологии: Государственный гидрологический институт (ГГИ) в Санкт-Петербурге, Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова (ГОИН) в Москве, Государственный гидрохимический институт (ГХИ) в Ростове-на-Дону, Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации (Гидрометцентр России) в Москве, Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова (ГГО) в Санкт-Петербурге, Всероссийский научно-иссле-

довательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД) в Обнинске, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (АНИИ) в Санкт-Петербурге и др.

В 1960-е гг. 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) ЮНЕСКО, в которой активно участвуют ученые-гидрологи нашей страны из различных учреждений (Государственного гидрологического института Росгидромета, Института водных проблем, Института географии и Института озероведения РАН, Московского, Санкт-Петербургского университетов и др.). Важным вкладом ученых-гидрологов нашей страны в МГД и МГП стали капитальные труды «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» (1974), «World Water Resources at the Beginning of the 21st Century» (2003), «Водные ресурсы России и их использование» (2008).

В последние десятилетия важной частью гидрологических исследований в России стали изучение реакции вод суши на глобальное и региональные изменения климата и оценка изменений режима водных объектов суши под влиянием хозяйственной деятельности.

Особо следует сказать о долгой и сложной истории исследований ледников Антарктиды. Первым, кто предположил, что «острова и матерая земля» вблизи Южного полюса покрыта снегами и льдом, был М.В. Ломоносов. Его предсказания подтвердились, когда ледяной покров Антарктиды был открыт в январе

1820 г. русской экспедицией под командованием Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева. Позже началось уже наземное изучение льдов Антарктиды американскими, французскими, английскими, норвежскими экспедициями. 14 декабря 1911 г. Р. Амундсен впервые достиг Южного полюса. Широкомасштабные исследования ледников Антарктиды начались в 1950-х гг. Совместные исследования гляциологов СССР, США, Англии и других стран были начаты в Антарктиде во время Международного геофизического года (1957–1959 гг.). Советский Союз взял на себя исследование самых труднодоступных и совершенно неизученных районов Антарктиды. На берегу моря Дэвиса были построены поселок и обсерватория Мирный. Позже на склоне ледникового купола Восточной Антарктиды была создана первая внутриконтинентальная научная станция Пионерская, исследования которой дали первое представление о природе внутренней части Антарктиды и об условиях жизни и работы людей во время южной полярной ночи. Затем были созданы научные станции Восток на геомагнитном полюсе (эта станция работает и в настоящее время), Полюс недоступности и др. На станции Восток была измерена самая низкая температура воздуха на планете – минус 89,2°С. В Антарктиде работает ряд научных станций других стран, в том числе станция Амундсен-Скотт на Южном полюсе.

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 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 созданы банк данных о водных ресурсах и автоматизированная информационная система (АИС ГВК).

В комплексе мер, осуществляемых в России по защите водных ресурсов от истощения и загрязнения, особая роль принадлежит введенной еще в 1970-х гг. системе мониторинга качества поверхностных вод. Такой мониторинг осуществляет Государственная служба наблюдений и контроля за загрязнением объектов природной среды (ГСНК).

В настоящее время в проведении исследований в области гидрологии суши помимо уже упоминавшихся выше российских организаций участвуют также Российский государственный гидрометеорологический университет (бывший Ленинградский гидрометеорологический институт), Институт географии Сибирского отделения (СО) РАН (г. Иркутск), Институт водных и экологических проблем СО РАН (г. Барнаул), Лимнологический институт СО РАН (г. Иркутск), Российский научно-исследовательский институт комплексного использования и охраны водных ресурсов (РосНИИВХ) (г. Екатеринбург), Пермский, Иркутский,

Башкирский, Дальневосточный (г. Владивосток) государственные университеты и др.

История гидрологии морей (океанологии).

Начальные сведения о морях и океанах получили первые мореплаватели на Земле – полинезийцы, финикийцы, шумеры, египтяне, позже греки и римляне. Первые письменные документы об океане и карты появились в Древней Греции (V–IV вв. до н. э.). В работах Геродота, Посидония описаны приливные колебания уровня; Аристотель указывал на различия в температуре воды и глубинах разных морей, течениях в проливах. Однако более систематические океанографические наблюдения в океанах связаны с эпохой Великих географических открытий XV и XVI вв. (с экспедициями Колумба, Магеллана и др.), когда были открыты основные течения Атлантического океана.

В XVIII–XIX вв. были проведены первые специальные океанографические экспедиции В. Беринга, Г.И. Чирикова, Х.П. Лаптева, С.И. Челюскина, Дж. Кука, Ж.Ф. Лаперуза, 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 – температуре, удельном весе (плотности), прозрачности, в том числе и на глубинах. Этому способствовало появление специальных термометров и батометра – устройства, позволявшего доставать пробу воды с глубин (его впервые использовал Э.Х. Ленц). Систематические наблюдения над уровнем моря в России были начаты в 1752 г. в Кронштадте.

Появляются и первые научные обобщения полученных данных – «Физическая история моря» Марсильи (1725), классификация морских льдов

М.В. Ломоносова, теория приливов П.С. Лапласа, описания ветров и течений М.Ф. Мори, труды А. Гумбольдта и Э.Х. Ленца, впервые высказавших мысль о формировании глубинных вод океанов.

Первой в полном смысле научной океанологической экспедицией считают кругосветную экспедицию на английском корвете «Челленджер» в 1872–1876 гг., когда были проведены комплексные исследования в Мировом океане на 362 станциях, на которых получены новые данные о физических, химических, биологических характеристиках морских вод и геологических особенностях дна океана. Обработку уникальных результатов этой экспедиции проводили 76 ученых более 20 лет; в итоге было издано собрание трудов в 50 томах.

Выдающуюся роль в становлении океанологии сыграл адмирал С.О. Макаров. Во время кругосветного плавания на корвете «Витязь» (1886–1889 гг.) на 262 станциях им были проведены определения температуры и удельного веса воды, измерения течений: при этом пробы воды брались с разных глубин. Результаты были обобщены им в капитальной монографии «Витязь и Тихий океан» (1902). Кроме того, С.О. Макаров первым определил скорости течений и водообмен в проливе Босфор.

В дальнейшем крупный вклад в развитие океанологии внесли В. Бьеркнес, В. Экман, М. Кнудсен, Ф. Нансен, Х. Свердруп, Г. Дитрих, В. Манк и др. Авторами одних из первых обобщающих научных трудов по океанологии были в Германии О. Крюммель, в России И.Б. Шпиндлер и Ю.М. Шокальский.

В России в 1874 г. при Главной геофизической обсерватории открылось Морское отделение, создавшее на всех морях службу штормовых предупреждений.

В конце XIX в. экспедиционные исследования океанов и морей стали дополняться стационарными, были созданы биологические станции в Севастополе и на Соловецких островах.

В советские годы 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 в СССР крупное научное океанологическое учреждение – Плавучий морской научный институт (Плавморнин). Систематические исследования полярного региона начали вести экспедиции на судах «Персей», «Литке», «Красин», а также научно-исследовательские дрейфующие на морских льдах станции «Северный Полюс» (первая из них под руководством И.Д. Папанина работала в 1937–1938 гг.). Крупный вклад в становление советской океанологии, которое также можно отнести к 1920–1930-м гг., внесли Н.М. Книпович, Ю.М. Шокальский, В.Ю. Визе, Н.Н. Зубов, В.Б. Штокман, В.В. Шулейкин, позже – А.Д. Добровольский, А.И. Дуванин, А.С. Монин, В.Н. Степанов, А.М. Муромцев, А.М. Гусев, С.С. Лаппо и др.

После Второй Мировой войны начался новый этап развития океанологии. С 1948 г. в СССР начало работать новое научно-исследовательское судно «Витязь», позволившее проводить экспедиционные исследования в открытом океане. Проведены крупные океанологические работы во всех океанах и во многих морях. Особую роль в послевоенные годы сыграли исследования приантарктических частей океанов, ежегодно проводившиеся во время антарктических экспедиций. Все большую роль в океанологических исследованиях стали играть исследования с воздуха, подо льдами с подводных лодок, с подводных обитаемых аппаратов,

из космоса, с помощью автономных заякоренных станций и буйков нейтральной плавучести. Появление компьютерных технологий позволило развить методы математического моделирования океанологических процессов.

В последнее время целенаправленные океанологические исследования в России ведут Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИОРАН) и его отделения в Санкт-Петербурге, Калининграде, Геленджике, Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова (ГОИН), Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (АНИИ), Всероссийский научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО), Московский, Санкт-Петербургский, Калининградский, Дальневосточный государственные университеты и др. Отечественными учеными 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, во второй половине XX в. в океанологии широко развернулось международное сотрудничество с активным участием ученых нашей страны. Здесь следует упомянуть Международный 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 на кораблях СССР, США, Японии. Опыт такой международной кооперации стал развиваться, появились новые проекты. 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 район исследования океанских вихрей в Саргассовом море. Изучение велось на основе советско-американской программы «ПОЛИМОДЕ» на протяжении 1974–1979 гг. на девяти кораблях СССР и на девяти – США. В 1980-х и 1990-х гг. была осуществлена программа ТОГА (Тропический океан – глобальная атмосфера) по изучению явления Эль-Ниньо, в 1990–2000 гг. проводились работы по программе ГЭЦО (Глобальный эксперимент по циркуляции океана). Была разработана объединенная глобальная система океанографических станций (ОГСОС).

В последнее время большое внимание международного сообщества уделялось океанскому компоненту изменений климата (программа КЛИВАР – климатические вариации), исследованию потоков химических элементов и соединений в океане, рациональному использованию морских биологических ресурсов; ряду комплексных региональных программ (Арктика, Черное, Каспийское и Балтийское моря), есть международные программы по мониторингу загрязнения океана и др.

В 1990-е гг. в России произошло резкое уменьшение экспедиционных исследований в океанах, вызванное экономическими причинами. Больше внимание стало уделяться исследованиям прибрежной зоны морей, освоению их ресурсов. В последние годы возросло понимание важности океанологических исследований, были приняты Федеральная целевая программа «Мировой океан» и Морская доктрина Российской Федерации, предусматривающие повышение роли нашей страны в изучении Мирового океана и освоении его ресурсов.

Деятельность Межправительственной группы экспертов по изменению климата. Начиная с 1980-х гг. большое внимание представителей наук о Земле стали привлекать проблемы глобального изменения климата, признаки которого проявлялись все отчетливее. Эта проблема касалась всей климатической системы Земли и затронула интересы специалистов в областях климатологии, гидрологии, океанологии, гляциологии, мерзлотоведения в разных странах мира. В 1988 г. Программа ООН по окружающей среде и Всемирная метеорологическая организация (ВМО) для исследования этой новой и важной проблемы учредили Межправительственную группу экспертов по изменению климата (МГЭИК), или Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). В состав МГЭИК вошли ведущие специалисты из многих стран мира, в том числе из России. За время своего существования МГЭИК (IPCC) превратилась в авторитетную международную организацию, с результатами работы которой вынуждены считаться не только представители науки, но и государственные деятели и руководители отраслей экономики в разных странах мира.

Итоги комплексного изучения состояния климатической системы Земли, включая произошедшие и ожидаемые изменения в атмосфере, водах суши, Мировом океане, криосфере, изложены в пяти Оценочных докладах МГЭИК (Assessment Reports of the IPCC), изданных в 1991, 1995, 2001, 2007 и 2013 гг. В этих докладах содержатся важные выводы о произошедших и возможных в будущем процессах в гидросфере Земли, часть из которых будет рассмотрена в отдельных главах учебника.

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 (окись) водорода H_2O . В чистом виде вода – вещество бесцветное, не имеющее ни вкуса, ни запаха.

Несмотря на кажущуюся простоту своего строения, молекулярная структура воды очень сложна, изменчива и недостаточно изучена. Но именно благодаря особенностям молекулярной структуры вода представляет собой уникальное соединение, обладающее множеством «аномалий», отличающих ее от других веществ и определяющих многие природные процессы на Земле.

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).

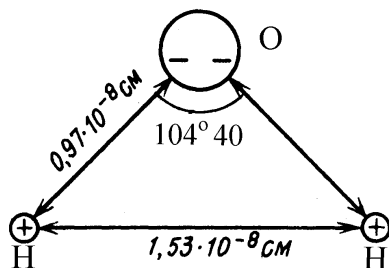


Рис. 1.1. Строение молекулы воды

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 молекулы 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 молекуле, с отрицательно заряженным атомом кислорода, принадлежащим другой молекуле.

Наиболее упрощенное представление о молекулярной структуре воды заключается в следующем. 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 воды.

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°C преобладает процесс уплотнения химически чистой воды, а при температуре выше 4°C – тепловое расширение. Поэтому вода обладает «аномальным» свойством – наибольшей плотностью не при температуре плавления, а при 4°C.

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 льда, нагревании и испарении 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%. Одна из главных причин, приводящих к различию изотопного состава природных вод, – это процесс испарения. В результате испарения происходит некоторое обогащение воды более тяжелыми изотопами, а в результате конденсации – более легкими. Поэтому поверхностные воды, формирующиеся атмосферными осадками, содержат «тяжелого» водорода (^3H) и «тяжелого» кислорода (^{18}O) меньше, чем океанические воды.

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 согласно уравнению



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

Величина pH 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°C $K_w \sim 10^{-14}$. При отсутствии примесей

$[H^+] = [OH^-]$, поэтому в этих условиях $[H^+] = [OH^-] = 10^{-7}$. Величина $pH = 7$ характеризует нейтральную, $pH > 7$ – щелочную, $pH < 7$ – кислую реакцию воды.

Благодаря особенностям своего молекулярного строения вода обладает свойством хорошо растворять различные химические вещества. 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 ($S\text{‰}$)*. Численные величины минерализации M и солености ($S\text{‰}$) воды для не очень насыщенных растворов обычно соотносятся как $1000 \text{ мг/л} \sim 1\text{‰}$.

По содержанию солей (минерализации или солености) природные воды подразделяют на четыре группы: пресные – менее 1‰ , солоноватые – $1\text{--}25\text{‰}$, соленые (морской солености) – $25\text{--}50\text{‰}$, высокосоленые (рассолы) – свыше 50‰ .

Границы между этими группами выделены по следующим соображениям: 1‰ – это верхний предел солености питьевой воды, 25‰ (точнее $24,7\text{‰}$) – соленость, при которой температура наибольшей плотности и температура замерзания воды совпадают (см. ниже разд. 1.3.1.). В морях соленость воды выше 50‰ , как правило, не наблюдается.

Минерализация природных вод разного типа может изменяться в довольно широких пределах: от $0,01 \text{ г/л}$ 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 различный 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^+ .

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.

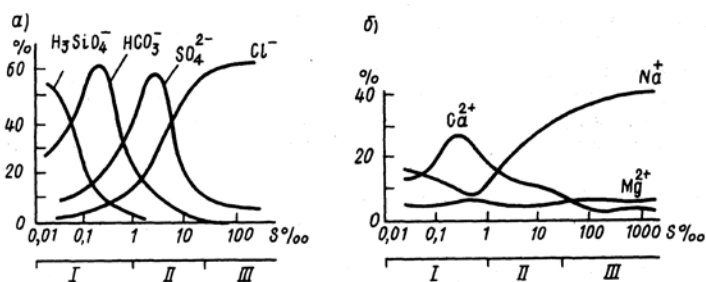


Рис. 1.2. Зависимость содержания главных анионов (а) и катионов (б) в солевом составе природных вод (в %) от солености воды S (в ‰), по М.Г. Валяшко; воды: I – пресные, II – солоноватые, III – соленые

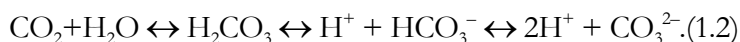
Газы хорошо растворяются в воде, если способны вступать с ней в химические связи (аммиак NH_3 , сероводород H_2S , сернистый газ SO_2 , диоксид (двуокись) углерода, или углекислый газ CO_2 , и др.). Прочие газы мало растворимы в воде. При понижении давления, повышении температуры и увеличении солености 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 зеленых 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 газа в воде при данной температуре. Если фактическое содержание газа в поверхностном слое воды 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.

Равновесная концентрация кислорода быстро уменьшается с ростом температуры воды: при 0°C она равна 14,65 мг/л, при 5°C – 12,79, 10°C – 11,27, 15°C – 10,03, 20°C – 9,02, 25°C – 8,18, 30°C – 7,44 мг/л.

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 (двуокиси) 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 угольных 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 естественного (калий ^{40}K , рубидий ^{87}Rb , уран ^{238}U , радий ^{226}Ra и др.) и антропогенного (стронций ^{90}Sr , цезий ^{137}Cs и др.) или смешанного 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 соединений составляют так называемые **загрязняющие вещества (ЗВ)**, оказывающие вредное воздействие на живую природу и людей. 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 загрязняющих веществ имеет антропогенное происхождение, хотя существуют и естественные источники загрязнения природных вод.

Особенности химического (и биологического) 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 поверхности Земли 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).

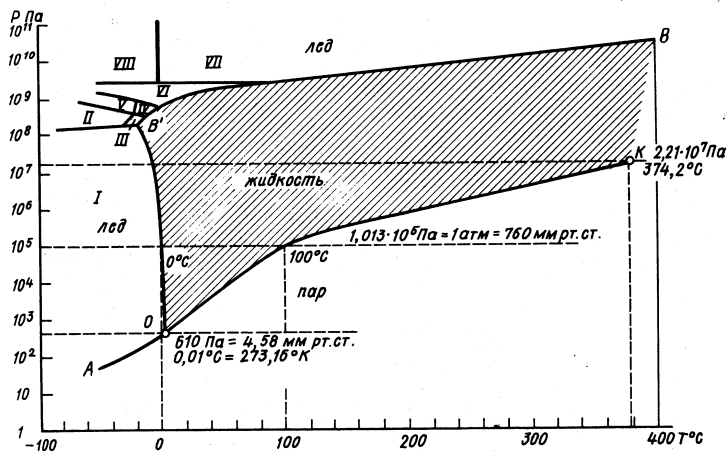


Рис. 1.3. Диаграмма состояния воды
I – VIII – различные модификации льда

Кривая $BB'O$ на рис 1.3 носит название *кривой плавления*. При переходе через эту кривую слева направо происходит *плавление льда*, а справа налево – *ледообразование* (*кристаллизация воды*). Кривая OK называется *кривой парообразования*. При переходе через эту кривую слева направо наблюдается *кипение воды*, а справа налево – *конденсация водяного пара*. Кривая AO 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 $0,01^\circ\text{C}$ или $273,16^\circ\text{K}$) 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, льда и снега. Если преобладает первый процесс, то *идет испарение воды*, если второй – *конденсация водяного пара*. Регулятором направленности и интенсивности этих процессов служит *дефицит влажности* – *разность парциального давления водяного пара в состоянии насыщения (максимально возможного) при данной температуре поверхности воды (снега, льда), и парциального давления фактически содержащегося в воздухе водяного пара*. Содержание в воздухе насыщенного водяного пара и его давление увеличиваются с ростом температуры (при нормальном давлении) следующим образом. При температуре 0°C содержание и давление 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 температуре 0 и 100°C .

Заметим попутно, что характерные точки на диаграмме состояния воды явились основой для шкалы температуры. Основой шкалы Цельсия стали принятые за 0° и 100° температуры $T_{\text{зам}}$ (или $T_{\text{пл}}$) и $T_{\text{кип}}$ при нормальном давлении. Один градус Цельсия – это $1/100$ этого диапазона температуры. За ноль шкалы Кельвина (абсолютный ноль) принята температура на $273,16^\circ\text{C}$ ниже температуры тройной точки. При этом цены деления в шкалах Цельсия и Кельвина одинаковые.

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 . Последнее означает, что лед в нижней части толщи ледника, находящийся под давлением, может таять даже при небольшой отрицательной температуре. При увеличении давления до $2,2 \cdot 10^8 \text{ Па}$ (2200 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 поверхности Земли пресная вода замерзает при температуре около 0°C . На максимальных глубинах в океане (около 11 км) давление превышает 10^8 Па, или 1 000 атм (увеличение глубины на каждые 10 м увеличивает давление приблизительно на 10 Па, или 1 атм). При таком давлении температура замерзания пресной воды была бы около -12°C .

На снижение температуры замерзания воды оказывает влияние ее соленость (Рис. 1.4). Увеличение солености на каждые 10‰ при атмосферном давлении снижает $T_{\text{зам}}$ приблизительно на $0,54^{\circ}\text{C}$:

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

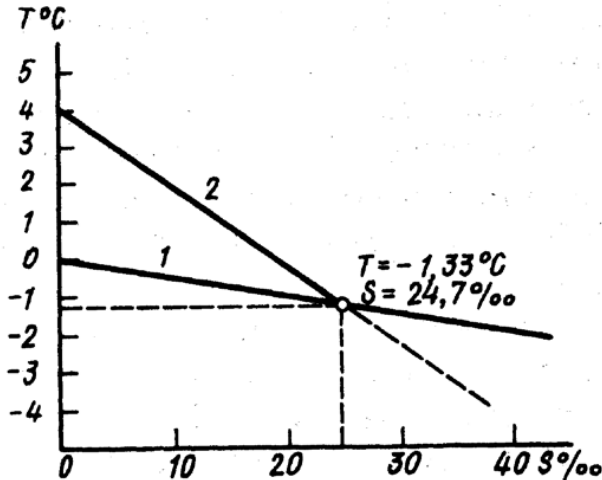


Рис. 1.4. Зависимость температуры замерзания $T_{\text{зам}}$ (1) и температуры наибольшей плотности $T_{\text{наиб. пл}}$ (2) от солености S (график Хелланд-Хансена).

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 $p = 2,2 \cdot 10^7 \text{ Па}$ 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, – теллуrom Te, селеном Se и серой S, – температура замерзания и кипения воды оказывается необычно высокой. 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. Да и сам облик нашей планеты (огромный Мировой океан, обширные ледники, реки и озера) есть следствие этих особенностей свойств воды.

Земля, единственная планета в Солнечной системе, где вода на поверхности находится в жидком состоянии. Диаграмма состояния воды (Рис. 1.3) – универсальна и может быть использована для оценки возможности присутствия воды в жидком виде (а значит – и жизни) в масштабах всей Вселенной. Так,

например, на Марсе в условиях очень низких температур (менее -100°C) и очень малого атмосферного давления (от 1 до 12 гПа, т. е. в среднем в 160 раз меньше, чем на поверхности Земли) вода может находиться лишь в виде льда и частично – водяного пара. Впрочем, в далеком прошлом, когда у Марса была атмосфера, и благодаря парниковому эффекту температура на поверхности планеты была выше, чем сейчас, здесь вполне могла присутствовать жидкая вода, могли выпадать дожди и течь реки. На Венере, наоборот, в условиях очень высоких температур (более 400°C) и очень большого давления вода может находиться лишь в виде сильно нагретого водяного пара.

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 воды в диапазоне от 0° до 4° (точнее $3,98^{\circ}\text{C}$). 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°С 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.

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

Агрегатное состояние воды	Температура воды, T °С						
	-20	-10	0	1	2	3	4
Вода	–	–	999,87	999,93	999,9	999,99	1000
Лед	920	–	917	–	–	–	–
<i>Коэффициент объемного термического расширения γ, 10⁻⁶ °С⁻¹</i>							
Вода	–	–	–67	–49	–31	–15	0
Лед	123	171	267	–	–	–	–
Агрегатное состояние воды	Температура воды, T °С						
	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 термического расширения γ, 10⁻⁶ °С⁻¹</i>							
Вода	17	89	152	208	259	304	
Лед	–	–	–	–	–	–	–

Заметим попутно, что плотностные свойства воды послужили основной для единиц массы. В системе СГС масса 1 см³ химически чистой воды при температуре ее наибольшей плотности (~4°С) была принята за 1 г. В

системе же СИ (международной) масса 1 м^3 химически чистой воды оказалась в 1000 раз больше – 1000 кг.

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 $80\text{--}140 \text{ кг/м}^3$, плотность слежавшегося снега постепенно увеличивается от $140\text{--}300$ (до начала таяния) до $240\text{--}350$ (в начале таяния) и $300\text{--}450 \text{ кг/м}^3$ (в конце таяния). Плотный мокрый снег может иметь плотность до $600\text{--}700 \text{ кг/м}^3$. Снежинки во время таяния имеют плотность $400\text{--}600$, лавинный снег – $500\text{--}650 \text{ кг/м}^3$.

Слой воды, образующийся при таянии льда и снега $h_{\text{в}}$, зависит от толщины слоя льда или снега и их плотности. Запас воды во льде или в снеге равен:

$$h_{\text{в}} = a h_{\text{л}} \rho_{\text{л}} / \rho, \quad (1.5)$$

где $h_{\text{л}}$ – толщина слоя льда или снега, $\rho_{\text{л}}$ – их плотность, ρ – плотность воды, a – множитель, определяемый соотношением размерностей $h_{\text{в}}$ и $h_{\text{л}}$: 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 атмосферном давлении может достигать $1025\text{--}1033 \text{ кг/м}^3$.

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

$$\rho = \rho_0(1 + \alpha T + \beta S), \quad (1.6)$$

где T – температура воды в $^{\circ}\text{C}$, S – соленость воды в ‰, ρ_0 – стандартная плотность воды при $T = 4^{\circ}\text{C}$ и

$S = 0\text{‰}$, т. е. 1000 кг/м^3 , α и β – коэффициенты, учитывающие характер зависимости плотности воды от ее температуры и солёности. Коэффициент α отражает влияние на плотность воды термического расширения и поэтому имеет отрицательный знак; α различен при разной температуре; коэффициент β отражает влияние на плотность воды содержания растворенных веществ и имеет положительный знак. В простейшем случае принимают: $\alpha = -0,007 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ при низкой ($\sim 5^\circ\text{C}$) и $\alpha = -0,4 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ при высокой ($\sim 30^\circ\text{C}$) температуре воды, $\beta = 0,8 \cdot 10^{-3} \text{ } \text{‰}^{-1}$.

Увеличение солёности воды приводит также к понижению температуры наибольшей плотности ($^\circ\text{C}$) согласно формуле

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

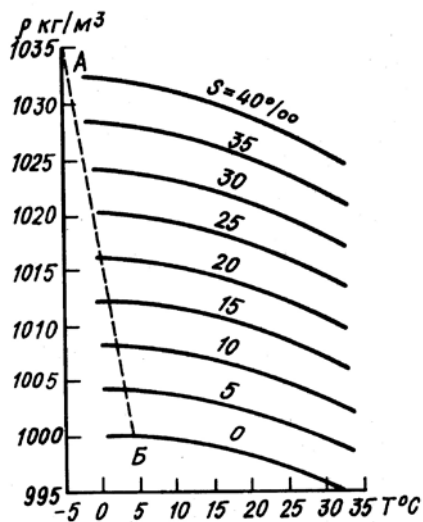


Рис. 1.5. Зависимость плотности воды при нормальном атмосферном давлении от температуры и солёности.

АБ – линия наибольшей плотности.

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 до момента достижения водой температуры наибольшей плотности (см. Рис. 1.4). Дальнейшее охлаждение воды ведет к уменьшению ее плотности, и вертикальной конвекцией не сопровождается. Соленые воды при $S > 24,7\text{‰}$ 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, что привело бы к неизбежной гибели 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°C 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

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

где V_{T_1} – объем воды при температуре T_1 , V_{T_2} – объем воды при T_2 , γ – коэффициент объемного термического расширения, принимающий отрицательные значения при температуре от 0 до 4°C и положительные при температуре воды больше 4°C и меньше 0°C (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 стоял 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 в горах, содержащих лишь 20–30% воды, представляют 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 2–2,5 кг/м^3 больше, чем морские воды (их плотность при фактической солености и температуре составляет около 1018 кг/м^3). Поэтому речные воды «ныряют» на глубину и опускаются по морскому дну, формируя «плотный», или «мутевой», 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 теплоты на плавление, испарение, кипение, возгонку и большое выделение теплоты при обратных переходах. В сравнении с другими веществами удельная теплота плавления льда и удельная теплота парообразования аномально велики. Они представляют две очередные «аномалии» воды.

Удельная теплота плавления пресного льда $L_{\text{пл}}$ (количество теплоты, затрачиваемое при превращении единицы массы льда при температуре плавления и нормальном атмосферном давлении в воду) равна 333 000 Дж/кг. Столько же теплоты выделяется при замерзании (кристаллизации) химически чистой 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 $L_{исп}$ равны соответственно $2,5 \cdot 10^6$ и $2,26 \cdot 10^6$ Дж/кг. Столько же теплоты выделяется при конденсации водяного пара.

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

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

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

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

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

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

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

При конденсации водяного пара, 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 c_p (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 при постоянном давлении и при 15°C равна 4190 Дж/(кг·°C).*

Изменение удельной теплоемкости воды при изменении температуры также весьма своеобразно. При температуре около 33°C удельная теплоемкость пресной воды минимальная – около 4180 Дж/(кг·°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 кг/м^3) в 7,1 раза меньше теплоемкости воды, но в 450 раз больше теплоемкости воздуха.

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

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

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

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

Очень большая удельная теплота плавления (замерзания) и испарения (конденсации), 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, а теплосодержание всего лишь трехметрового слоя океана равно теплосодержанию всей атмосферы. Наоборот, в процессе охлаждения земной поверхности при конденсации водяного пара и замерзании воды выделяются огромные количества теплоты, сдерживающие процесс охлаждения. Необходимо 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. Тогда вся вода на Земле то замерзала бы, то испарялась, гидросфера имела бы совсем иные свойства, а жизнь в таких условиях была бы вряд ли 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 $0,57 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^\circ\text{C})$, у льда $2,24 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^\circ\text{C})$, у снега $1,8 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^\circ\text{C})$. Меньшую молекулярную теплопроводность имеет лишь воздух.

С уменьшением температуры и давления и увеличением солености 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 – водоемы от промерзания.

Передача теплоты в воде рек, озер и морей происходит в основном благодаря турбулентной (при динамическом перемешивании), а не молекулярной теплопроводности.

Заметим, что в физике единицы для измерения теплоты, также как и единицы массы, выведены из свойств воды. Количество теплоты, необходимое для нагревания 1 г химически чистой воды на 1°C, было принято за 1 калорию (кал). При пересчете в единицы системы СИ вместо калорий ввели Джоули (1 кал = 4,1868 Дж). Поэтому теплоемкость химически чистой воды и составляет во внесистемных единицах 1 кал/(г·°C), а в системе СИ 4190 Дж/(кг·°C).

1.3.4. Некоторые другие физические свойства воды

Молекулярная 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 ν в м²/с и динамическим коэффициентом вязкости в μ кг/(м·с).*

Между этими 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 приводятся значения кинематического коэффициента вязкости химически чистой воды при нормальном атмосферном давлении:

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

Благодаря малой 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 теплоты.

Увеличение минерализации несколько повышает вязкость воды: увеличение солености на 10‰ приводит к возрастанию коэффициента вязкости приблизительно на 1,5%. С ростом давления вязкость воды уменьшается, а не повышается, как у других жидкостей.

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 $75,6 \cdot 10^{-3}$ Н/м при 0°С до $60,8 \cdot 10^{-3}$ Н/м при 90°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 кинетической энергией и 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 теплотой и веществом между водой и атмосферой. На величину поверхностного натяжения нередко сильно влияет загрязнение воды, например, нефтяная пленка.

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*.

Отношение энергии отраженного от поверхности раздела воздух–вода света к энергии падающего света (альбедо) зависит от освещенности (ясно или облачно), от состояния водной поверхности (гладкая или с волнами) и составляет 4–11% интенсивности падающего света. Альбедо 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 длинноволновую 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 его 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. При этом изменяется и цвет воды – от синего к зеленому и желтовато-бурому.

Солнечный свет, таким образом, может проникать в водоемы лишь на небольшую глубину (несколько десятков метров); именно здесь и могут протекать процессы фотосинтеза и продуцироваться органическое вещество и выделяться кислород. Эту область водоема называют *фотическим* (или *эвфотическим*) слоем. Его толщина зависит от прозрачности воды, высоты солнца над горизонтом, прозрачности атмосферы, облачности, альбедо водной поверхности. Эта толщина минимальна зимой, когда водоем покрыт льдом, а при наличии на ледяном покрове снега фотический слой может вообще отсутствовать.

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 воды (приблизительно на 3–3,5 м/с на 1°C), с увеличением солености (приблизительно на 1–1,3 м/с на 1‰) и с ростом давления. Последнее означает, что с ростом глубины при неизменной температуре и солености воды скорость звука возрастает (приблизительно на 1,5–1,8 м/с на 100 м глубины).

В океанах и глубоких морях с глубиной давление и соленость воды увеличиваются, а температура уменьшается. Это ведет к противоположному воздействию упомянутых факторов на скорость звука. На некоторых глубинах может возникнуть область с наименьшей скоростью распространения звука – так называемый *подводный звуковой канал*, в котором возможно наиболее дальнее распространение звука (подробнее в разд. 10.9).

Электропроводность воды. Химически чистая вода – плохой проводник электричества. Удельная электропроводность такой воды при 18°C равна $3,8 \cdot 10^6$ (Ом·м)⁻¹. Электропроводность льда примерно в 10 раз меньше, чем у жидкой воды. Электропроводность воды немного увеличивается с повышением температуры и сильно возрастает с увеличением минерализации. У морской воды электропроводность 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 воды. 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 (солености). Например, ионы Cl^- и K^+ влияют на электропроводность воды значительно сильнее, чем ионы SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} и Na^+ .

Данные об основных физических «аномалиях» воды. В табл. 1.2 приведены сведения об 10 основных «аномалиях» воды и их влиянии на гидрологические процессы и природные условия на Земле в целом.

Таблица 1.2. Наиболее важные физические «аномалии» воды и их географическое значение

№	Физическая характеристика воды	Ее «аномалия»	Значение для	
			водных объектов на Земле	природы Земли в целом
1	2	3	4	5
1	Температура плавления (замерзания), 0°C	Очень высока	Вода может существовать в твердом виде	Существование ледников и снежного покрова
2	Температура кипения, 100°C	Очень высока	Вода может существовать в жидком виде	Существование водоемов и водотоков – океанов, морей, рек, озер
3	Температура наибольшей плотности, 4°C	Наступает не в момент замерзания, а при более высокой температуре	При охлаждении водоема вода прекращает опускаться при достижении температуры наибольшей плотности. Водная толща не замерзает до дна	Сохранение жизни в водоемах зимой
4	Плотность льда, 917 кг/м ³	Плотность льда меньше, чем жидкой воды	Лед всплывает, теплоизолирует водоем, замедляет его охлаждение	То же
5	Удельная теплота плавления (замерзания), 333·10 ³ Дж/кг	Очень велика	При плавлении льда требуется большая затрата теплоты; при замерзании это же количество теплоты выделяется	Регулирование тепловых процессов
6	Удельная теплота испарения (конденсации), 2,5·10 ⁶ Дж/кг при 0°C, 2,26·10 ⁶ Дж/кг при 100°C	Очень велика	При испарении воды требуется большая затрата теплоты; при конденсации водяного пара это же количество теплоты выделяется	То же
7	Удельная теплоемкость, 4190 Дж/(кг·°C) при 15°C	Очень велика	Вода медленно нагревается и медленно охлаждается	То же

8	Коэффициент теплопроводности жидкой воды, $0,57 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^\circ\text{C})$ при 0°C	Очень мал	То же	То же
9	Коэффициент вязкости, $1,14\cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ при 15°C	Мал	Вода текуча и хорошо смачивает твердые тела	Вода переносит наносы, растворенные вещества, теплоту, совершает механическую и эрозионную работу
10	Коэффициент поверхностного натяжения жидкой воды, $75,6\cdot 10^{-3} \text{ Н}/\text{м}$ при 0°C и $60,8\cdot 10^{-3} \text{ Н}/\text{м}$ при 90°C	Очень велик	а) В порах грунта и растениях действуют капиллярные силы б) Капли воды обладают ударной силой	а) Питание растений б) Дождевая эрозия

Примечание. Численные значения характеристик приведены для химически чистой воды.

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 (взвесям), солям, газам и другим веществам.

Количественным выражением закона сохранения вещества для водных объектов служат *уравнения баланса воды, наносов (взвесей) и растворенных веществ (солей, газов)*. Иногда вместо термина «баланс» используют понятие «бюджет».

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

$$\Delta m = m_1 - m_2, \quad (2.1)$$

где m_1 – масса вещества, поступающего к данному объекту (контур) извне и (или) образующегося из других веществ в пределах объекта (контур), m_2 – масса

вещества, удаляемого за пределы объекта (контура) и (или) 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: $\Delta m = m_{\text{кон}} - m_{\text{нач}}$.

Единицами измерения членов уравнения (2.1) служат единицы массы (кг). Однако члены уравнения баланса вещества в гидрологии нередко выражают также и в единицах объема (воды, наносов, солей). Но это возможно лишь при неизменной или мало изменяющейся плотности вещества. Замена единиц массы на единицы объема возможна, например, при анализе водного баланса пресноводных водных объектов, где плотность воды мало отличается от 1000 кг/м^3 .

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 . Используя средние величины за интервалы времени месяц, сезон, год, многолетний период, в гидрологии обычно рассчитывают баланс воды (наносов, солей) для водных объектов разных типов.

Если отнести все члены уравнения (2.1) к единице времени, то получим *уравнение баланса массы вещества в дифференциальной форме*. В этом случае члены правой части уравнения получают размерность *расхода вещества* R (кг/с), а уравнение (2.1) превратится в уравнение $\frac{dm}{dt} = R_1 - R_2$. Уравнения такого вида используют в гидрологии, например, при изучении быстро происходящих процессов.

Закон сохранения тепловой энергии характеризует неизменность энергии в замкнутой (изолированной) системе с учетом возможного перехода одного вида

энергии в другой внутри системы. Применительно к открытым природным системам, какими являются водные объекты, закон сохранения тепловой энергии определяет условие баланса прихода и расхода теплоты 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

$$\Delta\Theta = \Theta_1 - \Theta_2, \quad (2.2)$$

где Θ_1 – теплота, поступающая к данному объекту (контуру) извне и (или) выделяющаяся в пределах объекта (контура) при переходе части механической энергии в тепловую, а также при ледообразовании, конденсации водяного пара, разложении некоторых веществ; Θ_2 – теплота, удаляемая за пределы объекта (контура) и (или) затрачиваемая в пределах объекта (контура) на испарение воды, плавление льда, химические и биохимические процессы; $\Delta\Theta$ – изменение за время Δt содержания теплоты в объекте, равное $m c_p \Delta T$, где m – масса объекта, c_p – его удельная теплоемкость при постоянном давлении, ΔT – изменение температуры за время Δt ($\Delta T = T_{\text{кон}} - T_{\text{нач}}$). Единицы измерения членов уравнения (2.2) – единицы теплоты (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. Упомянутый закон есть результат распространения на открытую природную систему второго закона механики, или второго закона Ньютона. Закон изменения количества движения (импульса) лежит в основе изучения закономерностей динамики вод в водных объектах всех типов. Математическим выражением закона изменения количества движения (импульса) служит *уравнение движения*, которое применительно к любому объему воды может быть записано в виде

$$m \frac{dV}{dt} = \Sigma F, \quad (2.4)$$

где m – масса выделенного объема воды, $\frac{dV}{dt}$ – изменение средней скорости движения этого объема, т. е. его ускорение, ΣF – сумма действующих на этот объем внешних объемных (массовых) и поверхностных сил.

Объемные (массовые) силы действуют на весь объем воды и приложены к его центру, поверхностные действуют лишь на его грани. Единицы измерения членов уравнения (2.4) – единицы силы (Н, или кг·м/с²). Нередко члены уравнения (2.4) выражают в единицах ускорения (путем деления на массу выделенного объема) или в безразмерной форме (путем деления на вес выделенного объема воды mg).

Все процессы, протекающие в водных объектах и состоящие в изменении массы или объема 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 для воды в виде *уравнения 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 объема воды в пределах объекта (контура).

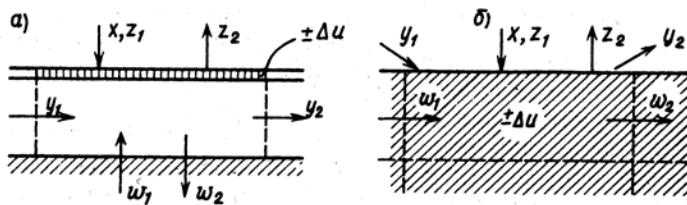


Рис. 2.1. Схема водного баланса части водного объекта (а) и части поверхностного слоя суши (б)

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 снега 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 или закачке подземных вод); 3) конденсацию водяного пара 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 объема 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 удобно 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; расчете в ряде случаев неизвестных членов уравнения по известным. Так, в гидрологии довольно часто испарение (с водной поверхности, с поверхности участка суши, снега или льда) рассчитывают 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, растворение веществ в воде, 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 соединений и газов необходимо учитывать сложные химические и биохимические процессы, происходящие в водных объектах 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 ее размерности $\text{кг}/\text{м}^3$ $a = 1$, при $\text{г}/\text{м}^3$ (или $\text{мг}/\text{л}$) $a = 10^{-3}$.

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 теплоты Θ_1 и ее расхода Θ_2 .

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 :

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

В уравнении (2.6) Q – прямая, q – рассеянная солнечная радиация, r – альbedo 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 теплоты 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 –) теплоты 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 теплоты 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 расход-

ных членов теплообмена (при удалении теплоты в атмосферу и в грунт) записывается как

$$\Theta_{\text{обм}}^- = \Theta_{\text{атм}}^- + \Theta_{\text{гр}}^-.$$

Большое количество теплоты расходуется (выделяется) при фазовых переходах. Поступление теплоты обозначим через $\Theta_{\text{фаз. пер}}^+$, затрату – 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 теплоты при ледообразовании (замерзании воды) и конденсации водяного пара, $\Theta_{\text{пл}}$ и $\Theta_{\text{исп}}$ – затраты теплоты на плавление льда и испарение воды (см. разд. 1.3.3).

Вместе с дополнительными положительными членами – поступлением теплоты с атмосферными осадками $\Theta_{\text{ос}}$, а также вследствие перехода части кинетической энергии в тепловую (диссипации энергии $\Theta_{\text{дис}}$) уравнение теплового баланса (2.2) записывается в виде

$$R + \Theta_{\text{пр}} + \Theta_{\text{обм}}^+ + \Theta_{\text{фаз. пер}}^+ + \Theta_{\text{ос}} + \Theta_{\text{дис}} = \Theta_{\text{ради}} + \Theta_{\text{обм}}^- + \Theta_{\text{фаз. пер}}^- \pm \Delta\Theta. \quad (2.7)$$

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 воды при постоянном давлении.

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) теплоты 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 скорость течения 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. Продольную ось x обычно направляют вдоль потока параллельно его поверхности, y – поперек потока, вертикальную ось z от поверхности ко дну.

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 ($dV/dt = 0$), и *неустановившимся (нестационарным)*, если скорость течения во времени – величина переменная ($dV/dt \neq 0$). 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

$$Re = \frac{Vh}{\nu}, \quad (2.8)$$

где V – средняя скорость течения (м/с), h – глубина потока или толщина слоя воды (м), ν – кинематический коэффициент вязкости (м²/с), зависящий от характера жидкости и ее температуры (см. разд. 1.3.4).

Число Рейнольдса используется для определения типа гидродинамического режима потока. Критическое значение числа Рейнольдса $Re_{кр}$, соответствующее переходу от ламинарного к турбулентному режиму, и наоборот, 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 τ (трение на единицу поверхности) зависит от вязкости воды, которая, в свою очередь, изменяется с изменением температуры, и равно $\tau = \mu \frac{du}{dz}$, где μ – дина-

мический 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: *логарифмическую кривую, часть эллипса, параболу* 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 объясняются 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.

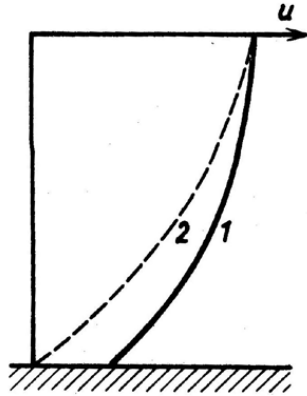


Рис. 2.2. Схема распределения скоростей течения по вертикали в турбулентном (1) и ламинарном (2) потоках

По состоянию водной поверхности потоки делят на спокойные и бурные. Спокойные потоки имеют плавную форму водной поверхности, препятствия обтекаются ими также плавно. Бурные потоки имеют неровную форму водной поверхности со стоячими волнами, в местах препятствий образуются резкие перепады уровня.

Для определения состояния потока (спокойное или бурное) используют безразмерное число Фруда Fr , равное

$$Fr = \frac{V^2}{gh}, \quad (2.9)$$

где h – глубина потока, g – ускорение свободного падения. Критическое значение числа Фруда $Fr_{кр}$ равно 1. При числе Fr , 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 $E_{\text{кин}}$ выражается формулой

$$E_{\text{кин}} = mV^2/2. \quad (2.11)$$

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

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

Потенциальная энергия массы воды $E_{\text{пот}}$ равна

$$E_{\text{пот}} = mgH, \quad (2.13)$$

где H – высота центра тяжести объема воды над некоторой плоскостью отсчета, например уровнем моря.

Выразив m через $\rho Q \Delta t$, получим

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

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 перемещающегося 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 $S_{\text{дно}}$ соприкасается 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.

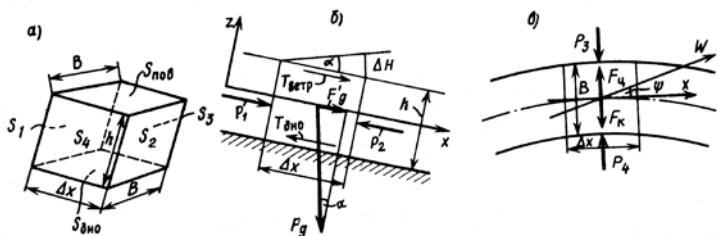


Рис. 2.3. Схема действующих в водном потоке физических сил:
 а — выделенный объем воды, б — он же в разрезе,
 в — он же в плане

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 геометрическому центру, относятся *сила тяжести* F_g и ее *продольная составляющая* F_g' , *центробежная сила* $F_{\text{ц}}$ и *отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса)* $F_{\text{к}}$.

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 $T_{\text{дно}}$ и силу трения, обусловленную действием ветра на водную поверхность $T_{\text{ветр}}$ (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 $F = S\tau$, где m – масса, a – ускорение потока, S – площадь боковой грани, p – давление на единицу площади, τ – удельное трение (касательное напряжение). Размерность p и τ – Н/м², или кг/(м·с²). 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

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

где α – угол между горизонтальной плоскостью и поверхностью воды, $\sin \alpha = \Delta H / \Delta x = I$ – *уклон водной поверхности* (величина безразмерная), ΔH – *падение уровня воды* 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, θ). 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 $2\pi/86400 = 7,27 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹, 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 давлений** на противоположные грани. Так, *продольный градиент 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 давления ΔP .

Примем, что слева и справа от направления движения выделенного объема характеристики движущейся воды (плотность, глубина) те же, что и в самом объеме. Поэтому в данном случае $P_3 = P_4$ и 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 гидравлического сопротивления.

Экспериментами установлено, что при ламинарном движении $f_{\text{дно}}$ зависит от числа Рейнольдса: $f_{\text{дно}} = a/\text{Re}$, а при турбулентном – не зависит. Поэтому, раскрыв значение Re по формуле (2.8), получаем для касательного напряжения на дне $\tau_{\text{дно}}$ при ламинарном режиме

$$\tau_{\text{дно}} = a\rho V^2/\text{Re} = a\rho V\nu/h. \quad (2.23)$$

Для турбулентного режима сохраняется формула (2.22).

В формулах (2.22) и (2.23) $f_{\text{дно}}$ и a – коэффициенты, определяемые опытным путем. Коэффициент трения $f_{\text{дно}}$ зависит от шероховатости 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 воды, а при турбулентном – от скорости течения во второй степени и не зависит от вязкости.

Таким образом, для ламинарного и турбулентного режимов движения воды получим соответственно два разных выражения для силы трения на дне:

$$T_{\text{дно}} = S_{\text{дно}} \cdot a\rho V\nu/h, \quad (2.24)$$

$$T_{\text{дно}} = S_{\text{дно}} \cdot f_{\text{дно}} \rho V^2, \quad (2.25)$$

где $S_{\text{дно}} = \Delta x \cdot B$.

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

$$\tau_{\text{встр}} = f_{\text{встр}} \rho_{\text{возд}} W^2 \cos\psi. \quad (2.26)$$

Здесь $f_{\text{встр}}$ – 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 $\tau_{\text{встр}}$ получает отрицательный знак. Выражение для трения ветра на водной поверхности, таким образом, будет следующим:

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

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 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. 2.3б) позволяет получить следующее выражение:

$$m \frac{dV}{dt} = F'_g - T_{\text{дно}} - \Delta P + T_{\text{ветр}}, \quad (2.28)$$

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 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 (2.28) не включены, поскольку они действуют в поперечном направлении к потоку, а

одномерное уравнение (2.28) 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 океанах, морях, озерах, а также и в реках. Кроме перечисленных часто выделяют 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 примеров рассмотрим лишь весьма часто встречающиеся в водных объектах гравитационные движения воды, и то лишь для простейшего случая равномерного движения ($dV/dt=0$). При равномерном движении действующие в потоке силы уравновешива-

ют друг друга, левые части уравнений (2.4) и (2.28) равны нулю, т. е. имеем $\Sigma F = 0$.

Если действуют лишь силы F'_g и $T_{\text{дно}}$, то из (2.28) получим простое соотношение:

$$F'_g = T_{\text{дно}}. \quad (2.29)$$

Для выделенного на Рис. 2.3 объема воды $F'_g = mgI = \rho g \Delta x B h I$, а величина $T_{\text{дно}}$, как было показано выше, будет иметь разное выражение для условий ламинарного и турбулентного режимов: см. формулы (2.24) и (2.25). Заменяя S на $\Delta x B$, подставляя значения F'_g и $T_{\text{дно}}$ в (2.29) и решая полученные уравнения относительно скорости течения V , получим две зависимости: для ламинарного потока

$$V = gh^2 I / av, \quad (2.30)$$

а для турбулентного

$$V = \sqrt{ghI / f_{\text{дно}}}. \quad (2.31)$$

Эти зависимости 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.

Зависимость (2.30) – типа формулы Пуазеля, выведенной им для ламинарного движения воды в трубах. Частными случаями зависимости (2.30) являются формула Лагалли для движения льда в ледниках $V_{\lambda} = kh_{\lambda}^2 I$ (см. гл. 4) и формула Дарси для движения грунтовых вод $u_{\text{ф}} = k_{\text{ф}} I$ (см. гл. 5).

Зависимость (2.31) – типа формулы Шези, широко используемой для расчета движения воды в реках и каналах (см. гл. 6). Формула Шези $V = C\sqrt{hI}$ может быть получена из зависимости (2.31) путем замены $\sqrt{g/f_{\text{дно}}} = C$, где C – коэффициент Шези.

2.6. ВЕРТИКАЛЬНАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ ВОД

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

$$E = \frac{d\rho}{dz}, \quad (2.32)$$

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

Если плотность воды увеличивается с глубиной (вдоль оси z), то $d\rho/dz > 0$ и $E > 0$. Этому случаю отвечает *вертикальная устойчивость вод*. Если же плотность воды уменьшается с глубиной, то $d\rho/dz < 0$ и $E < 0$. Массы воды в этом случае *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 E 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 увеличению вертикальной устойчивости вод. Отмеченные процессы вертикального перераспределения вод с разной плотностью характерны для многих водных объектов – океанов и морей, озер и водохранилищ, некоторых участков рек и т. д.

В водных объектах массы воды стремятся приобрести вертикальную устойчивость, когда 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 воды более плотной, чем в море, упоминался в разделе 1.3.2. В данном случае 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, во-первых, резким сокращением пресноводного речного стока из-за сильной засухи, во-вторых, значительным испарением того небольшого объема речных вод, который все же попадает на устьевой участок реки, в-третьих, 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 воды 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»*.

Более подробно вопросы вертикальной устойчивости вод, ее нарушения и восстановления в глубоких озерах, морях и океанов будут рассмотрены в разд. 7.7.2, 7.7.3, 10.6.

ГЛАВА 3. КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ ЗЕМЛИ

Важнейшей особенностью природных условий Земли является 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. Движение воды на планете сопровождается переносом растворенных и взвешенных веществ, теплоты, кинетической энергии. Вода – причина процессов выветривания, основа денудационных и эрозионно-аккумулятивных процессов. Вполне справедливыми поэтому выглядят слова, приписываемые Леонардо да Винчи: «Вода – это движущая сила природы».

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 приблизительно 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 ²/₃ поверхности нашей планеты покрыто водной оболочкой, состоящей из океанов и морей; причем особенно существенно вода преобладает над сушей в Южном полушарии.

Общая площадь водных объектов на поверхности суши (ледников, озер, водохранилищ, рек, болот) составляет 21,5 млн км², или 14,4% площади суши (табл. 3.1). Если не учитывать ледники, то на остальные водные объекты суши останется всего 5,2 млн км² (3,5% площади суши).

Таким образом, общая площадь водных объектов на поверхности Земли составляет: 361,3 млн км² (океаны и

моря) + 21,5 млн км² (водные объекты суши, включая ледники) = 382,8 млн км², т. е. 75% или $\frac{3}{4}$ поверхности планеты.

Количество воды на земном шаре. Общйй объем воды в водных объектах на земном шаре около 1388 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 90,4, 9,2 и 0,3%. На горные ледники остается всего 0,1%.

Таблица 3.1. Запасы воды на земном шаре

Виды природных вод	Площадь		Объем, тыс. км ³	Доля в мировых запасах, %		Средний период возобновления запасов воды
	млн км ²	% площади суши		всех вод	пресных вод	
<i>Вода на поверхности литосферы</i>						
Мировой океан	361,3	–	1 338 000	96,4	–	2660 лет
Ледники и постоянный снежный покров	16,276	10,94	25774	1,86	70,1	–
В том числе						
• Антарктида	13,965	9,38	23297	1,68	63,36	9700 лет
• Гренландия	1,802	1,21	2365	0,17	6,43	9700 лет
• арктические острова	0,236	0,19	71,8	0,0052	0,19	9700 лет
• горные ледники	0,273	0,18	40,5	0,0029	0,11	1600 лет
Озера	2,059	1,38	176,4	0,013	–	17 лет
в том числе пресные	1,236	0,83	91,0	0,0066	0,25	–
Водоохранилища	0,365	0,25	6,3	0,00046	0,017	–
Вода в реках	–	–	2,12	0,00015	0,0058	19 суток
Вода в болотах	2,682	1,80	11,47	0,00083	0,031	5 лет
<i>Вода в верхней части литосферы</i>						
Почвенная влага	133,0	–	40,0	0,0029	0,11	–
Подземные воды	134,8	–	23400	1,69	–	1400 лет
в том числе пресные	133,8	–	10530	0,76	28,6	–

Подземные льды зоны многолетне- мерзлых пород	21,0	14,11	300	0,022	0,82	10 000 лет
<i>Вода в атмосфере и в организмах</i>						
Вода в атмосфере	–	–	12,9	0,00093	0,035	8 суток
Вода в организмах	–	–	1,12	0,000081	0,003	несколько часов
<i>Общие запасы воды</i>						
Общие запасы воды в том числе пресной	–	–	1 387 700	100	–	–
	–	–	36769	2,65	100	–

Примечания. Таблица составлена по данным монографии «Водные ресурсы России и их использование (ГИ, 2008). О периоде условного возобновления запасов воды см. разд. 3.4.

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 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 большие 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 (растениях и животных). 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 присутствует 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 36,8 млн км³ пресных вод (2,65% 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 большую часть истории 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 в виде льда около 0,5 км³ воды, т. е. величина в сравнении с полным объемом вод на планете ничтожная. Приблизительно столько же воды рассеивается с Земли в космическое пространство. Полагают также, что некоторое количество воды расходуется в процессе фотосинтеза: по данным А.А. Ничипоровича, эта величина составляет 225 км³ воды в год.

Объемы 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 приблизительно 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. Ряд исследователей полагает, что в ледниковые эпохи уровень Мирового океана может понизиться на 110–120 м ниже современного, а в межледниковья – подняться на 10–15 м выше современного. Если бы растаяли все покровные ледники Земли, то уровень Мирового океана, по оценке В.М. Котлякова, поднялся бы по сравнению с современным на 64 м. Это привело бы к затоплению огромных прибрежных территорий площадью около 12 млн км² (8% поверхности суши).

За последние 18 тыс. лет уровень Мирового океана повысился не менее, чем 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 перераспределение воды между водными объектами разных типов все же происходит.

Представленные в табл. 3.1 сведения о количестве воды в разных объектах гидросферы, по мнению авторов расчетов – сотрудников ГГИ (2008) – отражают осредненные данные приблизительно за последние полвека и не могут осветить изменения, медленно происходящие в гидросфере Земли.

3.2. СОВРЕМЕННЫЕ И ОЖИДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ГИДРОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

3.2.1. Изменения климата и гидросферы в XX – начале XXI вв.

В настоящее время человечество становится свидетелем глобальных изменений климата Земли и сопутствующих изменений состояния гидросферы. Эти изменения из области предположений перешли уже в категорию доказанных фактов: происходит общее потепление климата, тают многие ледники, повышается уровень Мирового океана. Идут лишь споры о том, что стало основной причиной этих глобальных изменений климата – астрономические процессы (изменения солнечной активности, положения полюсов Земли и т. д.), естественные периодические колебания системы Мировой океан – ледники или антропогенное увеличение содержания так называемых парниковых газов в атмосфере и усиление парникового эффекта.

Причины изменения климата. Гипотеза антропогенного изменения климата, в основу которой положен учет выбросов в атмосферу парниковых газов и прежде всего CO_2 , наиболее полно и последовательно отражена в докладах, подготовленных Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК) (IPCC)⁴⁵⁶ Эти доклады содержат как последние оценки

⁴ Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC. Summary for Policymakers and Technical Summary. WMO/UNEP. 2001.

⁵ Climate Change 2007. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Forth Assessment Report of the IPCC. Summary for Policymakers. Paris. IPCC Secretariat. 2007.

⁶ Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the IPCC. Summary for Policymakers. 2013.

произошедших в XX в. изменений климата и гидросферы Земли, так и многовариантные прогнозы глобальных изменений в XXI в. Важно, что эти оценки в целом нашли подтверждение в материалах многочисленных международных научных конференций, в том числе Всемирной конференции по изменению климата, которая прошла в Москве 29 сентября – 3 октября 2003 г.⁷

Причиной глобального потепления климата стал нарушивший тепловой баланс атмосферы парниковый эффект, обусловленный накоплением в атмосфере парниковых газов – продуктов сжигания ископаемого топлива (нефти, газа, каменного угля). Источниками парниковых газов были также антропогенное преобразование поверхности суши и цементное производство.

По данным IPCC-2013, средняя концентрация главных парниковых газов в атмосфере Земли в 2012 г. составила: двуокиси углерода (диоксида углерода, углекислого газа) CO_2 $391 \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$, метана CH_4 $1803 \cdot 10^{-6} \text{ ‰}$, закиси (оксида) азота N_2O $324 \cdot 10^{-6} \text{ ‰}$. Величины этих современных концентраций превысили их значения в 1750 г. (в доиндустриальную эпоху) на 40, 150 и 20% соответственно.

Парниковые газы поглощают длинноволновое излучение, испускаемое поверхностью Земли, что ведет к нагреванию нижних слоев атмосферы. Такое явление получило название «парниковый эффект». Он был всегда присущ атмосфере Земли, но в последнее столетие усилился.

Если первопричиной изменения теплового состояния атмосферы стало накопление в ней парниковых газов, то причиной всех последующих изменений в системе атмосфера–гидросфера (изменение

⁷ Всемирная конференция по изменению климата. Тезисы докладов. Москва, Россия. 2003, 29 сентября – 3 октября. 700 с.

ледово-термического режима рек, озер, океанов и морей, таяние ледников, деградация многолетней мерзлоты, изменение режима атмосферных осадков, усиление циклонической деятельности, повышение уровня Мирового океана стало повышением температуры воздуха в приземном слое Земли.

Повышение температуры воздуха. Согласно IPCC-2013, осредненная температура воздуха у поверхности суши и океана за 1900–2012 гг. повысилась в среднем на 0,85°C (табл. 3.2). Каждое из трех последних десятилетий оказалось теплее, чем любое десятилетие с 1850 г., а период 1983–2012 гг. в Северном полушарии стал самым теплым за последние 1400 лет (IPCC-2013).

Таблица 3.2. Многолетние изменения средних за десятилетия: отклонений глобально осредненной приземной температуры воздуха от ее среднего значения в 1901–1910 гг. ΔT ; отклонений осредненного уровня Мирового океана от его среднего значения в 1901–1910 гг. ΔH ; площади распространения морских льдов в Арктике в летний период (июль–сентябрь) S по данным, обобщенным в IPCC-2013.

Годы	ΔT , °C	ΔH , см	S , млн км ²
1851–1860	0,08	–	–
1861–1870	0,06	–	–
1871–1880	0,14	–	–
1881–1890	0,12	–	–
1891–1900	0,04	–	–
1901–1910	0,00	0	10,2
1911–1920	0,02	1	11,0
1921–1930	0,18	2	10,4
1931–1940	0,30	3	10,2
1941–1950	0,42	5	10,4
1951–1960	0,36	8	10,8

1961–1970	0,36	8	10,0
1971–1980	0,32	10	9,8
1981–1990	0,50	12	8,8
1991–2000	0,68	14	8,0
2001–2010	0,84	17	6,8

Над сушей (в особенности в Северном полушарии) повышение температуры оказалось более существенным, чем над океаном и в среднем для всего земного шара. Из материалов VII Всероссийского гидрологического съезда (ноябрь 2013 г.) следует, что на территории России увеличение среднегодовой температуры воздуха в 1976–2012 гг. составило 0,4°C за каждые 10 лет, что почти в два раза превышает средний рост глобальной температуры.

Данные табл. 3.2 свидетельствуют о том, что в конце XX – начале XXI вв. рост температуры воздуха немного ускорился.

Нагревание поверхностных слоев Мирового океана. За период с 1971 по 2010 г. температура воды в верхнем слое вод океана толщиной 75 м повышалась со средней интенсивностью 0,11°C за каждое десятилетие. Нагревание морских вод распространилось приблизительно до глубины 700 м. В этом слое (0–700 м) накопилось более 60% всей тепловой энергии во всей климатической системе Земли.

Таяние ледников. С середины XX в. на Земле усилилось таяние ледников, как покровных, так и горных. Потери массы льда в Антарктиде увеличились с 30 млрд т/год в среднем за период 1992–2001 гг. до 147 млрд т/год в среднем за период 2002–2010 гг. Масса льда в Гренландии уменьшалась с интенсивностью 34 млрд т/год в 1992–2001 гг. и 215 млрд т/год в 2002–2011 гг. Заметим, что изменение массы льда, выраженное в млрд т, соответствует изменению объема талой воды в км³.

Уменьшение площади, занятой морскими льдами в Арктике. Каждый год зимой в Арктике формируется огромная масса неподвижных и дрейфующих льдов. Большая часть этих льдов в течение лета тает, и поэтому площадь, занятая льдами, в конце лета (июле–сентябре) становится наименьшей в году. Эта площадь в 1979–2012 гг. уменьшилась приблизительно с 10 до 7–8 млн км² (табл. 3.2). Интенсивность такого уменьшения составляла 0,45–0,51 млн км² за десятилетие и постепенно возрастала. Данные табл. 3.2 свидетельствуют о том, что площадь летних морских льдов в Арктике сокращалась одновременно с ростом температуры воздуха: повышение температуры на 0,1°C приводило к уменьшению площади льдов на 0,44 млн км².

Сокращение площади со снежным покровом. За период 1967–2012 гг. площадь, занятая снежным покровом в Северном полушарии сократилась в марте–апреле и июне в среднем соответственно на 1,6 и 11,0% за каждое десятилетие.

Деградация многолетней мерзлоты. Во многих регионах на севере Евразии и Северной Америки в связи с ростом температуры воздуха отмечены, во-первых, повышение температуры верхнего слоя многолетнемерзлотных грунтов, а во-вторых, оттаивание этих грунтов и отступление южной границы зоны многолетней мерзлоты.

На севере Аляски температура верхнего мерзлого слоя грунта с начала 1980-х гг. до середины 2000-х гг. повысился, например, на 3°C. На севере Европейской части России такая температура за 1971–2010 гг. возросла на 2°C; в этом же регионе отмечены уменьшение толщины слоя мерзлых грунтов и его площади.

Смягчение ледовых условий на реках и озерах. Потепление климата заметно сказалось на изменении ледового режима многих рек и озер, особенно в южной

части умеренного климатического пояса. Например, в низовьях Кубани, Дона, Дуная отмечено небольшое повышение температуры воды в холодный период года. Это привело к более позднему замерзанию водотоков и водоемов и более раннему их вскрытию. Сократилась продолжительность ледостава, уменьшилась толщина ледяного покрова. Более частыми стали зимы без ледостава. Однако периодические заторы льда в очень холодные зимы сохранились.

Изменение жидких атмосферных осадков. Изменение количества дождевых осадков трудно поддается надежным оценкам. Многие исследователи отмечают, что в последнее столетие несколько возросло количество атмосферных осадков в регионах с избыточным и достаточным увлажнением и, наоборот, заметно уменьшилось в районах с недостаточным увлажнением и в сухих областях. По-видимому, проявляется тенденция увеличения увлажненности в регионах более увлажненных в настоящее время и, наоборот, уменьшение увлажненности в регионах, испытывающих недостаток в воде. В последнем случае недостаток воды объясняется не только малым количеством атмосферных осадков, но и большими заборами речных вод на орошение земель и водообеспечение населения.

Изменения водного стока рек. Мнение специалистов о влиянии изменений климата на водный сток рек разделилось. Одни считают, что в целом для земного шара увеличение атмосферных осадков привело к некоторому увеличению стока воды рек. Действительно, в XX в. отмечено, что многие крупные реки на севере Канады и в российской Сибири заметно увеличили свой водный сток. Другие же специалисты утверждают, что хозяйственная деятельность в пределах речных бассейнов (забор воды на орошение, сооружение водохранилищ и др.) ведет в большинстве

случаев к уменьшению водного стока рек. Подробнее эти вопросы рассматриваются в разд. 6.7 и 6.15.

Для многих рек в пределах умеренного климатического пояса Северного полушария (в том числе для большинства рек России) в XX в. стало характерным существенное уменьшение стока воды в период весеннего половодья (обусловлено уменьшением запасом воды в снежном покрове) и некоторое увеличение стока в весенне-осенний и зимний периоды. Изменения стока в течение года несколько выровнялись. Половодье стало наступать в более ранние сроки, чем раньше.

В то же время на некоторых реках, в бассейнах которых находятся снежные горы и в режиме которых проявляется морское влияние, изменения стока стали более контрастными. Примером может служить хорошо изученный гидрологический режим Дуная (на этой реке есть гидрологические посты с продолжительностью наблюдений 130–150 лет). Только в первое десятилетие XXI в. на Дунае произошли четыре экстремальных гидрологических события: крупный паводок в августе 2002 г., выдающиеся весенне-летние половодья в 2006 и 2010 гг., исключительное маловодье во время засухи в летне-осенний период в 2003 г. Во время паводка и половодий были превышены исторические максимумы уровней воды на постах расположенных на расстоянии более 2000 км (при общей длине Дуная 2860 км). Необходимо добавить, что упомянутые экстремальные гидрологические события произошли на фоне климатически обусловленного увеличения водоносности Дуная в последние полвека, которое «перекрыло» влияние заборов воды на хозяйственные нужды.

Изменение динамики атмосферы и активизация ураганов, тайфунов, штормов и вызываемых ими сильного морского волнения и штормовых нагонов. Увеличение контрастности в распределении приземной температуры воздуха, активизация как тропических, так и внетропических циклонов привели к увеличению силы и частоты экстремальных гидрологических процессов на реках и, в особенности, в морях и океанах.

Начиная с середины XX в. участились и усилились тайфуны и ураганы и связанные с ними катастрофические штормовые нагоны. Так, в XX – начале XXI вв. случились разрушительные нагоны с большими человеческими жертвами в устьях Темзы и Рейна (Big Flood, 31.01–02.02.1953), в дельтах рек Кубани (28–29.10.1969), Ганга и Брахмапутры (12–13.11.1970 и 29.04.1991) и Миссисипи (Katrina, 23–30.08.2005), Иравади (Nargis, 02–03.05.2008) и др.

Во второй половине XX в. сильное нагревание поверхностных вод в тропической зоне Тихого океана сделало более частым и интенсивным явление Эль-Ниньо (см. разд. 10.15), которое вызывает сильную засуху в одних частях материков и сильные дожди – в других. Некоторые специалисты считают, что «дыхание» Эль-Ниньо иногда достигает Европы.

Изменение солености вод Мирового океана. Соленость морских вод немного возросла в районах, где вследствие общего потепления климата увеличилось испарение с водной поверхности. Наоборот, морские воды уменьшили свою соленость в районах океанов, где возросли атмосферные осадки или усилилось таяние морских льдов.

Повышение уровня Мирового океана. Повышение уровня океанов и связанных с ними морей стало одним из важнейших последствий глобального потепления климата.

В современную эпоху средний уровень Мирового океана начал заметно повышаться с середины XIX в. По данным ИРПС-2013, в период 1901–2010 гг. среднегодовой уровень поднялся в среднем на 19 см (табл. 3.2). Средняя интенсивность повышения уровня за этот период составила 1.7 мм/год. В конце XX – начале XXI вв. уровень океана стал повышаться с ускорением (табл. 3.2). В период 1990–2010 гг. средняя скорость подъема уровня достигла ~3 мм/год.

Основными причинами повышения уровня Мирового океана явились таяние покровных ледников и тепловое расширение морской воды, обусловленные повышением температуры воздуха. Начиная с 1970-х гг. вклад этих двух факторов в повышение уровня океана составил, по расчетам ИРПС-2013, около 75%. На повышение уровня океана, возможно, повлияло и таяние льда в мерзлых грунтах. Связь повышения уровня Мирового океана с температурой воздуха у поверхности Земли (табл. 3.2) очевидна. Эти две характеристики увеличивались почти синхронно. Причем повышение температуры воздуха на 0,1°C давало прирост уровня Мирового океана приблизительно на 2,1 см.

3.2.2. Ожидаемые изменения климата и гидросферы в XXI в.

Согласно большинству современных исследований (включая доклады МГЭИК-ИРПС в 2001, 2007 и 2013 гг.), выявленные изменения гидроклиматической системы Земли продолжатся и в XXI в. Наиболее достоверные прогностические оценки таких ожидаемых изменений содержатся в материалах ИРПС-2013. Они базируются на использовании так называемых глобальных климатических моделей.

Глобальные климатические модели. В последнее время для оценки происходящих, а, главное, ожидаемых изменений климата и гидросферы Земли стали

широко применяться *глобальные климатические модели* (ГКМ). Современные ГКМ включают в качестве компонентов интерактивные (взаимодействующие между собой) математические модели атмосферы, океана, верхних слоев суши, криосферы (ледниковых систем), биосферы. ГКМ основаны на физических законах и представлены сложной системой дифференциальных уравнений в частных производных.

При расчетах обычно используют *ансамбли моделей общей циркуляции атмосферы и океана* (МОЦАО), т. е. комплекс таких моделей, разработанных ведущими научными организациями многих стран.

Проверка ГКМ с использованием данных наблюдений в XX в., проведенная МГЭИК (IPCC), показала в целом хорошее совпадение фактических и рассчитанных величин изменений климата при известных изменениях концентрации парниковых газов в атмосфере. Результаты такой проверки позволяют сделать по крайней мере четыре важных вывода: 1) ГКМ более или менее адекватно отражают происходящие изменения климата и гидросферы; 2) подтверждается ведущая роль содержания CO_2 и парникового эффекта в изменениях климата; 3) подтверждается антропогенная гипотеза современных изменений климата; 4) ГКМ могут быть использованы для многовариантных и приближенных расчетов возможных изменений климата и гидросферы в XXI в.

Прогностические оценки в докладе IPCC-2013 сделаны, исходя из различных сценариев изменения выбросов парниковых газов в атмосферу, в свою очередь, зависящих от социально-экономических и технологических характеристик различных схем дальнейшего развития человечества. По этой причине прогностические оценки обладают существенной неопределенностью и имеют многовариантный характер.

Самые «благоприятные» сценарии учитывают применение в экономике прогрессивных, в том числе энергосберегающих технологий. Самые «неблагоприятные» сценарии опираются на более консервативные тенденции в будущем развитии экономики, в росте населения планеты.

«Благоприятным» сценариям соответствуют *меньшие* выбросы парниковых газов, меньшее проявление парникового эффекта и меньший рассчитанный рост температуры воздуха. При «неблагоприятных» сценариях учитываются *бóльшие* выбросы парниковых газов, что ведет к усилению парникового эффекта и *бóльшему* повышению температуры воздуха.

По разным сценариям МГЭИК-IPCC, концентрация парниковых газов в атмосфере к 2100 г. может возрасти до 0,475–1,1313‰ (табл. 3.3).

Ожидаемые в XXI в. изменения температуры воздуха. Приведенные в табл. 3.3 результаты модельных расчетов показывают, что в XXI в. рост глобальной температуры воздуха не только продолжится, но и усилится. Этот рост по разным сценариям может составить к концу XXI в. от 0,3 до 4,8°C по сравнению с температурой в 1986–1995 гг. Средние величины повышения температуры по четырем сценариям (табл. 3.3) получены от 1,0 до 3,7°C.

Ожидаемые в XXI в. изменения других характеристик атмосферы Земли. Согласно IPCC-2013, в XXI в. помимо роста глобальной температуры ожидаются: 1) увеличение повторяемости случаев экстремальных жарких и холодных дней; 2) увеличение контрастов в количестве атмосферных осадков между увлажненными и засушливыми регионами; в частности, к концу XXI в. ожидается увеличение осадков в высоких широтах и в экваториальном поясе и влажных районах в средних широтах, уменьшение – в субтропическом поясе и некоторых засушливых районах в средних широтах; 3) усиление активности муссонов и

увеличение в период муссонов осадков, что связано с увеличением влажности воздуха; 4) явления Эль-Ниньо-Южное колебание (ENSO) останутся доминирующим процессом в межгодовых изменениях погоды, температуры воздуха и осадков; количество осадков в эти периоды увеличится; ENSO могут оказывать глобальное воздействие на состояние погоды.

Таблица 3.3. Ожидаемые изменения глобально осредненной приземной температуры воздуха и повышения осредненного уровня Мирового океана в XXI в. по сравнению с базисным периодом 1986–1995 гг. по IPCC-2013

Сценарий	Концентрация в конце XXI в., 10 ⁻³ %		Изменение температуры воздуха, ΔT°С		Повышение уровня океана, ΔH, м	
	CO ₂	всех парниковых газов	среднее (вероятный диапазон)		среднее (вероятный диапазон)	
			2046–2065	2081–2100	2046–2065	2081–2100
RCP2.6	421	475	1,0 (0,4–1,6)	1,0 (0,3–1,7)	0,24 (0,17–0,32)	0,40 (0,26–0,55)
RCP4.5	538	630	1,4 (0,9–2,0)	1,8 (1,1–2,6)	0,26 (0,19–0,33)	0,47 (0,32–0,63)
RCP6.0	670	800	1,3 (0,8–1,8)	2,2 (1,4–3,1)	0,25 (0,18–0,32)	0,48 (0,33–0,63)
RCP8.5	936	1313	2,0 (1,4–2,6)	3,7 (2,6–4,8)	0,30 (0,22–0,38)	0,63 (0,45–0,82)

Ожидаемые в XXI в. изменения в криосфере.

Ожидается следующее: 1) дальнейшее сокращение площади, занятой в Арктике морскими льдами; по некоторым сценариям, к концу XXI в. к сентябрю Арктика может полностью освобождаться от ледяного покрова; по другим сценариям, в конце XXI в. сокращение площади летних морских льдов уменьшится по сравнению с современными на 43–92%; 2) масса льда в

покрывных и горных ледниках будет продолжать быстро уменьшаться; 3) площадь с весенним снежным покровом в Северном полушарии сократится, к концу столетия, по разным сценариям, на 7–25%; 4) продолжится деградация многолетней мерзлоты на севере Северного полушария; площадь поверхностного слоя (0–3,5 м) с мерзлыми грунтами сократится на 37–81%.

Ожидаемые в XXI в. изменения уровня Мирового океана. В Третьем Оценочном докладе МГЭИК-IPCC (2001 г.) был сделан приближенный прогноз ожидаемых в XXI в. изменений уровня Мирового океана (Рис. 3.1). Последующие более детальные исследования в целом подтвердили упомянутые расчеты.

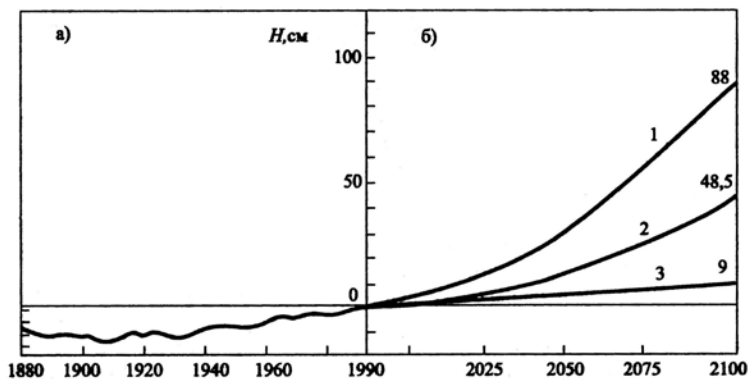


Рис. 3.1. Изменения уровня Мирового океана: по наблюдениям, согласно Первому докладу МГЭИК (1990) (а), и по прогнозу, по данным Третьего доклада МГЭИК (2001) (б). Ожидаемый рост уровня: 1 — максимальный; 2 — средний, 3 — минимальный

Согласно модельным расчетам (IPCC-2013), уровень Мирового океана в XXI в. продолжит повышаться вслед за ростом температуры воздуха и может подняться к концу века в сравнении с уровнем в 1986–2005 гг. по разным сценариями на величину от 0.26 до 0.82 м (табл. 3.3). Интенсивность повышения уровня океана к концу XXI в. может возрасти до 8–16 мм/год. Вклад теплового расширения морской воды и таяния ледников в рост уровня океана к концу века составит 30–55 и 15–35% соответственно.

Несколько иные прогнозы изменения уровня океана и Северного моря разработаны в 2006 г. английским Департаментом по делам окружающей среды, продовольствия и сельского хозяйства (Department for Environment, Food and Rural Affairs – DEFRA). Согласно этим прогнозам, интенсивность повышения уровня Мирового океана и Северного моря и его величина должны составлять: за период 1991–2025 гг. 4 мм/год и 14,0 см; за 2026–2055 гг. 8,5 мм/год и 25,5 см; за 2056–2085 гг. 12 мм/год и 36 см; за 2086–2115 гг. 15 мм/год и 45 см. Суммарный прирост уровня за 1991–2115 гг. должен составить 120.5 см. Проекты новых сооружений в устье Темзы для защиты Лондона от наводнений во время нагонов разрабатываются в расчете именно на такое повышение уровня. В эстуарии Эльбы научные исследования проводятся также при предположении, что уровень Северного моря за XXI в. повысится на 1 м.

В рассмотренных выше прогнозах не учитывается маловероятное, но все же возможное воздействие на рост уровня Мирового океана разрушения (collapse) части ледникового щита в Западной Антарктиде. Согласно исследованиям по проекту «Атлантик» (Lonsdale et al., 2008), в случае такого «коллапса» после 2030 г. в течение ста лет уровень океана может подняться на 5 м.

Такое развитие событий названо «климатическим сюрпризом».

Некоторые экологические и социально-экономические последствия происходящих и ожидаемых изменений климата и гидросферы. Очевидно, что кратко рассмотренные выше происходившие, происходящие и ожидаемые в будущем изменения климата и гидросферы Земли не могут не оказывать воздействия как на другие природные условия, так и на жизнь людей и их хозяйственную деятельность. Оценки этого представляют большой научный и практический интерес и требуют серьезной разработки. Авторы учебника ограничатся лишь некоторыми общими выводами по этой проблеме.

Безусловно что часть изменений климата и гидросферы имеют *положительное (благоприятное) значение*. Так, повышение температуры воздуха продлевает длительность вегетационного периода и смещает зону активного земледелия в Северном полушарии на север. Этому же способствует увеличение атмосферных осадков в этом регионе.

Смягчение ледового режима на реках и озерах, а также в арктических морях способствует продлению сроков навигации.

В то же время более частые экстремальные явления погоды и гидрологические события наносят и будут наносить все больший ущерб. То же можно сказать и об ожидаемом дальнейшем повышении уровня Мирового океана и связанных с ним морей. Зона возможного затопления охватывает огромные площади, где проживают миллионы людей. Защита от речных и морских наводнений требует проведения сложных и дорогостоящих инженерных работ. Достаточно упомянуть грандиозные гидротехнические сооружения по защите от наводнений Санкт-Петербурга, Лондона, Гамбурга, низменных береговых районов в Нидерландах.

Засушливые районы, где дефицит осадков и водных ресурсов возрастает, наоборот, нуждаются в крупных мелиоративных мероприятиях.

Деградация многолетней мерзлоты потребует разработки новых методов строительства дорог и различных сооружений в этих районах.

3.3. ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ И ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ И РОЛЬ В НЕМ ПРИРОДНЫХ ВОД

Энергетической основой движения вод на Земле служат в первую очередь солнечная радиация и тепловые процессы, а во вторую – сила тяжести. Поэтому прежде чем проанализировать закономерности круговорота воды на земном шаре, рассмотрим особенности теплового режима атмосферы и поверхности Земли и роль в нем гидросферы.

Единственным внешним источником поступления теплоты на Землю служит Солнце – излучаемая им коротковолновая радиация. Современная средняя величина солнечной постоянной принимается равной 1367 Вт/м^2 . Учитывая шарообразность Земли, можно получить, что на верхнюю границу атмосферы поступает $\frac{1}{4}$ часть указанной величины, т. е. $341,8 \text{ Вт/м}^2$. С учетом площади поверхности Земли (510 млн км^2), получим, что величина приходящей к планете коротковолновой солнечной радиации составляет $341,8 \text{ Вт/м}^2 \times 510 \cdot 10^{12} \text{ м} = 1,743 \cdot 10^{17} \text{ Вт}$ или за «средний» год ($365,25 \text{ сут} = 31,56 \cdot 10^6 \text{ с}$) $5,50 \cdot 10^{24} \text{ Дж}$.

Тепловой баланс атмосферы и земной поверхности очень сложен (С.П. Кромов, М.А. Петросянц, 2001). Для приближенной оценки теплового баланса Земли воспользуемся схемой, предложенной М.И. Будыко (1980). Эта схема относительно проста, но вполне достаточна, чтобы уяснить роль гидросферы в тепловой балансe Земли.

Обычно принимают, что планетарное альbedo Земли равно 30%. Это означает, что 30% коротковолновой солнечной радиации отражается Землей и уходит обратно в мировое пространство. Остальная часть солнечной радиации (70% или $239,3 \text{ Вт/м}^2$, а всего для планеты $12,20 \cdot 10^{17} \text{ Вт}$, т. е. $3,85 \cdot 10^{24} \text{ Дж}$ в год) поглощается атмосферой и земной поверхностью.

Земля в течение длительного времени сохраняет свое тепловое равновесие; это означает, что в мировое пространство должно уходить то же количество теплоты, что и поглощается Землей ($239,3 \text{ Вт/м}^2$), но уже в виде длинноволнового излучения.

Поглощаемая Землей солнечная радиация ($239,3 \text{ Вт/м}^2$) расходуется, по оценкам М.И. Будыко, следующим образом: 66% поглощается земной поверхностью, а остальные 34% – атмосферой.

Радиационный баланс земной поверхности (R) равен поглощенной этой поверхностью радиации за вычетом эффективного излучения (I). На долю R и I приходится соответственно около 105 и 53 Вт/м^2 или 44 и 22% поглощенной всей Землей солнечной радиации.

Большая часть радиационного баланса земной поверхности (84%) тратится на испарение воды. Это количество теплоты (около 88 Вт/м^2) составляет 37% всей поглощенной Землей солнечной радиации.

Затраты такого большого количества теплоты на испарение воды, безусловно, оказывают регулирующее влияние на тепловые процессы на Земле, и в этом проявляется важнейшая роль гидросферы в формировании климата планеты. Отметим также, что такие большие затраты теплоты на испарение обязаны одному из уникальных свойств самой воды – аномально большой удельной теплоте испарения (см. гл. 1). Испарение воды – это основа круговорота воды на Земле, о котором речь пойдет в разд. 3.4.

Оставшаяся часть энергии радиационного баланса (16% от R или 7 от всей поглощенной планетой солнечной радиации) расходуется на турбулентный теплообмен с атмосферой.

Важно отметить, что огромное количество теплоты, затраченной на испарение воды, полностью возвращается в атмосферу при конденсации водяного пара. Эта «возвращаемая» теплота обогревает атмосферу и становится причиной ее активности, особенно в тропиках. Атмосфера, поэтому, получает теплоту из трех ее источников: поглощенной коротковолновой радиации (34% всей солнечной радиации, перехваченной Землей), прихода теплоты в результате конденсации водяного пара (37%) и турбулентного потока тепла от земной поверхности (7%) (всего 78%). Вместе с эффективным излучением земной поверхности (22%). Это дает 100%, т. е. сумму длинноволнового излучения всей Земли в мировое пространство, в точности равное поглощенной планетой коротковолновой солнечной радиации.

Отношение эффективного излучения ко всему уходящему в мировое пространство длинноволновому излучению, равное 0,22, значительно меньше отношения поглощенной земной поверхностью радиации ко всей приходящей к верхней границе атмосферы коротковолновой солнечной радиации, равного 0,66. Это, как указывает М.И. Будыко (1980), и характеризует влияние парникового эффекта на тепловой баланс Земли. Парниковый эффект создает содержащиеся в атмосфере водяной пар, CO_2 и другие газы. По некоторым оценкам (Экологический энциклопедический словарь, 1999), энергетический вклад CO_2 в парниковый эффект составляет около 50 Вт/м^2 . Увеличение концентрации CO_2 в XX в. повысило, по данным Б. Болина (2003), антропогенное энергетическое

воздействие CO_2 на парниковый эффект на $2,5 \text{ Вт/м}^2$. Это относительно небольшое энергетическое влияние CO_2 на приземную часть атмосферы оказалось достаточным, чтобы заметно повысить температуру (см. в разд. 3.2).

Важно подчеркнуть различия в тепловом балансе поверхности суши и Мирового океана. Установлено, что на суше на испарение воды затрачивается около 54% энергии радиационного баланса, а на поверхности океана – уже более 90%.

Океан, имея температуру поверхностного слоя в среднем более высокую, чем атмосфера (приблизительно на 3°C), играет важнейшую роль в глобальном теплообмене и обогревает атмосферу. По расчетам В.П. Степанова (1983), в океане (в основном в его поверхностном слое) содержится $31,8 \cdot 10^{27}$ Дж теплоты, что в 21 раз больше, чем в атмосфере.

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

В целом для поверхности Земли радиационный баланс $R_{\text{пов}}$ и затраты теплоты 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. 3.2,а). Чтобы избыток теплоты в низких и дефицит теплоты в высоких широтах в целом для Земли балансировались, необходимо существование постоянно действующего механизма передачи теплоты из экваториальной зоны к полюсам. Осуществляют этот меридиональный перенос теплоты в основном *океанские течения*. Физической причиной течений служит неоднородность распределения плотности воды, а она, в

первую очередь, — различиями в температуре разных частей океана. Более подробно об этом будет сказано в гл. 10.

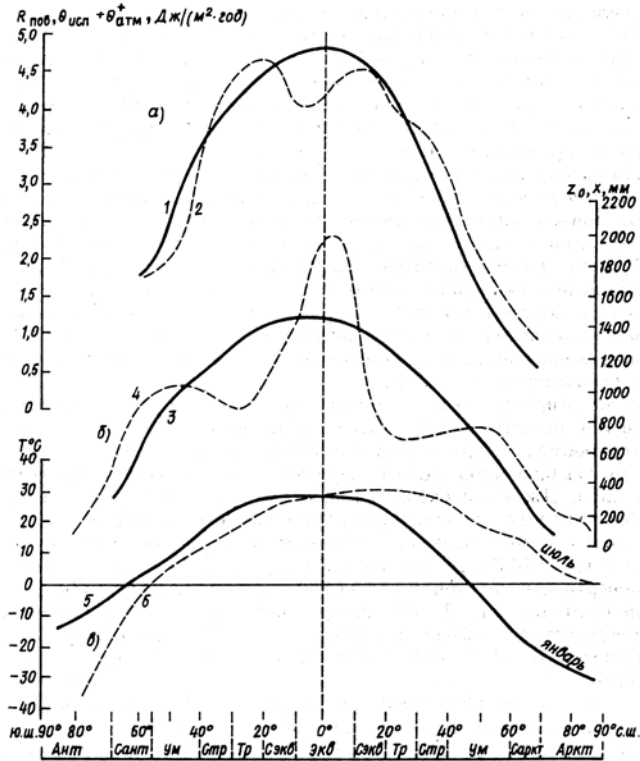


Рис. 3.2. Распределение на земном шаре
a — радиационного баланса поверхности Земли $R_{\text{пов}}$ (1) и суммы тепловых затрат на испарение и передачу тепла атмосфере $\Theta_{\text{исп}} + \Theta_{\text{атм}}$ (2); *b* — испаряемости Z_0 (3), осадков x (4), *b* — температуры воздуха T за январь (5) 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

Следует добавить, что в результате неравномерного распределения теплоты на земном шаре складывается неравномерное распределение атмосферного давления, температуры воздуха и испаряемости, а также атмосферных осадков (Рис. 3.2, *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. 3.2, *б*). В условиях арктического, субарктического, антарктического и субантарктического, а также частично умеренного и экваториального климата осадки x превышают теоретически возможное испарение (испаряемость z_w); здесь наблюдается избыток влаги и расположены области с избыточным увлажнением («индекс сухости» $z_w/x < 0,45$, по М.И. Будыко) – арктические пустыни, тундра, лесотундра, альпийские луга и занятые лесами области с достаточным увлажнением ($z_w/x = 0,45 \div 1,00$). В условиях субтропического, тропического, субэкваториального и частично экваториального климата отмечаются, наоборот, превышение испаряемости над осадками и дефицит влаги; здесь расположены области с недостаточным увлажнением ($z_w/x = 1,00 \div 3,00$) – лесостепь, ксерофитная субтропическая растительность, а также сухие области полупустынь и пустынь ($z_w/x > 3,0$). Условия увлажнения, как будет показано далее, играют важнейшую роль в формировании водного баланса и гидрологического режима речных бассейнов, озер и морей.

3.4. КРУГОВОРОТ ВОДЫ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ И МИРОВОЙ ВОДНЫЙ БАЛАНС

Круговорот воды на земном шаре – замечательная 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. Круговорот воды на Земле – основа возобновляемости водных ресурсов.

В последнее время в России вместо термина «круговорот воды» стали применять широко распространенный в западных странах термин «гидрологический цикл». Будем считать эти два понятия синонимами.

В круговороте воды на земном шаре (глобальном гидрологическом цикле) 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»⁸.

Физической причиной круговорота воды на земном шаре служат солнечная энергия и сила тяжести. *Солнечная энергия*, как было показано выше (разд. 3.3), – 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.

⁸ Вернадский В.И. Избр. соч. М., 1960. Т. IV. Кн. 2. С. 24.

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 местностям 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.

Глобальный круговорот воды. В круговороте воды на земном шаре проявляются закономерности сохранения вещества и водного баланса отдельных объектов гидросферы. Схема круговорота воды на земном шаре приведена на Рис. 3.3.

В табл. 3.4 приведены осредненные годовые величины переноса вод в объемных единицах (км^3), а также выраженные в мм слоя (объемы воды отнесены к площади объектов). В водном балансе 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.

На поверхность суши ежегодно выпадает в среднем 119 тыс. км³ атмосферных осадков. Они обусловлены поступлением влаги с океана (44,2 тыс. км³) и испарением с поверхности суши (75 тыс. км³). В среднем, за многолетний период в океан в виде *материкового стока* ежегодно возвращается 44,2 тыс. км³ (Водные ресурсы..., 2008). Материковый сток складывается из стока поверхностного (41,8 тыс. км³) и подземного, не дренируемого реками (2,4 тыс. км³). *Поверхностный сток*, в свою очередь, включает водный сток рек, впадающих в океан (39,5 тыс. км³), и *ледниковый сток* (2,3 тыс. км³).

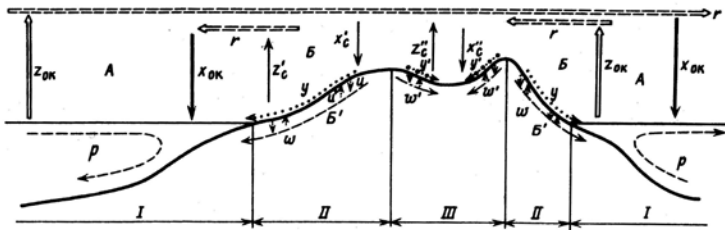


Рис. 3.3. Схема глобального круговорота воды:

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'_c – испарение, x'_c – осадки, y – поверхностный, w – подземный сток), *III* – области внутреннего стока суши (z''_c – испарение, x''_c – осадки, y' – поверхностный, w' – подземный сток), r – перенос влаги в атмосфере, p – океанические течения, $и$ и $и'$ – инфильтрация, подъем и испарение вод в грунтах

Таблица 3.4. Составляющие среднегодового мирового водного баланса (в отдельных случаях цифры округлены) (Водные ресурсы... ГГИ, 2008)

Часть планеты	Площадь, млн км ²	Осадки, тыс. км ³	Испарение, тыс. км ³	Сток воды в океаны, тыс. км ³				
				речной Y_p	ледниковый Y_A	поверхностный $Y_p + Y_A$	подземный W	материковый $Y + W$
Мировой океан	361	458	502	39,5	2,3	41,8	2,4	44,2
Суша, в т. ч.								
– в области внешнего стока	149	119	75	39,5	2,3	41,8	2,4	44,2
– в области внутреннего стока	119	110	66	39,5	2,3	41,8	2,4	44,2
	30	9	9	–	–	–	–	–
Для всей планеты	510	577	577	–	–	–	–	–

В Мировой океан поступает не весь водный сток, формирующийся на суше, поскольку она включает области внешнего и внутреннего стока. Атмосферные осадки, выпавшие на поверхность *областей внешнего стока*, достигают Мирового океана. Область внешнего стока разделена *главным водоразделом суши* на два склона. С одного из них материковый сток поступает в Атлантический и Северный Ледовитый океаны, с другого – в Тихий и Индийский океаны. Главный водораздел проходит по Южной и Северной Америке (от мыса Горн по Андам, Скалистым горам до Берингова пролива), по восточному нагорью Азии, пересекая его в широтном направлении, а затем протягивается вдоль восточной окраины Африки к ее южной оконечности. К бассейну Северного Ледовитого океана относится 15% всей площади суши, Атлантического – 34, Тихо-

го – 17, Индийского – 14%. В областях внешнего стока ежегодно выпадает 110 тыс. км³ осадков, а испаряется 66 тыс. км³. Разница (44 тыс. км³) и составляет материковый сток в океан (см. табл. 3.4).

Области внутреннего стока (бессточные области) не связаны с Мировым океаном. На их долю приходится 20% площади суши. К наиболее обширным областям внутреннего стока Европы относится водосборный бассейн Каспийского моря. В Азии – это обширная Туранская низменность, включающая водосборы Аральского моря и оз. Балхаш, пустыни Алашань, Гоби, Такла-Макан и др. К областями внутреннего стока на территории Африки относятся пустыни Сахара, Ливийская, Нубийская, Калахари, водосборы озер Чад, Рудольф и др. В Северной Америке бессточные области – это пустыня Большого Бассейна, в Южной Америке – водосборы озер Титикака – Поопо, полупустынные плато Патагонии. Западная и центральная части материка Австралии (более 50% всей площади) – это также области внутреннего стока. В областях внутреннего стока в среднем ежегодно выпадает 9 тыс. км³ осадков, этот же объем воды в дальнейшем испаряется (см. табл. 3.4). Суммарный сток рек в бессточных областях внутреннего стока (Волга, Амударья, Сырдарья, Или, Шари, Ома, Рамис, Десагудеро и др.) составляет менее 1 км³/год.

Изменение пространственного масштаба круговорота воды на Земле находит отражение в структуре уравнений водного баланса. Для всей планеты их структура учитывает равенство (за многолетний период времени) среднегодового объема испаряющейся воды Z и воды, выпадающей на поверхность планеты в виде атмосферных осадков X , т. е.

$$X - Z = 0. \quad (3.1)$$

Замена составляющих уравнения объемом испаряющейся воды Z_c'' и осадков X_c'' приводит к уравнению водного баланса для области внутреннего стока. Для океанического звена круговорота воды (см. обозначения к Рис. 3.3 и в табл. 3.4) получим

$$(X_{\text{ок}} + Y + W) - Z_{\text{ок}} = 0. \quad (3.2)$$

В этом случае сумма объемов среднегодовых осадков и материкового стока, осредненных за многолетний период времени, численно равна объему испарения с поверхности Мирового океана.

Для материкового звена круговорота воды величина X_c численно равна сумме объемов материкового стока $(Y + W)$ и испарения Z_c , т. е.

$$X_c - (Y + W + Z_c) = 0. \quad (3.3)$$

Это уравнение справедливо и для областей внешнего стока, если его составляющие заменить компонентами, соответствующими участкам суши, сток с которых достигает Мирового океана.

Данные, приведенные в табл. 3.4, относятся к современному состоянию гидросферы Земли. Они отражают характеристики водных объектов, глобального гидрологического цикла и мирового водного баланса, которые соответствуют гипотезе стационарности климата и глобальных гидрологических процессов за последние около 50 лет. В действительности количество воды в отдельных объектах гидросферы постепенно изменяется (см. разд. 3.2). Постепенно изменяются и составляющие мирового водного баланса.

Внутриматериковый влагооборот. 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 *внутриматериковым влагооборотом*.

Рассмотрим его несколько подробнее. Пусть составляющие влагооборота над ограниченным участком суши за интервал времени Δt будут заданы следующими величинами (Рис. 3.4). С атмосферным воздухом поступает извне влага объемом A . Величина испарения 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.

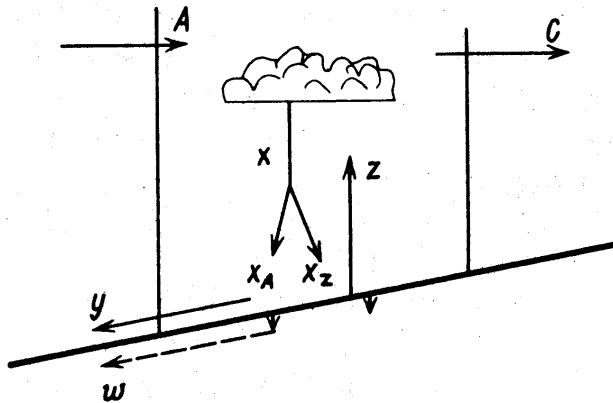


Рис. 3.4. Схема внутриматерикового влагооборота

За пределы участка будет вынесен водяной пар, количество которого C включает как часть влаги, пришедшей извне, так и часть испарившейся в пределах участка (Рис. 3.4). Величина C может быть выражена тремя способами:

$$C = A - X + Z, \quad (3.4)$$

$$C = (A - X_A) + (Z - X_Z), \quad (3.5)$$

$$C = A - (Y + W). \quad (3.6)$$

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:

$$X = Z + Y + W. \quad (3.7)$$

Важной характеристикой внутриматерикового влагооборота служит отношение внешних и внутренних (местных) осадков X_z/X_A или отношение всех осадков к внешним осадкам X/X_A . Последнюю величину называют *коэффициентом влагооборота*:

$$K_{\text{вв}} = X/X_A = (X_A + X_z)/X_A = 1 + X_z/X_A. \quad (3.8)$$

По О.А. Дроздову,

$$K_{\text{вв}} = 1 + ZL/(2ua), \quad (3.9)$$

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 (3.8) 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 $K_{\text{вв}}$ приближается к 1. Величина $K_{\text{вв}}$ свидетельствует о возможностях влагообеспечения территории за счет местных водных ресурсов. В засушливых районах $K_{\text{вв}}$ меньше, в увлажненных – больше. В среднем для континентов получены следующие величины $K_{\text{вв}}$: Европа – 1,42; Азия – 1,62; Африка – 1,42; Северная Америка – 1,54; Южная Америка – 1,68; Австралия – 1,14.

Водообмен. В пределах каждого водного объекта происходит обмен вод. Его интенсивность весьма приблизительно может быть охарактеризована с помощью *коэффициента условного водообмена* $K_{\text{в}}$, представляющего собой отношение приходных или расходных членов уравнения водного баланса к сред-

нему объему вод в водном объекте V . В наиболее общем виде это отношение равно

$$K_{\text{в}} = \frac{Y_1 + W_1 + X}{V} = \frac{Y_2 + W_2 + Z}{V}, \quad (3.10)$$

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. Оба выражения для $K_{\text{в}}$ в формуле (3.10) тождественны, так как при неизменном объеме воды в объекте приходная часть уравнения водного баланса объекта ($X + Y_1 + W_1$) должна быть равна расходной части ($Z + Y_2 + W_2$) (см. разд. 2.2). Все характеристики, кроме V , измеряются в м^3 или км^3 в год, V – в м^3 или км^3 . При вычислении $K_{\text{в}}$ для водных объектов некоторых типов в формуле (3.9) могут отсутствовать отдельные члены: например, для ледников Y_1 , W_1 , W_2 практически равны нулю, для океана $Y_2 = 0$, $W_2 \sim 0$.

Слово «условный» введено в понятие для интенсивности водообмена в водном объекте из-за того, что в действительности быстрой и полной замены «старых» вод «новыми» не происходит (не все части водного объекта в равной мере участвуют в обновлении вод). Поэтому коэффициент водообмена весьма приближенно (условно) характеризует действительное обновление вод.

Таким образом, коэффициент условного водообмена $K_{\text{в}}$ показывает, сколько раз в году сменяются воды в водном объекте (при $K_{\text{в}} > 1$) или какая часть объема воды сменяется в течение года (при $K_{\text{в}} < 1$).

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

$$\tau_{\text{в}} = 1/K_{\text{в}}. \quad (3.11)$$

Величина τ_v характеризует время, в течение которого произойдет полная замена вод в водном объекте при принятом выше допущении; τ_v измеряют в годах, если $K_v < 1$, и в долях года (ее можно выразить в сутках), если $K_v > 1$.

Так, например, в процессе ежегодного водообмена с атмосферой и сушией принимает участие 502 тыс. км³ океанических вод. Этот объем составляют осадки на поверхность океана (458 тыс. км³/год) и весь материковый сток в океан (приблизительно 44 км³/год) (табл. 3.2). Эта сумма равна величине годового испарения с поверхности океана. Период условного возобновления вод Мирового океана составит: $1338 \cdot 10^6 / 502 \cdot 10^3 = 2660$ лет (табл. 3.1). Годовой сток всех рек мира, включая протекающие в области внутреннего стока, приблизительно равен 40,0–40,5 км³/год. Эта величина больше объема воды, одновременно в них находящегося (2,12 тыс. км³). Поэтому воды в реках должны возобновляться в среднем за 0,053 года, или 19 суток (табл. 3.1). Заметим, что сооружение водохранилищ на реках привело к увеличению объема воды, находящейся в речной сети и, соответственно, к возрастанию периода условного водообмена. Аналогичные данные о периодах условного возобновления вод для других водных объектов, по К. П. Воскресенскому, приведены в табл. 3.1.

Влияние антропогенного фактора на круговорот воды. *Важная и новая задача современной гидрологии – это оценка влияния хозяйственной деятельности на процессы круговорота воды и водные ресурсы.*

В минувшем 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 и 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 традиционном 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 Пакистана, уменьшился сток в устьях рек Днепра и особенно Амударьи, Сырдарьи.

Единственным антропогенным фактором в пределах речных систем, действительно оказавшим влияние на круговорот воды и приведшим к изъятию из этого круговорота некоторого объема воды, было накопление воды в водохранилищах. Создание водохранилищ привело к некоторому уменьшению притока вод в океан.

Более существенны воздействия на круговорот воды на земле современные глобальные изменения климата, имеющие в основном антропогенные причины. Глобальное потепление уже привело к заметному изменению состояния гидросферы, перераспределению вод между отдельными объектами гидросферы и повышению уровня Мирового океана, о чем речь шла в разд. 3.2.

3.5. ГЛОБАЛЬНЫЙ ПЕРЕНОС СОДЕРЖАЩИХСЯ В ВОДЕ ВЕЩЕСТВ

Закономерности глобального переноса вместе с водой наносов, солей, живого вещества принципиально отличаются от закономерностей круговорота воды.

Вода участвует в непрерывном *замкнутом круговороте* (в глобальном гидрологическом цикле). Благодаря изменению агрегатного состояния (вода–пар–лед) запасы жидкой воды на Земле постоянно возобновляются и в системе суша – Мировой океан – атмосфера – покровные ледники непрерывно поддерживается круговорот воды. В этом круговороте содержащиеся в жидкой воде вещества могут перемещаться лишь вдоль уклонов земной поверхности, т. е. *по направлению с суши к океану*. Относительно надежные оценки *однонаправленного переноса веществ* с водой с суши в Мировой океан имеются лишь для современных геологических и гидрологических условий.

Лучше всего изучены процессы переноса и поступления в Мировой океан *наносов* – твердых частиц, попадающих в водные объекты в результате эрозии поверхности водосборов, русел водотоков и берегов водоемов. Наиболее детально изучены вопросы переноса *речных наносов*.

Количественные оценки суммарного стока речных наносов в Мировой океан в разных источниках заметно отличаются друг от друга и изменяются в диапазоне 12–22 млрд т/год. Отличия в оценках стока взвешенных наносов объясняются неточностями полевых измерений расходов наносов, различиями в количестве учтенных пунктов изменения мутности воды, в продолжительности наблюдений, в методах определения расхода наносов для неизученных рек. Наиболее достоверными считаются оценки среднегодового стока *взвешенных наносов рек мира*, полученные в работах (Milliman, Meade, 1983) – 13,5 млрд т, (Дедков, Мозжерин, 1984; Мировой водный баланс..., 1974) – 15,7; (Holeman, 1968) – (18,3), (Лисицын, 1974; 2001) – 18,5 млрд т. Их осреднение дает величину стока взвешенных наносов рек мира, приблизительно равную

16 млрд т/год. Самый большой годовой сток взвешенных наносов имеют Амазонка, Ганг с Брахмапутрой, Хуанхэ, Янцзы, Иравади, Миссисипи (см. гл. 6).

Кроме взвешенных наносов реки выносят в океаны влекомые наносы. Суммарный сток влекомых наносов всех рек мира приблизительно равен 1–2 млрд т/год.

Сток речных наносов подвержен значительным естественным и антропогенным изменениям. Он обычно возрастает в холодные и влажные многолетние периоды и уменьшается в теплые и сухие. Антропогенные факторы могут приводить к уменьшению стока наносов (в результате строительства водохранилищ на реках) или, наоборот, к его увеличению (вследствие усиления эрозии в речных бассейнах при вырубке лесов, распашке земель, выпасе скота) (см. гл. 6).

При суммарном стоке взвешенных наносов около 16 млрд т/год *величина модуля стока наносов* M_R (для площади (104,8 млн км²) областей внешнего стока всех континентов (кроме Антарктиды)) составляет 153 т/(км²·год), а средний слой смытого с земной поверхности грунта (при его плотности 1500 кг/м³) – примерно 0,1 мм/год. В действительности величина денудации поверхности речных бассейнов существенно больше, поскольку основная часть продуктов эрозии не достигает рек, накапливаясь на перегибах и у подножий склонов, в лощинах, овражно-балочной сети.

Около 84–88% речных наносов, поступающих в береговую зону морей и океанов, отлагается в устьях рек (в дельтах, эстуариях, лиманах, лагунах, на устьевом взморье) и не достигает больших морских глубин (Михайлов и др., 2006). По данным (Лисицын, 1994), зоне смешения речных и морских вод отлагается до 93–95% речных наносов. Эта зона названа А.П. Лисицыным *маргинальным фильтром*.

Помимо стока наносов рек в Мировой океан ежегодно поступают наносы с ледниковым стоком (1,5 млрд т), с эоловым выносом (1,6 млрд т) и в результате абразии морских берегов (0,5 млрд т) (Лисицын, 1974; 2001).

Процесс глобального переноса *растворенных в воде веществ* более сложен по сравнению с перемещением наносов. Он включает не только перенос с суши в Мировой океан растворенных в воде веществ, но и некоторое перемещение таких веществ в атмосфере в противоположном направлении.

Современные приближенные оценки переноса солей на земном шаре и их баланса (или бюджета) в Мировой океан приведены в табл. 3.5.

Наибольший вклад в перенос солей с суши в океан дает поступление солей из атмосферы и с речным стоком (4,5 и 3,1 млрд т/год соответственно). Наиболее важные компоненты расходной части бюджета солей в Мировом океане – это вынос солей в атмосферу (около 5,0 млрд т/год) и потери солей в результате коагуляции и осаждения в зоне смешения речных и морских вод (2,6 млрд т/год), а также сорбции донными отложениями и взвесями (1,2 млрд т/год) (см. табл. 3.5).

Таблица 3.5. Составляющие бюджета солей в Мировом океане по (Иваненко, Бордовский, 1979; Степанов, 1983; Алекин, Ляхин, 1984)

Приход солей	10 ⁹ т/год	Расход солей	10 ⁹ т/год
С атмосферными осадками	4,50	Вынос в атмосферу при ветровом волнении	4,75
Со стоком рек (ионный сток)	3,10	Вынос в атмосферу при физическом испарении	0,25

С подземными водами, не связанными с реками	1,20	При коагуляции и осаждении в зоне смешения речных и морских вод	2,60
При таянии материковых льдов	0,03	При сорбции донными отложениями и взвесьями	1,20
При растворении речных взвесей	0,20	При испарении вод в мелких заливах и лагунах	0,60
При растворении донных отложений в океанах	0,20	–	–
При растворении пыли из атмосферы	0,05	–	–
При растворении продуктов вулканизма	0,05	–	–
В результате десорбционных и диффузионных процессов	0,10	–	–
Всего	9,43	–	9,40

Для Мирового океана характерно приблизительное равенство между приходными и расходными составляющими бюджета солей. Поэтому общее количество солей, солевой состав и соленость вод Мирового океана в течение последних сотен миллионов лет были практически неизменными (Алекин, Ляхин, 1984). Общий запас солей в Мировом океане оценивается величиной от $46,5 \cdot 10^{15}$ т (Степанов, 1983) до $47,8 \cdot 10^{15}$ т (Алекин, Ляхин, 1984). При объеме вод в Мировом океане 1338 млн км³ (см. табл. 3.1) средняя минерализация океанической воды составит 34,8–35,7 г/л, а средняя соленость – около 35‰.

Постоянство количества солей и солевого состава вод в Мировом океане в течение сотен миллионов лет объясняется не только малой величиной поступления солей извне (в сравнении с общим запасом солей в

океане), но и наличием механизмов, регулирующих и ограничивающих содержание солей в морских водах (Валяшко, 1971; Савенко, 2001, 2005). По-видимому, в этих механизмах велика роль морской биоты.

Ионный сток рек составляет 3160 млн т/год (при выражении гидрокарбонатов в виде HCO_3^-) и 2280 млн т/год (если гидрокарбонаты выражены в виде CO_3^{2-}) (Алекин, 1970; Алекин, Ляхин, 1984; Мировой водный баланс..., 1974). При этом сток биогенных веществ (соединений азота и фосфора) равен 11,7 млн т/год; сток кремния, алюминия и железа – 218 млн т/год; сток микроэлементов – 2,7 млн т/год.

При суммарной величине ионного стока всех рек мира, равной 3160 млн т/год, и общей площади их водосборов 104,8 млн км², средняя величина *показателя ионного стока* составит около 30 т/(км²·год).

Самый большой ионный сток имеют Амазонка (270 млн т/год), Янцзы (180), Ганг с Брахмапутрой (173), Миссисипи (140), Иравади (86), Красная (70), Макензи (69), Дунай и Св. Лаврентия (по 62), Енисей (60 тыс. т/год) (Milliman et al., 1995).

Наибольший вклад в ионный сток рек дают ионы HCO_3^- , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , SiO_2^- , Cl^- , Na^+ Mg^{2+} , а в сток подземных вод, не дренируемых реками, – HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ и Ca^{2+} (Савенко, 2001).

Химический состав речных вод близко соответствует химическому составу коры выветривания и подземных вод, что свидетельствует о большой роли процессов растворения горных пород в формировании содержания солей в речной воде. Хозяйственная деятельность заметно увеличивает содержание в этой воде хлора, натрия, сульфатов (на 30–40%) и фосфора (на 170%) (Савенко, 2001, 2005).

Ежегодно с материков в Мировой океан с речными, подземными (не связанными с реками) и талыми вода-

ми материковых льдов в среднем поступает соответственно 202 млн т, 59 млн т и 2,45 млн т растворенного в воде органического вещества, выраженного в массе органического углерода $C_{орг}$ (Алекин, Ляхин, 1984). Кроме того, с речными взвешьями в Мировой океан попадает 392 млн т $C_{орг}$ /год, с эоловым переносом – 320 млн т $C_{орг}$ /год, с продуктами подводного вулканизма и водой гидротермальных источников – еще 10 млн т $C_{орг}$ /год. В целом все аллохтонные источники поставляют в Мировой океан около 1 млрд т $C_{орг}$ /год, что не выходит за пределы 2,5–5% общей суммы производимого в Мировом океане органического углерода (Алекин, Ляхин, 1984).

Имеющиеся в литературе оценки *биомассы*, т. е. массы живого вещества, выраженной в единицах массы органического углерода $C_{орг}$ (она близка к массе сухого органического вещества с коэффициентом пропорциональности 0,5) и *первичной продукции* (биомассы, созданной за 1 год) в разных экосистемах на суше и в Мировом океане носят характер первого приближения. Согласно (Экологический..., 1999), масса растений на суше равна 800 млрд т $C_{орг}$, а в Мировом океане – 2,0 млрд т $C_{орг}$, т. е. в 400 раз меньше. Наибольшей фитомассой обладают леса и водно-болотные угодья – 750 млрд т $C_{орг}$ (93,8% фитомассы планеты). Масса животных, наоборот, немного больше в Мировом океане (0,960 млрд т $C_{орг}$) (на суше – 0,924 млрд т $C_{орг}$).

Первичная продукция на суше (60 млрд т $C_{орг}$ /год) в 1,5 раза больше, чем в Мировом океане (40 млрд т $C_{орг}$ /год) (Экологический..., 1999).

Почти вся масса живого вещества, создаваемая ежегодно на суше и в Мировом океане, быстро отмирает, разлагается и превращается в детрит и биогенные отложения. При этом суше и Мировому океану свойственна сбалансированность массы возникающего и отмирающего живого вещества.

Какова масса живого вещества, переносимого ежегодно реками в океаны и моря, точно не известно. Биомасса растений и животных в реках и озерах, составляющая суммарно 110 млн т (100 млн т – растения и 10 млн т – животные), и первичная продукция рек и озер (0,5 млн т $C_{org}/год$) (Экологический..., 1999) ничтожно малы по сравнению с биомассой и первичной продукцией Мирового океана. Если бы даже все живое вещество, ежегодно продуцируемое в реках и озерах, попадало в Мировой океан, то и это не могло бы повлиять на изменение массы живого вещества в его пределах.

3.6. ВЛИЯНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

Облик планеты. Благодаря специфическим физическим свойствам воды (высокая температура плавления и кипения) она на Земле широко распространена и в твердом, и в жидком, и в газообразном состоянии, образуя ледники, Мировой океан и водные объекты суши, подземные воды, влагу в атмосфере. Это во многом определяет и географический облик земного шара в целом. Как уже отмечалось в разд. 3.1, суммарная поверхность Земли, покрытая водой в жидком или твердом состоянии, равна 382,5 млн км² (из них 361 млн км² – Мировой океан и 21,5 млн км² – водные объекты суши), или 75%(!) поверхности планеты.

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. Кроме того огромные массы льда, находящиеся в приполярных районах Земли, оказывают сильное охлаждающее влияние на районы, расположенные в высоких широтах, усугубляя, таким образом, широтную зональность. Если бы приполярные льды растаяли, то климат на Земле стал бы более теплым и однородным. Подобная климатическая обстановка была на планете, по-видимому, в неогеновом периоде (несколько миллионов лет назад). Вместе с тем природные воды, чьи тепловые свойства зависят от распределения солнечной радиации по широтам, сами существенно влияют на перераспределение теплоты в меридиональном направлении: с морскими течениями теплота из районов ее накопления (низкие широты) переносится в районы ее расходования (высокие широты), что выравнивает современные 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. О перераспределении воды между отдельными частями гидросферы речь шла в разд. 3.1. Сложные процессы взаимодействия океана и атмосферы будут рассмотрены в гл. 10.

В настоящее время отмечается заметное потепление климата. Объем материковых ледников медленно уменьшается, о чем свидетельствует продолжающееся повышение уровня Мирового океана (см. разд. 3.2). По-видимому, этот процесс будет продолжаться и дальше.

Эрозионно-аккумулятивные процессы на земном шаре. Геоморфологический облик современной суши, да и довольно обширной прибрежной зоны океанов и морей, 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 и т. д.). Песчаные пустыни Средней Азии и Африки, лессовые плато в Азии – также, по-видимому, результаты аккумулятивной работы древних рек. Ледники также создают при своем движении специфические формы рельефа (троговые долины, моренные холмы, гряды 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), *нейстон* (организмы, прикрепляющиеся к поверхностной пленке воды и передвигающиеся по ней сверху – *эпинеuston* или снизу – *гипонейстон*).

Планктон подразделяют на *фитопланктон* (различные водоросли), *зоопланктон* (простейшие, кишечно-полостные, 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.). К нейстону относятся простейшие, одноклеточные водоросли, клопы-водомерки, жуки-вертячки, личинки насекомых и др.

Растения, живущие в воде, подразделяют на *гидрофиты* (растения, 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). Автотрофные организмы (в основном зеленые растения) также называют *продуцентами*. 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. Гетеротрофные организмы иногда также называют *консументами*; это макроконсументы (в основном животные) и микроконсументы, или деструкторы (в основном бактерии).

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 районов, уменьшение – с

гибелью, перемещением за пределы рассматриваемого объекта, 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 не полностью разложившиеся остатки растительности формируют слои торфа, сапропелита, горючих сланцев, бурого и каменного угля, а остатки водных живых организмов (в первую очередь беспозвоночных) – слои органогенных 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), эвтрофные (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 веществ 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 неприятные вкус и запах, повышается величина рН, возникают дефицит кислорода и заморные явления.

Полагают, что эвтрофирование водных объектов начинается, если содержание фосфора в воде превышает, по разным данным, 10–30 мг/л. Благоприятным условием для развития водных организмов отвечает содержание кислорода в воде менее 4 мг/л.

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 жизнедеятельности 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 (близкие к величине речного стока) пропускают через себя растения. Главный механизм этого процесса – поднятие воды по капиллярам тканей растений и транспирация (физиологическое испарение).

Водные экосистемы. Понятие любых экосистем, в частности водных, неразрывно связано с представлением об экологии, как комплексе наук: экосистемы – это предмет изучения экологии. Термин «экология» был впервые предложен в 1866 г. немецким зоологом

Э. Геккелем; экологию он определил как общую науку об отношениях организмов к окружающей среде. Понятие «экосистема» было введено в науку в 1935 г. английским ботаником А. Тенсли. Согласно его определению, экосистема – это природный комплекс, образованный живыми организмами (биоценоз) и средой их обитания, связанными между собой обменом веществ и энергии. Многие трактовки понятий «экология» и «экосистема», появившиеся в последующее время, являются в той или иной степени модификациями терминов, предложенных Геккелем и Тенсли.

Согласно Ю. Одуму (1986) все природные экосистемы подразделяются на три группы: наземные (тундра, леса разного типа, степи и пустыни), пресноводные (озера, реки, болота) и морские (океан, шельф, эстуарии, соленые марши). Из этого перечня видно, что водные экосистемы – очень распространены и служат важными компонентами природной среды Земли. Изучать водные экосистемы призвана гидроэкология (водная экология), как часть общей экологии (или геоэкологии). В состав гидроэкологии входит и гидрология (см. Введение).

Водные экосистемы могут быть подразделены не только на упомянутые выше типы, но и по иерархической подчиненности: глобальная экосистема Мирового океана вместе с речной сетью его водосбора; изолированные водные экосистемы областей внутреннего стока; крупные водные объекты (океаны, речные системы); отдельные реки, озера, моря, водохранилища, болота; их крупные части (притоки, дельты, заливы, лагуны, лиманы, эстуарии и др.); экосистемы самого низкого ранга (элементы водоемов и водотоков – экосистемы плесов, литорали, пелагиали и т. д.).

По данным Ю. Одума (1986), водные экосистемы принадлежат к числу самых биопродуктивных на планете. Наибольшей удельной (на 1 м² площади) биопродуктивностью обладают эстуарии, влажные тропические леса, районы морского апвеллинга (подъема вод), т. е. экосистемы, в которых вода играет важнейшую роль. Общая же валовая биопродуктивность наибольшая у открытого океана (благодаря его огромной площади) и тропических лесов. В целом, суша дает первичной продукции приблизительно в два раза больше, чем морские экосистемы. Ю. Одум отмечает также, что малая биопродуктивность некоторых экосистем (например, пустынь) связана прежде всего с недостатком воды.

Существенным недостатком определений Геккеля, Тенсли и многих других, касающихся экологии и экосистем, является отсутствие в них упоминания о человеческом обществе и его водохозяйственной деятельности. В позапрошлом и начале прошлого века это, возможно, было оправдано, поскольку человек (не биологический вид, а социально-экономический фактор) еще слабо взаимодействовал как с живой, так и с неживой природой. В наши же дни, человеческое общество и его хозяйственная деятельность становятся мощнейшим экологическим фактором. Причем, действующим в двух направлениях: с одной стороны, человеческое общество, обеспечивая себе необходимые условия жизнедеятельности и социально-экономического развития, активно использует как абиотические, так и биологические ресурсы природы, с другой, преобразует и те и другие ресурсы, изменяя и регулируя их, а нередко и нарушая экологическое равновесие.

Поэтому *водную экосистему* (т. е. экосистему, в структуре и функционировании которой ведущая роль

принадлежит воде) следует рассматривать как систему из трех самостоятельных, но активно взаимодействующих компонентов:

– абиотическая часть водной экосистемы, т. е. вода с содержащимися в ней растворенными (включая газы) и взвешенными веществами, грунты дна и берегов водных объектов;

– биотическая часть экосистемы, т. е. все гидробионты и их комплексы – биоценозы;

– человеческое общество и его хозяйственная деятельность.

К числу характеристик абиотической части водных экосистем, имеющих наибольшее экологическое значение как для развития водной биоты, так и для обеспечения жизнедеятельности человека и его хозяйственной деятельности необходимо прежде всего отнести: температуру, минерализацию (соленость) и мутность воды; содержание в ней химических веществ, в том числе биогенных, органических и загрязняющих; концентрацию кислорода и диоксида (двуокиси) углерода; скорости течения; интенсивность водообмена между различными частями водного объекта; уровни воды и площади заливания поймы; ледовые явления. Изучением пространственно-временной изменчивости этих экологически значимых характеристик и занимается гидрология.

3.7. ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ ЗЕМНОГО ШАРА, КОНТИНЕНТОВ И РОССИИ

Водные ресурсы – одна из важнейших частей *природных (естественных) ресурсов*, т. е. компонентов окружающей среды, используемые в процессе общественного производства и для удовлетворения материальных и культурных потребностей общества.

Главные виды природных ресурсов – солнечная энергия, энергия ветра, энергия морских приливов, внутрйземная теплота, ресурсы земельные, водные, минеральные (в том числе топливно-энергетические), растительные (в том числе лесные), ресурсы животного мира. Природные ресурсы подразделяют также на возобновляемые и невозобновляемые.

Возобновляемые природные ресурсы – это те природные ресурсы, которые возобновляются в процессе постоянного круговорота вещества и энергии на земном шаре или в результате их естественного воспроизводства.

Основные природные ресурсы водных объектов (в том числе рек) – это водные ресурсы, т. е. сама вода с ее потребительскими свойствами. Из других природных ресурсов рек наиболее ценными являются рыбные, минеральные (нефть и газ в подстилающих породах, гравийно-песчаный материал в донных отложениях), а также бальнеологические и рекреационные.

Понятие о водных ресурсах и их особенностях.

Водные ресурсы в широком смысле – это все природные воды Земли, представленные водами рек, озер, водохранилищ, болот, ледников, водоносных горизонтов, океанов и морей.

Водные ресурсы в узком смысле – это природные воды, которые используются человеком в настоящее время и могут быть использованы в обозримой перспективе (определение С.А. Вендрова). Сходная формулировка дана в Водном кодексе Российской Федерации (2006 г.): «водные ресурсы – это поверхностные и подземные воды, которые находятся в водных объектах и используются или могут быть использованы». В такой трактовке водные ресурсы – категория не только природная, но и социально-историческая (определение С.А. Вендрова).

Наиболее ценными водными ресурсами являются запасы пресных вод (это самое узкое понятие водных ресурсов). Ресурсы пресных вод складываются из так называемых *статических (или вековых) запасов воды* и из непрерывно *возобновляемых водных ресурсов*, т. е. водного стока рек.

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

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

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.

Особенности водных ресурсов. Пресные водные ресурсы, в том числе водные ресурсы рек, обладают следующими существенными отличиями от других природных ресурсов.

Пресная вода как вещество обладает уникальными свойствами и ее, как правило, нельзя ничем заменить. Многие другие природные ресурсы допускают замену, и по мере развития цивилизации и технических возможностей человеческого общества такая замена стала

использоваться все шире и шире. В древности в качестве строительного материала применяли чаще всего только лес. На Руси, например, из дерева строили не только избы, но и храмы, мосты и плотины. Позже древесина в качестве строительного материала была заменена сначала кирпичом, а затем и бетоном, сталью, стеклом, пластиком... Древесина использовалась и как топливо. Затем ее стали заменять каменным углем, потом – нефтью, газом. Нет сомнения, что в будущем по мере истощения запасов этих полезных ископаемых главными источниками энергоресурсов станут атомная, термоядерная и солнечная энергия, энергия ветра, приливов и морских волн. В настоящее время предпринимаются попытки создать искусственный грунт для выращивания растений, а некоторые продукты питания – заменить их синтетическими аналогами... С водой дело обстоит значительно хуже. Практически ничем нельзя заменить питьевую воду – и для человека и для животных. Нельзя ничем заменить воду при орошении земель, для питания растений (капилляры растений самой природой «рассчитаны» только на воду), в качестве массового теплоносителя, во многих производствах и т. д.

Вода – ресурс неистребимый. В отличие от предыдущей особенности, эта оказывается весьма благоприятной. В процессе использования полезных ископаемых, например, при сжигании дров, угля, нефти, газа эти вещества, превращаясь в теплоту и давая золу или газообразные отходы, исчезают. Вода же при своем использовании не исчезает, а лишь переходит из одного состояния в другое (жидкая вода, например, превращается в водяной пар) или перемещается в пространстве – из одного места в другое. При нагревании и даже при кипении вода не разлагается на

водород и кислород. Единственным случаем действительного исчезновения воды как вещества является связывание воды вместе с диоксидом (двуокисью) углерода (углекислым газом) в процессе фотосинтеза и образования органического вещества. Однако объемы воды, идущие на синтез органического вещества, невелики, также как, впрочем, и небольшие потери воды, уходящей с Земли в космическое пространство. Считают также, что эти потери полностью компенсируются образованием воды при дегазации мантии Земли (около 1 км^3 воды в год) и при поступлении воды из космоса вместе с ледяными метеоритами.

Используемый в водном хозяйстве термин «безвозвратное водопотребление» нужно понимать следующим образом. Для конкретного участка реки (может быть даже для всего речного бассейна), озера или водохранилища забор воды на хозяйственные нужды (орошение земель, водоснабжение и др.) действительно может стать безвозвратным. Забранная вода частично позже испаряется с поверхности орошаемых земель или в процессе промышленного производства. Однако, согласно закону сохранения вещества, этот же объем воды должен выпасть в виде атмосферных осадков в других регионах планеты. Например, значительный водозабор в бассейнах рек Амударьи и Сырдарьи, приведший к истощению стока этих рек и обмелению Аральского моря, неизбежно сопровождается увеличением осадков на огромных гористых пространствах Центральной Азии. Только последствия первого процесса – уменьшения стока упомянутых рек – хорошо видны, а увеличение стока рек на огромной территории заметить практически невозможно. Таким образом, «безвозвратные» потери воды относятся лишь к ограниченному пространству, в целом же для

континента и тем более всей планеты безвозвратного расходования воды быть не может. Если бы вода в процессе использования исчезала бы бесследно (как уголь или нефть при их сжигании), то ни о каком развитии биосферы и человечества на земном шаре не могло быть и речи.

Пресные воды – возобновляемый природных ресурс. Это восстановление водных ресурсов осуществляется в процессе непрерывного круговорота воды на земном шаре. Возобновление водных ресурсов в процессе круговорота воды как во времени, так и в пространстве происходит неравномерно. Это определяется как изменением метеорологических условий (осадков, испарения) во времени, например, по сезонам года, так и пространственной неоднородностью климатических условий, в частности, широтной и высотной зональностью. Поэтому водные ресурсы подвержены на планете большой пространственно-временной изменчивости. Эта особенность нередко создает дефицит водных ресурсов в некоторых районах земного шара (например, в засушливых областях, в местах с большим хозяйственным потреблением воды), особенно в маловодный период года. Это заставляет людей искусственно перераспределять водные ресурсы во времени, регулируя речной сток, и в пространстве, перебрасывая воду из одних районов в другие.

Вода – ресурс многоцелевой. Водные ресурсы используются для удовлетворения самых разных хозяйственных потребностей человека. Часто вода из одного и того же водного объекта используется различными отраслями хозяйства.

Вода подвижна. Это отличие водных ресурсов от других природных ресурсов имеет ряд существенных следствий. Во-первых, вода может естественным

образом перемещаться в пространстве – по земной поверхности и в толще грунтов, а также в атмосфере. При этом вода может изменять свое агрегатное состояние, переходя, например, из жидкого в газообразное состояние (водяной пар) и наоборот. Перемещение воды на Земле и создает круговорот воды в природе. Во-вторых, воду можно транспортировать (по каналам, трубопроводам) из одних районов в другие. В-третьих, водные ресурсы «не признают» административных и в том числе государственных границ. Это может даже создать сложные межгосударственные проблемы. Они могут возникнуть при использовании водных ресурсов пограничных рек и рек, протекающих через несколько государств (при так называемом трансграничном переносе вод). В-четвертых, будучи подвижной и участвуя в глобальном круговороте, вода переносит наносы, растворенные вещества, включая загрязняющие, теплоту. И хотя полного круговорота наносов, солей и теплоты на Земле не происходит (преобладает односторонний их перенос с суши в океан), роль рек в переносе вещества и энергии очень велика. С одной стороны, попавшие в воду загрязняющие вещества, например нефть в результате несовершенства технологии ее добычи и транспортировки, прорыва нефтепровода или аварии танкера, может вместе с речной водой переноситься на большие расстояния. Это, несомненно, способствует распространению загрязняющих веществ в пространстве, загрязнению смежных вод и берегов. Но, с другой стороны, текущая вода удаляет вредные вещества из района загрязнения, очищая его, способствует рассеиванию и разложению вредных примесей. Кроме того, текущим водам свойственна способность к «самоочищению».

Водные ресурсы рек мира. Современные возобновляемые водные ресурсы рек мира оценены Государственным гидрологическим институтом (ГГИ) в 2008 г. Они приведены в табл. 3.6 и 3.7), при этом некоторые цифры округлены.

Суммарные водные ресурсы всех рек мира по данным ГГИ (2008) составляют около 42,8 тыс. км³/год (табл. 3.6). В Мировой океан с реками поступает водный сток в размере 39,5 тыс. км³/год (табл. 3.2 и 3.7). Разница в 3,3 тыс. км³ объясняется следующим: 1) сток рек, протекающих в бессточных областях земного шара, в Мировой океан не попадает (по некоторым оценкам, величина этого стока около 1 тыс. км³/год); 2) водные ресурсы речных бассейнов, оцениваемые в зоне их формирования, в некоторых случаях заметно превышают величину стока в устьях рек из-за потерь стока в низовьях рек на естественное испарение и затрат на водозабор (в основном при орошении земель). Существенное сокращение водного стока в зоне транзита характерно, например, для низовьев Нила, Инда, Хуанхэ.

Водные ресурсы рек распределены по поверхности земного шара неравномерно (табл. 4). Наибольшую величину стока имеют Азия (около 32% стока всех рек планеты) и Южная Америка (28%), наименьшую – Европа (около 7%) и Австралия с Океанией (около 6%).

Важными характеристиками обеспечения речной водой различных регионов и районов земного шара являются удельная водообеспеченность территории, т. е. величина речных водных ресурсов, выраженная либо в мм слоя стока за год, либо в тыс. м³/год на 1 км², и удельная водообеспеченность населения, выраженная в тыс. м³/год на 1 жителя. Водообеспеченность

территории наибольшая в Южной Америке и наименьшая – в Африке (табл. 1). В наибольшей степени население обеспечено речной водой в Южной Америке и на островах Океании, в наименьшей – население Европы и Азии (здесь сосредоточено 73% населения планеты и лишь 38% ежегодно возобновляемых речных вод).

Водообеспеченность и территории, и населения существенно изменяется в пределах отдельных частей света в зависимости от климатических условий и размещения населения. Например, в Азии есть районы как хорошо обеспеченные водой (Восточная Сибирь, Дальний Восток), так и ощущающие ее недостаток (Средняя Азия, Казахстан, пустыня Гоби и др.).

В Европе наибольший водный сток имеют реки Волга, Дунай, Печора. Наибольшими речными водными ресурсами обладают Европейская часть России (913 км³/год), Норвегия (357 км³/год), а также Франция, Италия, Швеция. Удельная водообеспеченность территории (в мм слоя) наибольшая в Норвегии в Европейской части России, наибольшая водообеспеченность населения – в Норвегии, Швеции, Австрии.

Таблица 3.6. Возобновляемые водные ресурсы (сток воды рек)
и водообеспеченность частей света по данным ГГИ (2008)

Часть света	Площадь, млн км ²	Население (1994 г.), млн чел.	Водные ресурсы (сток воды рек)		Водообеспеченность	
			км ³ /год	%	территории, мм слоя	населения, тыс. м ³ /год на 1 чел.
Европа	10,46	684,7	2900	6,8	277	4,24
Азия	43,5	3455	13510	31,6	311	3,92
Африка	30,1	708	4047	9,5	134	5,72
Северная Америка	24,3	453	7870	18,4	324	17,4
Южная Америка	17,9	314,5	12030	28,1	672	38,3
Австралия и Океания	8,95	28,7	2402	5,6	268	83,7
Всего	135,2	5634	42760	100,0	316	7,59

Таблица 3.7. Сток воды рек в океаны (км³/год) по данным ГГИ (2008)

Часть света	Тихий океан	Атлантический океан	Индийский океан	Северный Ледовитый океан	Мировой океан
Европа	0	1850	0	694	2544
Азия	5800	201	3440	2418	11860
Африка	0	2990	530	0	3520
Северная Америка	1950	4400	0	1170	7520
Южная Америка	1000	10750	0	0	11750
Австралия и Океания	1740	0	560	0	2300
Всего	10490	20190	4530	4282	39500

В Азии наиболее водоносные реки – Ганг с Брахмапутрой, Янцзы, Енисей, Лена, Меконг, Обь, Амур. Наибольшими речными водными ресурсами обладают Азиатская часть России (3409 км³/год), Китай (2700), Индонезия (2080), Индия (2037), Бангладеш (1390 км³/год). Водообеспеченность территории наибольшая у Бангладеш, Малайзии, Японии, население – у Малайзии, Таджикистана, Индонезии.

Наиболее водоносные реки в Африке – Конго, Нигер, Нил. Наибольшими водными ресурсами на этом континенте обладают Заир (1302 км³/год), Нигерия (319), Камерун (219), Мозамбик (184 км³/год). Наиболее обеспечены речной водой территории в Заире, Нигерии, Камеруне, населения – в Заире, Камеруне, Анголе.

Самые водоносные реки Северной Америки – Миссисипи, Маккензи, Святого Лаврентия. Наибольшими водными ресурсами обладают бассейны рек в Канаде (3420 км³/год), США (3048 км³/год). Наибольшая обеспеченность водой территории в Коста-Рике, Гондурасе, а населения – в Канаде и Коста-Рике.

В Южной Америке наиболее водоносные реки Амазонка, Ориноко, Парана с Уругваем. Наибольшими водными ресурсами на этом континенте обладают Бразилия (8120 км³/год), Венесуэла (1807), Колумбия (1200 км³/год). Водообеспеченность территории наибольшая в Чили, Бразилии, Венесуэле, Колумбии, населения – в Венесуэле, Парагвае, Бразилии.

Самая водоносная река Австралии и Океании – Муррей (Мари). Речные водные ресурсы государства Австралия составляет 352 км³/год.

Таким образом, наиболее богаты возобновляемым речными водными ресурсами Бразилия (8120 км³/год, или 19,0% суммарного стока всех рек мира, равного 42760 км³/год), Россия (4322 км³/год, 10,1%), Канада (3420 км³/год, 8,0%), США (3048 км³/год, 7,1%), Китай (2700 км³/год, 6,3%).

По оценкам Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК-IPCC), в XXI в. ожидаются изменения в величине и распределении водных ресурсов на земном шаре. Увеличатся водные ресурсы в высоких широтах Северного полушария, в Юго-Восточной Азии, уменьшатся в Центральной Азии, южной части Африки, Австралии. Один из важных выводов докладов МГЭИК (IPCC-2007, 2013) следующий: изменения климата приведут в XXI веке к существенному сокращению имеющихся водных ресурсов в тех районах планеты, где уже сейчас ощущается их недостаток. Обострится проблема нехватки пресной воды во многих районах со скудными водными ресурсами. Спрос на воду будет увеличиваться по мере роста численности населения и экономического развития стран.

Водные ресурсы России. Российская Федерация по общим запасам пресных вод занимает среди стран мира первое место и уступает лишь Бразилии по возобновляемым водным ресурсам – стоку рек.

Современные возобновляемые водные ресурсы речных бассейнов России, по данным ГГИ (2008), составляют 4322 км³/год, в том числе объем стока местного формирования в пределах страны 4118 и поступающего из-за рубежа 204 км³/год, или 4,7% всех водных ресурсов России (табл. 3.8). На одного жителя страны приходится в среднем 28,4 тыс. м³ речных вод в год.

Таблица 3.8. Водные ресурсы рек Российской Федерации по водосборам морей по данным ГГИ (2008)

Море	Площадь водосбора, тыс. км ² *	Водные ресурсы, км ³ /год **
Белое	<u>709,8</u>	<u>219</u>
	717,6	221
Баренцево	<u>525,7</u>	<u>205</u>
	542,4	210
Балтийское	<u>256,97</u>	<u>82,7</u>
	414,48	129
Азовское	<u>464,08</u>	<u>37,6</u>
	579,30	41,8
Черное	<u>63,62</u>	<u>24,8</u>
	110,52	25,3
Карское	<u>5739,5</u>	<u>1342</u>
	6649,65	1391
Лаптевых	3692,9	804
Восточно-Сибирское	1295,5	267
Чукотское	101,0	29,0
Берингово море и Тихий океан	569,7	226
Охотское	<u>1695,4</u>	<u>561</u>
	2547,4	655
Японское	<u>124,3</u>	<u>35,1</u>
	134,3	36,6
Каспийское	<u>1675,37</u>	<u>277</u>
	1749,99	
Бессточные области Урала и Сибири	<u>161,59</u>	<u>7,86</u>
	166,7	8,85
Всего	<u>17075,4</u>	<u>4118</u>
	19271,44	4322

Примечания. * В числителе приведены площади в пределах РФ, в знаменателе – с учетом зарубежных территорий. ** В числителе приведены водные ресурсы, формирующиеся в пределах РФ, в знаменателе – с учетом поступления вод с зарубежных территорий.

ГЛАВА 4. ГИДРОЛОГИЯ ЛЕДНИКОВ

Скопления *природного снега и льда* на Земле весьма разнообразны⁹. Согласно Атласу снежно-ледовых ресурсов мира (1997), формы природного снега и льда подразделяются на:

– атмосферные (снег, иней, град, гололед);

– наземные:

а) многолетние (ледники, многолетние наледи и снежники);

б) сезонные (снежный покров, обычные наледи);

– плавучие:

а) многолетние (паковые льды, айсберги);

б) сезонные (морские льды, озерные и речные льды);

– подземные (многолетние подземные льды).

Среди перечисленных видов скопления снега и льда главное место занимают многолетние наземные льды – *ледники*.

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

⁹ При описании природных объектов и процессов, а также методов исследований, связанных со снегом и льдом, обычно применяют следующую терминологию. *Снежным* и *ледяным* называют объекты, состоящие из снега и льда (например, снежный покров, снежный занос; ледяной покров, ледяной затор, ледяные иглы). Для характеристики понятий, имеющих отношение к снегу и льду, используют термины *снеговой* и *ледовый* (например, снеговой баланс, снеговая линия; ледовые ресурсы, ледовая переправа, ледовая разведка).

Ледники Земли играют важную роль в природных процессах. Являясь аккумулятором больших объемов вод, ледники участвуют в круговороте воды в природе и оказывают существенное 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 *снеговой баланс положительный*, ниже – *снеговой баланс отрицательный*, на самой линии – *нулевой снеговой баланс*.

Часть тропосферы, расположенную выше климатической снеговой линии, в пределах которой снеговой баланс положительный и происходит накопление твердых атмосферных осадков, называют *криносферой*.

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 выпадает больше осадков, климатическая снеговая линия расположена ниже, чем в Северном полушарии (Рис. 4.1).

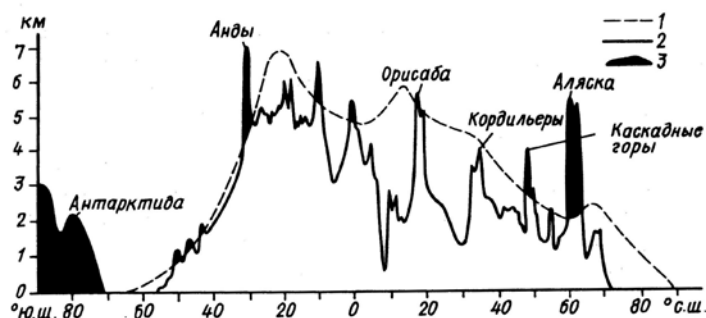


Рис. 4.1. Положение климатической снеговой линии (1) – на разных широтах вдоль южноамериканских Анд и североамериканских Кордильер (по В.М. Котлякову), рельеф земной поверхности (2) и области современного оледенения (3)

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 *ледники*. Они также находятся выше

климатической снеговой линии, расположенной на Земле Франца-Иосифа на высотах около 100 м, на Шпицбергене около 400–500 м, в Альпах 2500–3000 м, на Кавказе 2700–3800 м, на Памире 4500–5500 м, на Гималаях 4900–6000 м и т. д. На наветренных и потому более влажных склонах снеговая линия лежит **ниже**, чем на склонах подветренных.

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, 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 в горных

ледниках происходит благодаря перемещению накапливающихся масс снега и льда ниже снеговой линии (в виде языка ледника) и последующему их таянию и испарению в более теплых условиях, частичному таянию и испарению льда выше снеговой линии, сходу лавин и переносу снега метелями, 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.

Согласно Атласу снежно-ледовых ресурсов мира (1997) площадь современного оледенения на планете (площадь, занятая многолетним льдом и снегом) составляет 16,25 млн км², или 10,9% поверхности суши. На долю льдов Антарктиды и Гренландии приходится соответственно 13,94 и 1,80 млн км² или 9,4 и 1,2% площади поверхности суши. Запасы воды во всех ледниках мира составляют 25,78 тыс. км³ (это 70,2% объема всех пресных вод на планете). На долю льдов Антарктиды и Гренландии приходится 23,29 и 2,36 млн км³ запасов воды, что составляет 90,3 и 9,2% суммарных запасов воды в ледниках мира или всех пресных вод на Земле.

Как следует из приведенных цифр, в ледниках Антарктиды и Гренландии вместе содержится

25,66 млн км³ воды (99,5% запасов воды во всех ледниках мира, или 69,8% запасов всех пресных вод).

Сведения о наиболее крупных современных скоплениях многолетнего льда и снега на планете приведены в табл. 4.1. Как следует из этой таблицы помимо Антарктиды и Гренландии важными районами современного оледенения являются арктические острова. На долю горных ледников приходится запасов воды значительно меньше (наиболее крупные горные ледники расположены на Аляске, Памире, в Андах). Средняя толщина льда наибольшая в покровных ледниках (ледники Антарктиды, Гренландии, арктических островов). Максимальная толщина льда была измерена в индоокеанском секторе Антарктиды – 4776 м. Толщина льда в горных ледниках значительно меньше.

Таблица 4.1. Основные области современного оледенения земного шара
(по Атласу снежно-ледовых ресурсов мира, 1997)

Район	Площадь льда, тыс. км ²	Запасы воды в льде, тыс. км ³	Средняя толщина льда, м
Гренландия	1803	2365	1460
Исландия	11,75	3,62	340
Шпицберген	34,89	6,79	216
Земля Франца-Иосифа	13,75	2,10	180
Новая Земля	23,64	8,10	380
Северная Земля	18,32	4,70	290
Побережье Аляски	63,31	11,40	200
Запад Канады	27,36	5,21	211
О-ва Восточной Канады	147,0	50,1	370
Скандинавия	2,78	0,27	108
Альпы	2,83	0,12	48
Большой Кавказ в пределах СНГ	1,42	0,07	58
Алтай в пределах России	0,91	0,04	48
Тянь-Шань в пределах СНГ	8,31	0,50	66
Памиро-Алай в пределах СНГ	9,82	0,62	68
Гиндукуш	5,91	0,58	99
Куньлунь	11,64	1,57	150
Каракорум	15,41	2,86	206

Продолжение табл. 4.1

Гималаи	26,52	3,70	155
Тибет	8,64	0,79	100
Камчатка	0,87	0,04	48
Южные Анды и Патагония	26,87	12,59	545
Антарктида (материковая часть)	13943	23291	—
в том числе сектора:			
— атлантический	4158	6023	1500
— индоокеанский	4846	9407	1940
— тихоокеанский	4939	7861	1595

Общие запасы воды в ледниках России составляют около 15,1 млн км³. Самые крупные ледники в нашей стране находятся на о-вах Новая Земля и Северная Земля. Запасы воды в горных ледниках России невелики.

4.2. ТИПЫ ЛЕДНИКОВ

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

Покровные ледники находятся 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 ледники, 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*, находящиеся в верхних и средних частях горных долин.

Обширные горные ледники расположены в крупных и высоких горных массивах – в Гималаях, Каракоруме, на Памире, Тянь-Шане, в Альпах, на Кавказе, на Аляске и т. д. Самый крупный горный ледник – ледник Беринга на Аляске длиной 203 км и площадью 5700 км².

В России покровное оледенение занимает наибольшие площади на Новой Земле (23,64 тыс. км²), Северной Земле (18,32 тыс. км²), Земле Франца-Иосифа (13,75 тыс. км²). Горные ледники в России расположены на Кавказе, Алтае, в Саянах, на северном Урале, в горах Бырранга и Путорана, на хребте Черского, Каряжском нагорье, на Камчатке. В пределах СНГ горные ледники имеют наибольшую площадь на Тянь-Шане (8313 км²), Памиро-Алае (9821 км²), Большом Кавказе (1424 км²). Самые крупные горные ледники в СНГ – 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 современной), 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/м³. 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, для ледников характерны 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°C . 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°C . Эта зона широко распространена в Арктике и 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°C . 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 ледового 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 происходят 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 ($F_{\text{п}}$) к площади области абляции (расхода) ($F_{\text{а}}$) называют *ледниковым коэффициентом*

$$k_{\lambda} = F_{\text{п}}/F_{\text{а}} \quad (4.1)$$

Значение ледникового коэффициента различно у разных ледников. В современных условиях долинные ледники Альп, Кавказа, Скандинавии имеют k_{λ} от 1 до 2. У каровых ледников этот коэффициент меньше (0,5–1). В последнее время вместо ледникового коэффициента стали широко применять другой показатель – *доля области питания*, т. е. отношение этой площади области ко всей площади ледника.

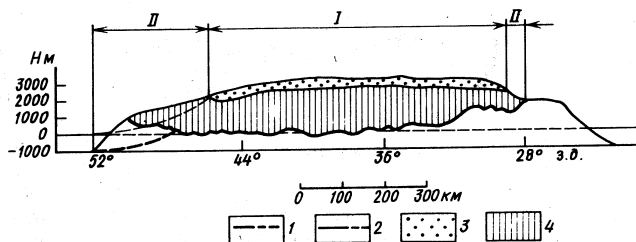


Рис. 4.2. Поперечный разрез Гренландского ледникового покрова (по Б. Фриструпу) Обозначения см. на Рис. 4.3.

Пунктир – профиль выводного ледника

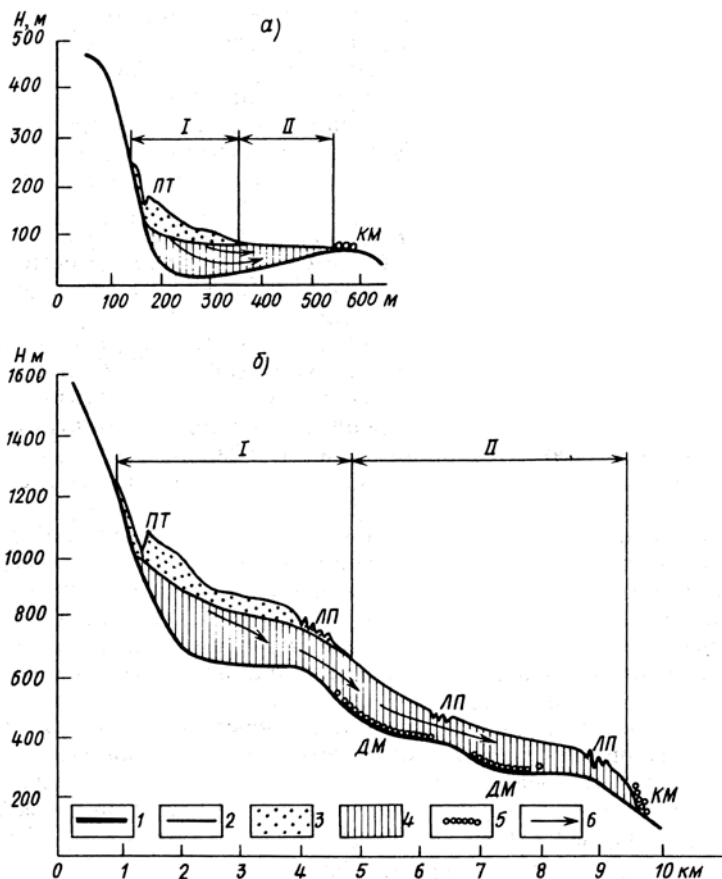


Рис. 4.3. Продольные разрезы карового (а) и долинного (б) ледников. *I* – область питания, *II* – область абляции; 1 – ложе ледника (коренные породы), 2 – поверхность ледника, 3 – снег и фирн, 4 – лед, 5 – морены, 6 – линии тока льда, ПТ – подгорная трещина, ЛП – ледопад, ДМ – придонная морена, КМ – конечная морена

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*.

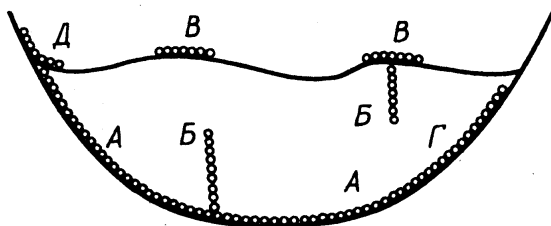


Рис. 4.4. Схема поперечного строения горного ледника
Влекомые морены: А – придонная, Б – внутренняя,
В – срединная, Г – поперечная, Д – боковая

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; 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 сток талой воды с ледника. Кроме того, с поверхности льда (снега) происходит испарение, а также иногда и сдувание снега ветром (*механическая абляция*).

Различают *три вида абляции: подледниковую, внутриледниковую 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. Поступление геотермального тепла из недр Земли может привести даже к образованию огромных подледниковых озер под мощным слоем покровного ледника. Примером такого озера служит оз. Восток в Антарктиде (см. гл. 7).

Внутриледниковая 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 служит *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), кроме того часто 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 (см. гл. 10).

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 Государственного гидрологического института, сток талых вод с покровных ледников в среднем равен около 2,3 тыс. км³/год (табл. 3.4). При этом. Антарктида дает бóльшую часть ледникового стока в океан, Таяние горных ледников, по данным А.Н. Кренке, дает в среднем всего 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 $X = X_{\text{ТВ}} + X_{\text{Ж}}$), метелевый перенос $Y_{\text{М}}$, лавинный перенос $Y_{\text{ЛАВ}}$, конденсация водяного пара в твердую фазу $Z_{\text{КОНД}}$. Расходная часть уравнения будет включать сток талой воды с ледника $Y_{\text{СТ}}$ и испарение снега и льда $Z_{\text{ИСП}}$.

Таким образом, уравнение баланса массы ледника получит вид

$$X + Y_{\text{М}} + Y_{\text{ЛАВ}} + Z_{\text{КОНД}} = Y_{\text{СТ}} + Z_{\text{ИСП}} \pm \Delta U, \quad (4.2)$$

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

$$X_{\text{Ж}} + Y_{\text{Т}} = Y_{\text{СТ}} + Y_{\text{ЗАМ}} \pm \Delta U_{\text{В}}, \quad (4.3)$$

где $Y_{\text{Т}}$ – таяние снега, фирна и льда на поверхности и в толще ледника, $Y_{\text{ЗАМ}}$ – повторное замерзание талых и дождевых вод, $Y_{\text{СТ}}$ – сток воды за пределы ледника (сток реки, вытекающий из ледника), $\pm \Delta U_{\text{В}}$ – изменение запасов жидкой воды в леднике. Для твердой фазы (баланса льда) получим

$$X_{\text{ТВ}} + Y_{\text{М}} + Y_{\text{ЛАВ}} + Y_{\text{ЗАМ}} + Z_{\text{КОНД}} = Y_{\text{Т}} + Z_{\text{ИСП}} \pm \Delta U_{\text{Л}}, \quad (4.4)$$

где $Y_{\text{ЗАМ}}$ – часть вновь замерзшей воды (см. предыдущее уравнение), $\pm \Delta U_{\text{Л}}$ – изменение массы льда в леднике.

Если сложить уравнения (4.3) и (4.4), то получим уравнение (4.2). При этом необходимо учесть, что $X = X_{\text{Ж}} + X_{\text{ТВ}}$, $\pm \Delta U = \pm \Delta U_{\text{В}} \pm \Delta U_{\text{Л}}$. 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. Для области питания характерен положительный баланс массы льда, для области абляции – 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 понимается совокупность всех процессов, происходящих на поверхности и в толще ледника, включая изменение его массы и формы, наступание и отступление.

Если аккумуляция в леднике в целом (левая часть уравнения (4.4)) равна абляции (правая часть уравнения), то $\Delta U_{\lambda} = 0$ и ледник должен быть стабилен. Если аккумуляция превышает абляцию, то $\Delta U_{\lambda} > 0$ и ледник должен нарастать и наступать. Если абляция перекрывает аккумуляцию, то $\Delta U_{\lambda} < 0$, 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 в прошлом, настоящем и будущем. 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 отступления ледников исчисляются периодами в десятки и сотни лет. *Колебания ледников*, т. е. режим их наступания и отступления, связаны прежде всего с изменением условий питания и абляции ледников. Ледники обычно наступают в холодные и влажные периоды, отступают – в теплые и сухие. Колебания ледников отмечаются и в современную геологическую эпоху.

Значительные изменения претерпел, например, ледяной покров Гренландии. По данным О.П. Чинова (1997), за последние 10 тыс. лет край ледяного покрова Гренландии отступил приблизительно на 175 км на западе и севере острова и на 130 км на востоке. Последнее наступание выводных ледников Гренландии в историческое время отмечалось в XVII–XIX вв., когда эти ледники погребли остатки поселений норманном,

живших на юге западной части Гренландии в X–XV вв. Последний этап отступления ледников начался на побережье в первые десятилетия XX в.

Значительное наступание горных ледников, видимому, вызванное сильным похолоданием и увеличением увлажненности, отмечалось в горах Европы в VIII–IX вв. до н. э. 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 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.

Причиной наступания ледников в XVI–XIX вв. было общее похолодание климата, которое даже называют «малым ледниковым периодом». Затем (после 1850 г.) ледники Европы начали почти повсеместно отступать, что ряд исследователей объясняли потеплением климата.

По данным В.М. Котлякова (2002), пик отступления горных ледников пришелся на 1930–40-е годы. В последующие десятилетия отступление ледников сменилось их стабилизацией и даже некоторым наступанием. В Австрийских Альпах, например, с 1965 по 1975 г. доля наступающих ледников возросла с 30 до 58% (в 1920 г. эта доля составляла 30%, а к 1952 г. приблизилась к 100%). Однако, по некоторым данным, в последние десятилетия XX в. и в настоящее время в связи с общим потеплением климата отмечается тенденция к повсеместному отступанию ледников, особенно в полярных районах (см. также разд. 3.2).

Состояние ледников на планете в будущем будет зависеть от крупномасштабных изменений климата. В.М. Котляков и А.Н. Кренке (1997), прогнозируя изменение ледников, рассматривают два

основных сценария. Если климатические процессы пойдут по «теплому» сценарию (к 2020 г. температура воздуха повысится на 2°C, а к концу XXI в. – на 4°C), то произойдут следующие значительные изменения в ледяном покрове Земли. Сильно сократятся площади покровных ледников в Арктике. На арктических островах ледяной покров может исчезнуть за несколько десятилетий. Толщина льда в Гренландии будет уменьшаться на 0,5–0,7 м в год. В Антарктиде сильно уменьшатся площади шельфовых ледников. Если же осуществится «холодный» климатический сценарий, то ледники будут постепенно наступать, особенно в приполярных районах. Как указывалось в гл. 3, более вероятен «теплый» сценарий.

Согласно последним докладам МГЭИК-IPCC (см. разд. 3.2), в XX в. заметно усилилось таяние покровных ледников. Исследования географического факультета МГУ выявили, например, существенную деградацию оледенения Эльбруса в последние десятилетия.

Движение ледников. От наступания и отступания ледников, связанных в основном с изменением условий их питания и таяния, 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 двигаются быстрее маломощных (считается, что заметное движение ледника начинается при его толщине, превышающей 15–30 м). Крутопадающие ледники двигаются 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_{λ}) пропорциональна квадрату толщины ледника (h_{λ}) и первой степени уклона его поверхности I_{λ} :

$$V_{\lambda} = kh_{\lambda}^2 I_{\lambda}, \quad (4.5)$$

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_{λ} 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 льда в ледниках в 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 горным ледникам.

Временное ускорение движения ледника (как горного, так и покровного) называют *подвижкой ледника* (или *сёрджем*).

Движущиеся (даже медленно) ледники производят огромную эрозионную, транспортирующую и рельефоформирующую работу. Движущийся лед «полирует» скалы, переносит большие массы обломочного материала, включая огромные валуны, «выпахивает» троговые долины.

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 (1–2 км/год и более, иногда до 5–7 км/год). Это некоторые выводные ледники Антарктиды и Гренландии. Ряд крупных горных ледников движется со скоростью до 1 км/год. 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 300 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.

Пульсирующих ледников много ряде ледниковых систем – на Аляске, Шпицбергене, в Исландии, Альпах, в горах Центральной Азии.

Хорошо изучен (А.Д. Долгушин, Г.Б. Осипова, 1982) пульсирующий ледник Медвежий на Памире длиной 15,8 км и площадью 25,3 км². Его подвижки происходили через каждые 10–14 лет: в 1916, 1937, 1951, 1963, 1973, 1989 гг. Например, в 1973 г. площадь ледника резко увеличилась на 1,4 км², его язык в течение нескольких месяцев продвинулся на 2 км. Резкое выдвигание языка ледника Медвежьего обычно перекрывает боковую долину р. Абдукагор, где быстро наполняется водой подпруженное ледником озеро с объемом до 20 млн м³. Прорыв ледяной плотины обычно приводит к образованию разрушительного селя в нижележащей долине р. Ванч.

Весьма необычны подвижки небольшого ледника Колка в верховьях р. Геналдон на северном склоне Казбекско-Джидарайского горного массива (Северный Кавказ), изучавшегося и описанного ранее отечественными гляциологами К.П. Рототаевым, В.Г. Ходаковым, А.Н. Кренке и др. В прошлом было зафиксировано несколько крупных подвижек ледника Колка – в 1835, 1902 и 1969–1970 гг., т. е. через каждые 65–70 лет. Первые две из этих трех подвижек имели катастрофический характер. В 1902 г. вал высотой до 100 м из воды, льда и камней с большой скоростью пронесся вниз по долине на 11 км. Было вынесено 70–75 млн м³ льда и камней. Этот лед таял потом в течение 12 лет. В результате этой подвижки погибло несколько

десятков человек и много скота. С 28 сентября 1969 г. по 10 января 1970 г. язык ледника, имевшего до этого длину около 3 км, выдвинулся на 4,6 км и опустился по высоте на 785 м. Скорость продвижения льда достигала 300 м в сутки, а толщина наступающего языка – 130 м. Объем вынесенного льда составил 80 млн м³; этот лед таял потом в течение 25 лет.

Последняя самая катастрофическая подвижка ледника Колка произошла совсем недавно и всего через 32 года после предыдущей¹⁰. Вечером 20 сентября 2002 г. в результате внезапной подвижки ледник Колка полностью вышел из своего прежнего ложа. Образовался гигантский вал из льда, камней, грязи и воды; он устремился вниз по долине и остановился в 15 км ниже бывшего языка ледника Колка, с большой силой ударившись о Скалистый хребет в районе Кармадонских ворот. Высота вала в некоторых местах достигала 150 м. Ниже по течению от Кармадонских ворот на расстоянии 17 км, прошел разрушительный грязекаменный сель, объем отложений которого составил около 5 млн м³. Размеры «ледяного тела», заполнившего Кармадонскую котловину, оказались огромными: площадь 2,1 км², длина 3,6 км, объем 115 млн м³, максимальная и средняя толщина 140 и 60 м соответственно. В ряде мест в долине возникли небольшие подпруженные озера. Их общая площадь в начале октября 2002 г. составляла более 0,4 км². В результате этой катастрофы был погребен пос. Нижний Кармадон, погибло не менее 100 человек.

¹⁰ Описание событий приведено ниже по данным В.В. Поповнина, Д.А. Петракова, О.В. Тугубалиной, С.С. Черноморца (географический факультет МГУ, 2003) и В.М. Котлякова, О.В. Роготаевой, Л.В. Десинова, И.А. Зотикова, Н.И. Осокина (Институт географии РАН, 2003).

В последующие годы отечественные гляциологи (Института географии РАН, географического факультета МГУ и других организаций) изучали причины и особенности Кармадонской катастрофы. Обсуждался также вопрос о том, являются ли эти события необычной подвижкой льда, лево-каменным селем или ледовым обвалом. Многие гляциологи считают, что к потере устойчивости ледника Колка привели, во-первых, накопление в нем избыточной массы снега, льда и камней в предшествующие годы, в том числе в результате обвалов окружающих Колку висячих ледников, и, во-вторых, скопление у ложа ледника воды («водной смазки») в результате таяния льда и дождей летом 2002 г. Непосредственным же толчком к катастрофе, по-видимому, явился обвал небольшого висячего ледника на поверхность ледника Колка.

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

Роль горных ледников в питании рек в целом невелика. В среднем на земном шаре величина ежегодного ледникового питания рек составляет 412 км^3 , т. е. менее 1% общего объема речного стока, равного $39,5 \text{ тыс. км}^3$ в областях внешнего стока и около $1,0 \text{ тыс. км}^3$ в областях внутреннего стока. Из формирующегося ежегодного на территории СНГ речного стока объемом около 4500 км^3 на долю ледникового питания приходится лишь не более 25 км^3 , т. е. менее 0,6%.

Однако у некоторых 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. 4.5). Благодаря аккумулярованным в толщах ледника большим массам воды ледники оказывают регулирующее влияние на речной сток.

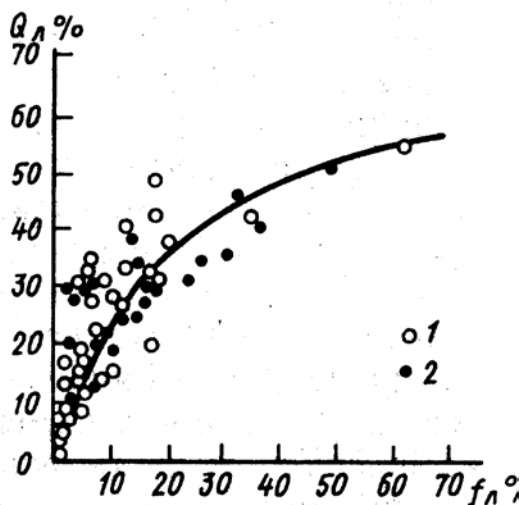


Рис. 4.5. Зависимость доли ледниковой составляющей годового стока ($Q_{л}, \%$) от относительной площади оледенения бассейна (по Г.Н. Голубеву): 1 – Средняя Азия, 2 – Кавказ

Многолетнее регулирование речного 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). Кроме того, в холодные и влажные периоды снег на поверхности ледника также сдерживает процесс таяния.

Сезонное изменение стока рек с ледниковым питанием 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-фирновой толща, содержащая гравитационную воду, является причиной сдвига максимального стока по отношению к максимальной температуре воздуха. Поэтому на реках с ледниковым питанием максимум водного стока обычно смещается на вторую половину лета (Рис. 4.6, *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

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

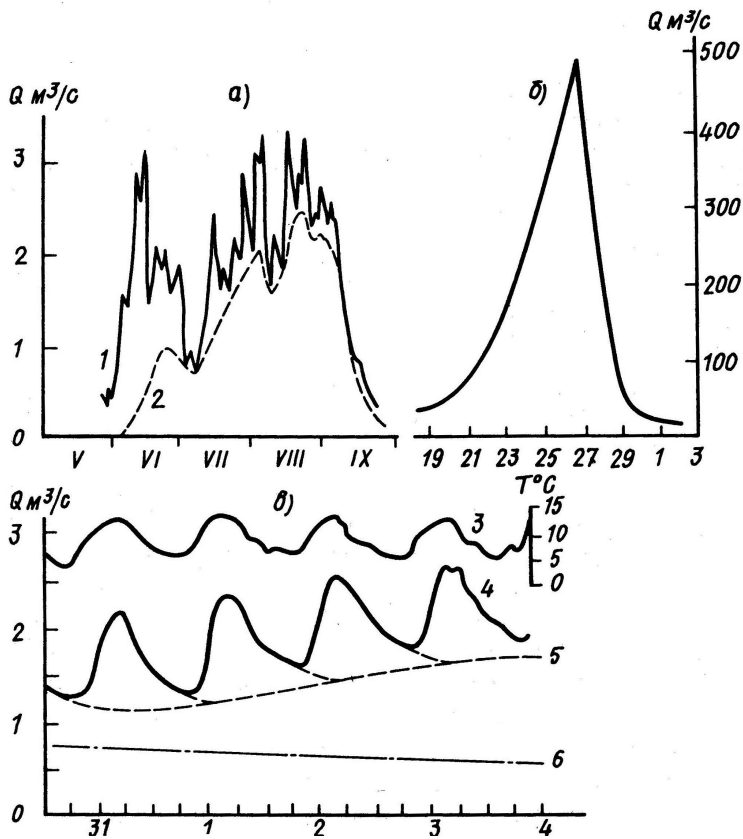


Рис. 4.6. Типичные гидрографы ледниковых рек
(по Г.Н. Голубеву):
a – гидрограф р. Джанкуат на Кавказе в 1969 г
 (1 – суммарный сток, 2 – сток с ледника), *б* – паводок на
 р. Иньльчек 19 сентября – 3 октября 1964 г., сформировав-
 шийся в результате прорыва надледникового оз. Мерцбахера,
v – суточные 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)

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

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 изменение 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. 4.6, 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 около 0°C, днем в летнее время она обычно не выше 0,4°C. Талую воду ледников отличает малая минерализация (обычно не более 30–50 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 внутрILEDниковых 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 м³ воды. Ледяной барьер, подпруживающий озеро, может всплыть и вызвать катастрофический паводок в долине р. Иньльчек, как бывает почти ежегодно (Рис. 4.6, б).

Пассивное использование ледовых ресурсов для обеспечения хозяйства водой потребует разработку долгосрочных климатических прогнозов. Активное же регулирование снежно-ледовых ресурсов – задача более сложная, и человечество пока не располагает для этого техническими и энергетическими возможностями. Однако, в перспективе возможна разработка приемов регулирования таяния горных ледников, методов транспортировки айсбергов, как источников пресной воды для засушливых регионов планеты, и других проектов, связанных с использованием льда.

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.

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

Скопления подземных вод, участвующих в круговороте воды на планете, – это особые водные объекты, существенно отличающиеся от водотоков и водоемов (см. Введение) и важные элементы гидросферы. Вместе с тем подземные воды тесно связаны с геологическим строением земной коры и свойствами горных пород и являются поэтому также объектом гидрогеологии как раздела геологии.

5.1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Согласно 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 – недра Земли).

Экзогенные подземные воды попадают в горные породы либо при процессах просачивания (инфильтрации) поверхностных вод и конденсации водяного пара, либо в результате седиментации (осадконакопления). Эти

воды часто называют соответственно *инфильтрационными, конденсационными и седиментационными*.

Инфильтрационные подземные воды проникают в горные породы путем просачивания 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 давления. Считают, что вклад этого вида питания подземных вод невелик, однако в некоторых физико-географических условиях, например в 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 осадочных породах и в ложах океанов и морей, где образуют так называемые «иловые растворы».

Эндогенные подземные 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 подземные воды.

Как было показано в гл. 3, подземные воды (главным образом – инфильтрационные) являются важным компонентом материкового звена круговорота воды на земном шаре и играют заметную роль в балансе и режиме природных вод и растворенных в них веществ.

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:

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

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 грану-

лометрического 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* (*пустотностью*), под которой понимают наличие в грунтах пустот независимо от их размеров, формы и происхождения. Скважность, обусловленная *порами*, т. е. промежутками (обычно $< 0,1$ мм) между отдельными частицами, называется *пористостью*. Скважность, обусловленная *трещинами* в грунте, называется *трещиноватостью*. Скважность, обусловленную наличием в грунте крупных (> 1 мм) пустот (каверн) называют *кавернозностью*.

Грунты (породы, в гидрогеологии – иногда среды), где преобладает один из трех названных выше видов скважности называют соответственно *пористыми*, *трещинными* (*трещиноватыми*) и *каверновыми* (Всеволожский, 1991). К пористым грунтам относятся многие осадочные породы (пески, илы, глины, лессы, суглинки, торф, обломочные породы; к трещинным – многие метаморфические и магматические горные породы; к каверновым – известняки, гипсы и другие породы, подвергаемые выщелачиванию легко растворимых соединений, например в районах проявления карста.

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

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

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

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

Пористость – одна из важнейших характеристик грунта, определяющих его способность пропускать воду (см. ниже). Разные грунты обладают различной пористостью (табл. 5.1). Заметим, что иногда не разделяют понятий «скважность» и «пористость» и коэффициент пористости используют для характеристики скважности (пустотности) любых грунтов.

Таблица 5.1. Коэффициенты пористости некоторых грунтов (по В.А.Всеволожскому)

Грунт (горная порода)	Средние значения коэффициента пористости, %
Торф	80
Ил	50
Лёсс	45
Песок	25–35
Суглинки	35
Глины	20–40
Сланцы	4
Гнейсы	2
Мрамор	2
Гранит	1

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 входит в состав некоторых минералов, например, гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, мирабилита $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, медного купороса $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Вода из таких минералов может быть удалена в большинстве случаев лишь при нагревании до $300\text{--}400^\circ\text{C}$.

Физически связанная вода удерживается на поверхности минералов и частиц грунта молекулярными силами и может быть удалена из грунта только при температуре не менее $90\text{--}120^\circ\text{C}$. Этот вид воды подразделяют на *прочносвязанную (гигроскопическую)* и *рыхлосвязанную (пленочную)* (Рис. 5.1).

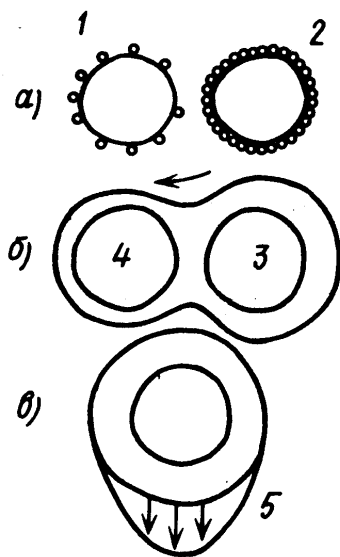


Рис. 5.1. Различные виды воды на частицах грунта,
по А.Ф. Лебедеву:

- а – гигроскопическая вода при неполной (1)
и максимальной (2) гигроскопичности, б – пленочная вода,
движущаяся от частицы с более толстой пленкой (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-повешенную*, 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-разобленную*, находящуюся в остальной толще грунта.

Капиллярная вода играет важную роль в насыщении почв водами, режиме 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 скважности, 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 периодически 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 (меньшим давлением). 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, водопроницаемость, капиллярность.

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

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

где m_b – масса воды в образце грунта, $m_{тр}$ – масса исследуемого грунта с естественной влажностью, m_c – масса того же образца, высушенную при температуре 105–106°C. Часто вместо *массовой влажности* используют *понятие объемная влажность* $W_{об}$, которую можно определить по формуле

$$W_{об} = (V_b/V_c) \cdot 100\%, \quad (5.5)$$

где V_b – объем воды в образце грунта, V_c – объем образца грунта в абсолютно сухом состоянии.

Между массовой и объемной влажностью существует соотношение $W_{об} = W_m \rho_{с. гр} / \rho_b$, где $\rho_{с. гр}$ – плотность сухого грунта, ρ_b – плотность воды.

Влагоемкость 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. Влагоемкость определяют по формуле вида (5.4) и выражают ее в %.

Кроме полной влагоемкости выделяют *наименьшую влагоемкость* $W_{пв}$, 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 (или недостатка насыщения)* d . Он равен разности между полной влагоемкостью и фактической влажностью

грунта. Например, оперируя объемной влажностью, можно получить:

$$d = W_{\text{ив}} - W_{\text{об}} \quad (5.6)$$

Дефицит влажности обычно выражают в %.

Водоотдачей называется способность водонасыщенных грунтов отдавать воду путем свободного стекания. *Коэффициент водоотдачи* 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 м^3 грунта. Наибольшей водоотдачей обладают крупнообломочные породы. Водоотдача глин ничтожна.

Водопроницаемостью грунтов называют их способность пропускать через себя воду под действием силы тяжести или градиентов гидростатического давления. 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.

Водопроницаемостью грунтов – очень важная характеристика при исследовании движения подземных вод.

Грунты по степени водопроницаемости подразделяют на шесть групп (табл. 5.2).

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, 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.

Таблица 5.2. Классификация грунтов по водопроницаемости (по В.А. Всеволожскому)

Группы грунтов по степени водопроницаемости	Тип грунта	Коэффициент фильтрации, K_f , м/сут
Высокопроницаемые	Гравий, галька, сильно закарстованные породы	>100
Хорошо водопроницаемые	Крупнозернистые пески, сильно трещиноватые породы	10–100
Водопроницаемые	Средне- и мелкозернистые пески, умеренно трещиноватые и закарстованные породы	0,1–10
Слабоводопроницаемые	Суглинки, супеси, песчанистые глины, слаботрещиноватые породы	10^{-3} – 10^{-1}
Весьма слабоводопроницаемые	Тяжелые суглинки, глины	10^{-6} – 10^{-3}
Практически водонепроницаемые (водоупоры)	Плотные глины, нетрещиноватые скальные породы	$<10^{-6}$

Высота капиллярного поднятия воды над уровнем грунтовых вод обратно пропорциональна диаметру капиллярных каналов и крупности частиц грунта. При диаметре зерен грунта более 2–2,5 см капиллярного

поднятия не происходит. Высота капиллярного поднятия в некоторых грунтах приведена в табл. 5.3.

Таблица 5.3. Высота капиллярного поднятия в некоторых грунтах (h)

Грунт	h , см
Песок крупнозернистый	2,0–3,5
Песок среднезернистый	3,5–12,0
Песок мелкозернистый	35–120
Супесь	120–350
Суглинки	350–650
Глины	650–1200

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-жилльные*, 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°C), *весьма холодные* ($4\text{--}20^{\circ}\text{C}$), *теплые* ($20\text{--}37^{\circ}\text{C}$), *горячие* ($37\text{--}42^{\circ}\text{C}$), *весьма горячие* ($42\text{--}100^{\circ}\text{C}$), *исключительно горячие* (более 100°C). К так называемым *термальным водам* относят воды с

температурой более 20°C. Если такие воды имеют лечебное значение (обычно это воды и специфического химического состава), их называют «*термами*». Они встречаются, например, на Кавказе и на Камчатке.

По **минерализации** подземные воды, как и все природные воды, делят на *пресные* (до 1‰), *солончатые* (1–25‰), *соленые* (25–50‰) и *рассолы* (более 50‰). Состав пресных подземных вод часто близок к составу связанных с ними поверхностных вод (преобладают ионы HCO_3^- , Ca^{2+} ; или HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} ; реже SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+}). Солончатые подземные воды могут относиться к любому классу. В них преобладают катионы Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} . Соленые подземные воды и рассолы могут быть связаны с современными или древними морскими бассейнами, а также образоваться при выщелачивании легкорастворимых 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 – боржомы, нарзан); *сульфидные*, или *сероводородные* (например, воды Мацесты); *железистые* и *мышьяковистые* (минеральные воды Кавказа, Закарпатья, Урала и др.), а также *бромистые* и *йодистые воды*, *воды с большим содержанием органических веществ* (воды в районе Трускавца); *родоновые воды* (Пятигорск, Цхалтубо) и др.

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

Классификации по характеру залегания подземных вод (их иногда называют «общими») разрабатывали 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.

Попадая после дождей или таяния снега в грунт, вода расходуется 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.

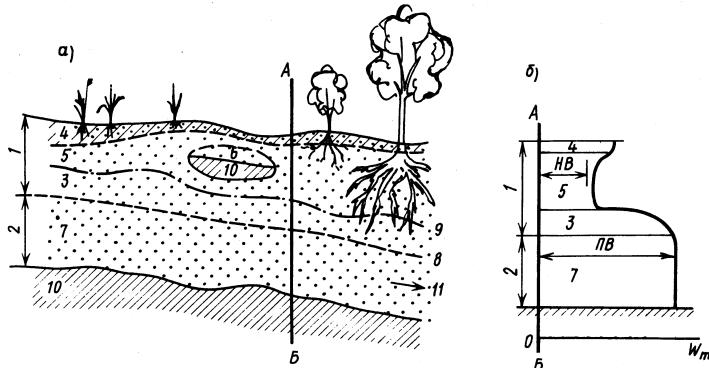


Рис. 5.2. Схема залегания вод зоны аэрации и грунтовых вод (а) и вертикального распределения влажности грунта по разрезу

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, НВ – наимень-
 шая влагоемкость, ПВ – полная влагоемкость

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 прослои 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 относительный 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 и поглощаются корневой системой растений.

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*) до 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*.

Важнейшими процессами, воздействующими на состояние грунтовых вод, являются их питание и разгрузка.

Питание грунтовых вод осуществляется путем инфильтрации через зону аэрации атмосферных осадков, конденсации водяного пара и поглощения вод из водотоков и водоемов (рек, каналов, озер, водохранилищ и т. д.). Иногда в питании грунтовых вод участвуют и более глубокие водоносные напорные горизонты.

По данным В.А. Всеволожского (1991), *инфильтрационное питание грунтовых вод* на Европейской территории страны составляет от 1 до 60% атмосферных осадков. В пределах областей достаточного и избыточного увлажнения эта доля составляет в среднем 10–15% годовой суммы осадков. Эта величина достигает 50–60% для участков поверхностного распространения трещиноватых и сильно закарстованных пород. *Конденсационное питание грунтовых вод* в целом составляет около 30% годового питания. *Поглощение поверхностных вод* (из водотоков и водоемов) зависит от характера гидравлической связи между поверхностными и грунтовыми водами (см. разд. 5.6).

Разгрузка грунтовых вод осуществляется в виде источников (родников), фильтрацией в русло водотока или ложе водоема, путем испарения и перетекания в нижележащие водоносные горизонты.

Грунтовые воды распространены почти повсеместно, тяготеют к рыхлым четвертичным отложениям (ледниковым, речным, озерным и морским, современным аллювиальным, коре выветривания), участвуют в питании рек, легко доступны для практического использования.

Грунтовые воды обладают изменчивым режимом, связанным с режимом питания и разгрузки. Области их питания и распространения обычно совпадают.

Расстояние от земной поверхности до уровня (зеркала) грунтовых 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. В аридных районах сильное испарение грунтовых вод может привести к увеличению их минерализации до значений, характерных для рассола, и к сильному засолению почв.

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.

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).

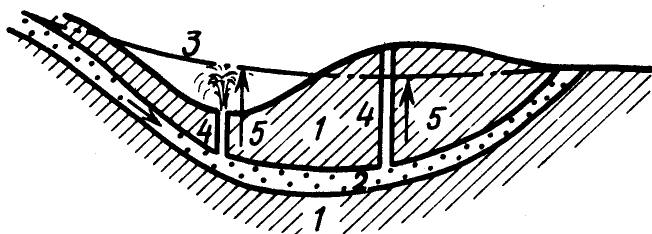


Рис. 5.3. Схема размещения артезианских вод.

1 – водоупорный пласт, 2 – артезианский водоносный горизонт, 3 – линия напора (пьезометрическая линия), 4 – скважины, 5 – высота подъема артезианских вод через скважины

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 зонах тектонических нарушений и 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 глубже 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 градиентов 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 *просачиванием (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, градиентов 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 капиллярно-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 (уровня грунтовых вод) 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*:

$$u_{\phi} = K_{\phi} I, \quad (5.7)$$

где u_{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 (u_{ϕ} , м/сут, мм/мин или см/с) – это отношение расхода фильтрационного потока Q_{ϕ} к площади поперечного сечения в пористой среде $\omega_{\text{п}}$:

$$u_{\phi} = Q_{\phi} / \omega_{\text{п}}. \quad (5.8)$$

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

$$u = u_{\phi} / p', \quad (5.9)$$

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 (5.7), 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. Коэффициент фильтрации отражает водопроницаемые свойства грунта (см. разд. 5.2). Ориентировочные значения коэффициента фильтрации для некоторых грунтов были приведены в табл. 5.2. При сравнении коэффициентов фильтрации и пористости грунтов обращает на себя внимание факт резкого уменьшения коэффициентов фильтрации у суглинков и глин, несмотря на их 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* $u_{\text{инф}}$ (выражается обычно в мм/мин). На первой стадии инфильтрации (свободное просачивание) $u_{\text{инф}}$ 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_{ϕ} . Кривая уменьшения $u_{\text{инф}}$ 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 : $\Delta H/L = (H_1 - H_2)/L$. При этом расстояние L определяется не по горизонтали, а вдоль поверхности (зеркала) грунтовых вод (Рис. 5.5). Тогда формула Дарси приобретает вид

$$u_{\phi} = K_{\phi} \Delta H/L. \quad (5.10)$$

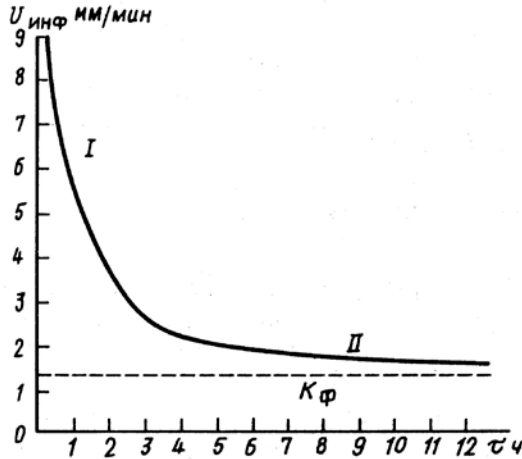


Рис. 5.4. Кривая инфильтрации: *I* – свободное просачивание, *II* – нормальная инфильтрация

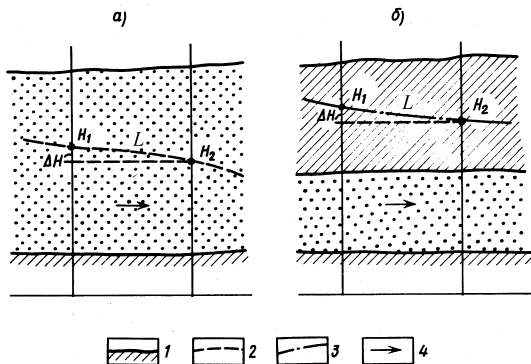


Рис. 5.5. Схема движения подземных вод в зоне насыщения (*а* – безнапорные грунтовые воды, *б* – напорные артезианские воды):
 1 – водоупорный пласт, 2 – уровень грунтовых вод (кривая депрессии), 3 – линия пьезометрического напора (пьезометрическая кривая), 4 – направление движения подземных вод

Расход фильтрационного потока грунтовых вод определяют по формуле $Q_{\text{ф}} = u_{\text{ф}} \cdot \omega_{\text{п}}$ (см. уравнение (5.8)) при известной скорости фильтрации $u_{\text{ф}}$ и площади поперечного сечения слоя $\omega_{\text{п}}$.

Свободную поверхность потока грунтовых вод называют *кривой депрессии* (Рис. 5.5, *а*).

Скорость фильтрации напорных артезианских вод определяют также по формуле (5.10) 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 (5.7) применяют зависимость типа формулы Шези (2.32) в таком виде:

$$u_{\phi} = K'_{\phi} \sqrt{I}, \quad (5.11)$$

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 часть небольшого речного бассейна. Примем для упрощения задачи, что водообмен подземными водами с соседними бассейнами отсутствует, т. е. поверхностный и подземный водоразделы для рассматриваемого бассейна совпадают. Выделим в нем три взаимосвязанных по вертикали элемента – поверхность, зону аэрации и водоносный горизонт грунтовых вод (Рис. 5.6) и напомним для каждого из этих элементов уравнение водного баланса согласно общим положениям, сформулированным в гл. 2.

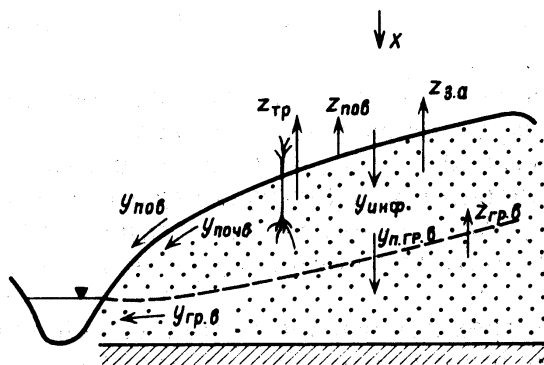


Рис. 5.6. Схема водного баланса для поверхности речного бассейна, зоны аэрации и грунтовых вод

Непосредственно для *поверхности бассейна* уравнение водного баланса будет иметь вид

$$x = y_{\text{пов}} + y_{\text{инф}} + z_{\text{пов}} \pm \Delta u_{\text{пов}}, \quad (5.12)$$

где x – атмосферные осадки на поверхности бассейна, $y_{\text{пов}}$ – поверхностный (склоновый) сток, $y_{\text{инф}}$ – 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:

$$y_{\text{инф}} + z_{\text{гр. в}} = y_{\text{почв}} + y_{\text{пит. гр. в}} + z_{\text{гр}} + z_{\text{з. а}} \pm \Delta u_{\text{з. а}}, \quad (5.13)$$

где $y_{\text{инф}}$ – поступление воды в процессе инфильтрации с поверхности (см. предыдущее уравнение), $y_{\text{почв}}$ – сток в почвенном слое (так называемый «почвенный» или «подповерхностный» сток), $y_{\text{пит. гр. в}}$ – вода, поступающая из зоны аэрации в грунтовые воды и участвующая в их питании, $z_{\text{гр}}$ – 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 (включая почву), выражающееся в изменении влажности грунтов.

Для водоносного горизонта грунтовых вод уравнение водного баланса имеет вид

$$y_{\text{пит. гр. в}} = y_{\text{гр. в}} + z_{\text{гр. в}} \pm y_{\text{гл}} \pm \Delta u_{\text{гр. в}}, \quad (5.14)$$

где $y_{\text{пит. гр. в}}$ – питание грунтовых вод из зоны аэрации (см. предыдущее уравнение), $y_{\text{гр. в}}$ – сток грунтовых вод,

$z_{гд.в}$ – испарение с поверхности грунтовых вод, $\pm y_{гд}$ – питание грунтовых вод из глубинных напорных горизонтов или разгрузка грунтовых вод в эти глубинные горизонты, $\pm \Delta u_{гд.в}$ – изменение содержания (запасов) воды в водоносном горизонте грунтовых вод, выражающееся в изменении уровня грунтовых вод.

Суммирование трех приведенных выше уравнений (5.12) – (5.14) даст уравнение водного баланса для рассматриваемой части речного бассейна:

$$x = y + z \pm y_{гд} \pm \Delta u, \quad (5.15)$$

где

$$y = y_{пов} + y_{почв} + y_{гд.в}, \quad (5.16)$$

$$z = z_{пов} + z_{гд} + z_{з.а}, \quad (5.17)$$

$$\pm u = \pm \Delta u_{пов} \pm \Delta u_{почв} \pm \Delta u_{гд.в}. \quad (5.18)$$

В уравнении (5.16) суммируется весь сток, поступающий в реку по поверхности (по склону), в почве и с грунтовыми водами (разгрузка грунтовых вод в реку). Уравнение (5.17) суммирует расходование воды на испарение, а (5.18) – изменение запасов воды в рассматриваемой части бассейна. Уравнение баланса речного бассейна будет рассмотрено также в разд. 6.6.

Уравнения (5.12) – (5.18) должны быть отнесены к какому-либо интервалу времени Δt , а их члены могут быть представлены либо в единицах слоя (тогда $\pm \Delta u_{гд.в}$ – величина пропорциональная изменению 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 (5.13).

Различают три основных типа водного режима зоны аэрации. Для их характеристики рассмотрим уравнение водного баланса зоны аэрации (5.13) для многолетнего периода, когда $\Delta u_{z,a} = 0$. При *промывном типе водного режима* величина инфильтрации $y_{\text{инф}}$ превышает потери на десукцию корневой системой растений $z_{\text{уд}}$ и подземное испарение $z_{z,a}$: в уравнении (5.13) $y_{\text{инф}} > z_{\text{уд}} + z_{z,a}$. Излишки воды идут на формирование почвенного стока $y_{\text{почв}}$ и питание грунтовых вод $y_{\text{птг. гд. в.}}$. При *компенсированном типе водного режима* $y_{\text{инф}} \sim z_{\text{уд}} + z_{z,a}$. *Испарительный (или выветренный) тип режима* характеризуется преобладанием транспирации и подземного испарения над инфильтрацией: $y_{\text{инф}} < z_{\text{уд}} + z_{z,a}$. 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 запасов и характеристик, включая изменения уровня, температуры и химического состава.

На режим грунтовых вод влияют прежде всего климатические факторы, определяющие питание грунтовых вод дождевыми и тальными водами. Режим грунтовых вод; зависит и от гидрологических факто-

ров – режима связанных с грунтовыми водами водотоков и водоемов. Важную роль играют геологические условия и водно-физические свойства грунтов.

Режим уровня грунтовых вод определяется в конечном счете изменением составляющих уравнения водного баланса грунтовых вод (5.14). Изменение запасов грунтовых вод $\pm \Delta u_{г.в.}$ выразим через изменение их уровня $\pm \Delta H$. Сток грунтовых вод $y_{г.в.}$ представим как разность расходов притока и оттока грунтовых вод (соответственно $Q_{пр}$ и $Q_{отт}$), отнесенных к площади водоносного горизонта F (в м²). Тогда для интервала времени Δt уравнение водного баланса или уравнение для расчета изменения уровня грунтовых вод (5.14) будет выглядеть (в величинах слоя) следующим образом:

$$a\Delta H = (Q_{пр} - Q_{отт})\Delta t/F + y_{пит. г.в.} + \tilde{\varepsilon}_{г.в.} \pm y_{гл}, \quad (5.19)$$

где $y_{пит. г.в.}$ – питание грунтовых вод из зоны аэрации, a – величина, характеризующая водоотдачу грунта – при снижении уровня грунтовых вод ($a = \mu$), либо дефицит влажности (недостаток насыщения) – при повышении уровня грунтовых вод и аккумуляции вод в грунте ($a = d$) (см. раздел 5.2.3); при этом μ и a должны быть выражены не в %, а в долях единицы.

Из уравнения (5.19) 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 $\tilde{\varepsilon}_{г.в.}$, а также искусственное дренирование (откачку), в уравнении (5.19) 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 изменениями 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 бывшего СССР были выделены 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 май–июнь (а при продолжительных летних дождях – на более позднее время) (Рис. 5.7, а).

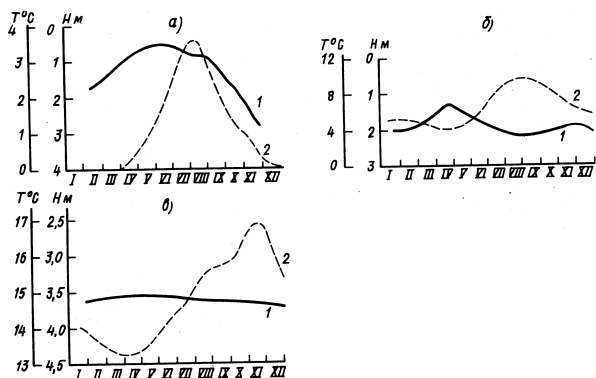


Рис. 5.7. Типичные графики колебания уровня (глубины залегания) (1) и температуры (2) грунтовых вод (по В.С. Ковалевскому):

провинции: а – кратковременного питания, б – сезонного питания, в – круглогодичного питания

Водный режим грунтовых вод в *провинции сезонного, преимущественно весеннего и осеннего питания*, охватывающей большую часть территории бывшего СССР, характеризуется зимним промерзанием зоны аэрации и максимумами уровня в периоды повышенного питания талыми водами в весеннее время и дождевыми – в 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 Подмосковье 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 бывшего СССР, 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 инфильтрующихся 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°C); наиболее глубоко (до 41 м) зона постоянной температуры расположена в условиях резко континентального климата.

Температура воды в верхней части упомянутой зоны в пределах бывшего СССР изменяется в меридиональном направлении (с севера на юг) от нуля до 20°C и примерно соответствует среднегодовой температуре воздуха на поверхности земли, обычно превышая ее всего на 1–3°C. 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°C. 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°C, реже – до 16–20°C. В провинции круглогодичного питания температура грунтовых вод обычно колеблется в пределах от 10 до 20–25°C, а в наиболее теплых районах, как, например, в Таджикистане – от 15–16 до 33–36°C.

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 талыми 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 России и странах Балтии в условиях избыточного увлажнения минерализация грунтовых вод изменяется в течение года в среднем от 10 до 400 мг/л.

В пределах средней полосы европейской территории России 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 России 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 незначительными 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, сопутствующие изменениям 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. Существо этого взаимодействия заключается в обмене поверхностных (океаны, моря, озера, водохранилища, реки, каналы) и подземных вод (напорных и безнапорных) водой, теплотой, 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 2,4 тыс. км³ не дренируемых реками подземных вод (табл. 3.4).

Лучше изучено взаимодействие подземных вод и водных 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.

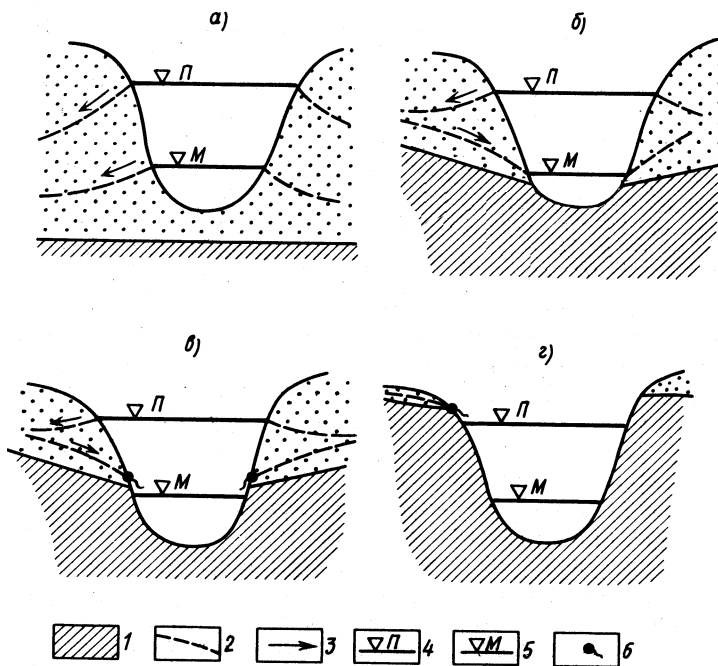


Рис. 5.8. Схема взаимодействия речных и грунтовых вод:
a – постоянная односторонняя гидравлическая связь (река в течение всего года питает грунтовые воды),
б – постоянная двусторонняя гидравлическая связь (река питает грунтовые воды в половодье и дренирует их в межень),
в – временная гидравлическая связь, *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 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. Гидрогеологи называют этот вид взаимодействия речных и грунтовых вод «подпертой фильтрацией» (Всеволожский, 1991). Кроме того, иногда выделяют случай, когда основной водоупор находится очень глубоко, а русло реки подстилают слабоводопроницаемые породы. В этом случае фильтрация речных вод происходит практически вертикально вниз, обходя область слабоводопроницаемых пород («свободная фильтрация» по В.А. Всеволожскому, 1991).

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 накопленной в грунте воды возвращается в русло реки. Такое явление называется *береговым регулированием речного стока* или *периодическим питанием подземных вод* (Всеволожский, 1991).

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 между собой гидравлической связи (Рис. 5.8, г).

Таким образом, характер и величина подземного питания рек (и озер тоже) 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, 39,5 тыс. км³ в год на долю подземного питания приходится, таким образом, около 12 тыс. км³ воды в 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, мерзотно-гидрогеологические процессы.

Оползни представляют собой смещения вниз по склону масс рыхлой 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 выпележащих осадочных толщ с формированием на поверхности замкнутых понижений – *блюдца, воронок, западин*.

Карст – это природное явление, *связанное с растворением водами* (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 – *поноры, воронки, котловины, колодецы*, так и подземные формы – *пещеры, полости, ходы*.

К числу *мерзлотно-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, *булгуниахи (пинго) и гидролакколиты*.

Наледи подземных вод – это массивы льда, образующиеся при намораживании излившихся на поверхность земли грунтовых вод. В области многолетнемерзлых пород различают *наледи надмерзлотноных, подмерзлотноных и межмерзлотноных 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 вытаивания 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.

Интересным и важным проявлением воздействия подземных вод на ландшафты являются *источники (родники)* – места естественной разгрузки грунтовых вод на земную поверхность. Различают несколько типов такой разгрузки (Всеволожский, 1991). *Контактные* выходы грунтовых вод (источники) образуются в тех случаях, когда эрозионные врезы вскрывают место контакта уровня грунтовых вод с подстилающими слабопроницаемыми породами. Такие случаи были уже представлены на Рис. 5.8, б и 5.8, в. Здесь речное русло вскрывало место контакта уровня грунтовых вод и водоупора. Но эрозионный врез может быть представлен не только речным руслом, но и любыми достаточно глубокими оврагами, балками и т. д. (Рис. 5.9, а). *Депрессионные* выходы грунтовых вод (источники) могут быть приурочены к понижениям земной поверхности, вскрывающим кривую депрессии грунтовых вод (Рис. 5.9., б). Третий тип разгрузки грунтовых вод на земную поверхность – экранированный (Рис. 5.9, в). В этом случае источники формируются в местах, где поток грунтовых вод достигает границы распространения слабопроницаемых пород («экрана»).

О заболачивании, связанном с влиянием подземных вод, будет сказано в гл. 9.

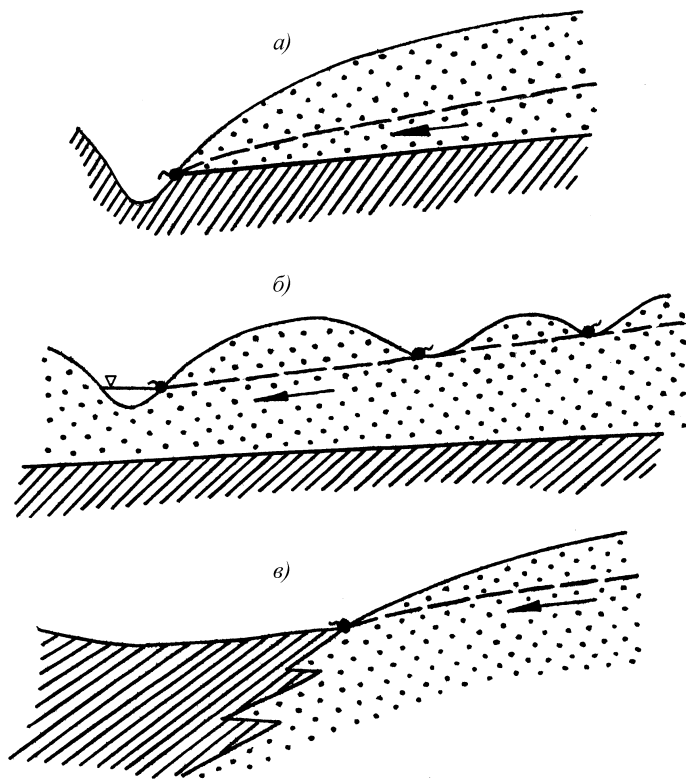


Рис. 5.9. Основные схемы формирования естественных выходов грунтовых вод (источников или родников) на земную поверхность (по В.А. Всеволожскому):

a – контактовый, *б* – депрессионный,
в – экранированный.

Условные обозначения см. Рис. 5.8.

5.7. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ И ОХРАНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Большое практическое значение подземных вод определяется прежде всего их непосредственным использованием в 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 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 баланса данного водоносного горизонта (инфильтрация атмосферных осадков, фильтрация из рек, перетекание из смежных водоносных горизонтов).

Искусственные запасы – это объем подземных вод в водоносном горизонте, образовавшийся в результате орошения, подпора водохранилищами, искусственного восполнения подземных вод («магазинирования»). *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 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*.

Важнейшим условием эксплуатации подземных вод является выполнение *комплекса экологических требований*: не должен быть нарушен режим близлежащей реки, питание грунтовыми водами почвенно-растительного покрова, соблюдены необходимые природоохранные меры при строительстве и эксплуатации водозабора и т. д.

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 бывшего СССР составляли более $30\,000\ \text{м}^3/\text{с}$ ($945\ \text{км}^3/\text{год}$), т. е. около 24% всего речного стока. Прогнозные эксплуатационные ресурсы оценивались 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 последнее время естественные статические (вековые) запасы пресных подземных вод в России, по данным РосНИИВХ, оцениваются в 28 тыс. км^3 . В питании рек участвуют в год $788\ \text{км}^3$ подземных вод.

По детальным оценкам Государственного гидрологического института (2008), по состоянию на 1 января 2006 г. эксплуатационные запасы пресных подземных вод во всех речных бассейнах России составляли

91,7 млн м³/сут, или 33,5 км³/год. Суммарный водоотбор был в среднем равен 15,1 млн м³/сут, или 5,5 км³/год, т. е. около 16,4% величины эксплуатационных запасов. Наибольшими эксплуатационными запасами подземных вод обладают бассейны рек Оки (14,76 млн м³/сут), Волги без Оки и Камы (14,00), Оби без Иртыша (8,23 млн м³/сут). Наибольший забор подземных вод зафиксирован в бассейнах рек Оки (2,90 млн м³/сут), Дона (1,77), Волги без Оки и Камы (1,49), Оби без Иртыша (1,17 млн м³/сут).

Используются подземные воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения, производственно-технического водоснабжения, орошения.

Большое бальнеологическое значение имеют минеральные и термальные воды. Термальные воды используют также для коммунально-бытовых и промышленных нужд. Проектируются, строятся и уже эксплуатируются первые гидрогеотермальные электростанции (например, на базе Паужетского, Средне-Паратунского и Мутковского месторождений термальных вод действуют 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 уров-

ня, но и к уменьшению подземного питания рек в межень и, соответственно, к уменьшению стока рек. Чрезмерная откачка подземных вод в городских районах ведет к образованию депрессионных воронок, т. е. местному резкому понижению уровня грунтовых вод, а также к просадке грунта. Загрязнение подземных вод происходит вследствие поступления коммунально-бытовых и промышленных стоков, а также путем просачивания вод в районах свалок. 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 России *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 сравнительно крупного размера, питающийся атмосферными осадками со своего водосбора и имеющий четко выраженное сформированное самим потоком русло.

К рекам обычно относят лишь водотоки с площадью бассейна не менее 50 км². Водотоки меньшего размера называют ручьями.

Реки – это, как правило, *постоянные водотоки*, текущие в течение всего года. Однако, встречаются реки, которые могут в течение некоторого непродолжительного периода времени перемерзать или пересыхать. Если же водоток пересыхает большую часть года (как, например, сухие долины в пустынях – *вади*), то такой водоток рекой не считают. К рекам не относятся водотоки, которые не имеют водосбора (как, например, русла, сформированные течениями во время приливов или сгонно-нагонных явлений в приморских районах или на островах). Не являются реками даже крупные водотоки (проливы), соединяющие лагуны с морем. Не могут считаться реками и водотоки с искусственным руслом (*каналы*).

Единовременно во всех реках земного шара находится в среднем 2120 км³ воды, или всего лишь 0,00015% объема вод гидросферы (табл. 3.1). Несмотря на такой малый объем речных вод, роль рек как путей сосредоточенного стока в круговороте вещества и энергии на земном шаре очень велика. Реки связывают между собой материковое и океаническое звенья глобального круговорота воды на Земле (см. разд. 3.1).

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 кровь 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 водосборов вместе с содержащимися в ней веществами и теплотой* (подробно см. в разд. 6.8.1). Поэтому речной сток – важнейший элемент материкового звена глобального круговорота воды и веществ, а также мощный природный фактор, определяющий взаимосвязь между различными объектами суши и гидросферы.

Большое функциональное значение рек на земном шаре объясняется прежде всего особенностями самой речной воды: она возобновляемая, подвижная и пресная. В результате постоянно происходящего на Земле водообмена между сушей, атмосферной и Мировым океаном и благодаря дождям и таянию сезонного снега вода в реках возобновляется (в среднем для всех рек мира за 19 суток). Стекая с поверхности материков в океаны и связанные с ним моря, реки «замыкают» глобальный круговорот природных вод, объединяя его материковое и океаническое звенья. Водный сток рек в океан в среднем составляет 39,5 тыс. км³/год, или 36% расходной части водного баланса областей внешнего стока суши и 7,9% приходной части водного баланса Мирового океана (см. табл. 3.4). Тем самым реки поддерживают в некотором равновесии водный баланс всей планеты.

Вместе с водой реки переносят с материков в океаны и моря взвешенные и растворенные вещества и

теплоту (см. разд. 3.6). Текущие речные воды обладают большой кинетической энергией и могут совершать механическую работу. Реки и речной сток – одни из важнейших на Земле геологических и геоморфологических факторов. Совместно с физическим выветриванием реки участвуют в крупномасштабном эрозионном процессе на поверхности планеты: они эродировывают горы и возвышенности, создают долины, глубокие ущелья и каньоны. Одновременно с этим реки отлагают в своих низовьях продукты эрозии и формируют толщи отложений, аллювиальные равнины, поймы, дельты, конусы выноса. Велика самоочищающая способность речных вод.

Реки представляют собой очень специфические и ценные экосистемы. Воды рек – места обитания многих водных организмов (растений и животных – моллюсков, ракообразных, рыб и др.), в том числе представляющих экономический интерес.

Люди с глубокой древности используют реки и их природные ресурсы, селятся около рек, чтобы заниматься рыболовством, а на плодородной илистой почве речных пойм и дельт – земледелием.

Именно с реками связано появление на Земле первых очагов орошаемого земледелия и развития человеческой цивилизации в целом. Историками и археологами изучены следы древних поселений в низовьях рек Хуанхэ и Янцзы, Инда и Ганга, Тигра и Евфрата, Амударьи в Азии, Нила и Нигера – в Африке.

Через реки шло освоение европейцами Северной и Южной Америки, а русскими землепроходцами – Сибири и Дальнего Востока. На реках появились первые поселения, а позже – города, промышленные и портовые центры, столицы ряда государств. Реки – важнейшие транспортные артерии, связывающие разные территории между собой и с морями.

В наши дни реки и связанные с ними водные, земельные, биологические ресурсы широко используются людьми. Реки и их ресурсы используются гидроэнергетикой, водным транспортом, рыбным хозяйством; большие объемы речной воды потребляют тепловая и атомная энергетика, многие отрасли промышленности, сельское и коммунальное хозяйство. Рациональное использование рек и их природных ресурсов, охрана их от загрязнения и истощения требуют как постоянных наблюдений за состоянием рек и их естественными и антропогенными изменениями, так и серьезного изучения происходящих в реках природных процессов.

6.1. РЕКИ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Реки распространены на земном шаре повсеместно – на всех материках (кроме Антарктиды) и во всех географических (ландшафтных) зонах. Реки протекают и в тундре, и в тайге, и в зоне смешанных лесов. Есть реки и в степях, и в полупустынях, и даже в пустынях. Реки протекают по равнинам, среди возвышенностей и горных массивов.

Сведения о важнейших реках земного шара приведены в табл. 6 1.

Самая крупная в мире река и по площади бассейна, и по длине, и по водоносности (среднегодовой величине стока воды) – *Амазонка*. По новым оценкам¹¹, площадь ее бассейна 7180 тыс. км², длина 7100 км, водоносность 7280 км³/год, или более 18% водного стока всех рек мира, впадающих в Мировой океан. Второе и третье место в мире по площади бассейна

¹¹ Михайлов В.Н. Сток воды и наносов в устье Амазонки // Водные ресурсы. 2010. Т. 37. № 2.

занимают Конго и Миссисипи, по длине – Нил с Кагрой и Миссисипи с Миссури, по водоносности – Конго и Ориноко (табл. 6.1).

На территории России, по данным РосНИИВХ, более 2,5 млн рек. Из них почти 95% имеют длину менее 25 км. 2833 рек (0,1% всех рек) имеют длину от 101 до 500 км и лишь всего 0,008% рек (их всего 214) – длину более 500 км.

Среди рек России наибольшую площадь бассейна имеют Обь, Лена, Енисей, Амур и Волга, самую большую длину – Обь с Иртышом, Амур с Аргунью, Лена, Енисей и Волга, наиболее водоносны – Енисей, Лена, Обь, Амур, Волга (табл. 6.1).

Таблица 6.1. Морфометрические и гидрологические характеристики важнейших рек мира

Река	Площадь бассейна, тыс.км ²	Длина, км	Среднегодовое стока		Мутность воды, кг/м ³
			воды, км ³ /год	взвешенных наносов, млн т/год	
Европа					
Волга	1360	3530	245/260	12,9/6,7	0,053/0,026
Дунай	817	2857	199/208	52/36	0,261/0,173
Днепр	504	2201	53/43	2,10/0,80	0,040/0,019
Дон	422	1870	27,6/21,6	4,54/1,60	0,164/0,074
Северная Двина	357	1332 ¹	108	4,5	0,042
Печора	322	1810	128	6,6	0,052
Нева	282 ²	74 ³	78,4	0,62	0,008
Рейн	224	1320	79	3,5	0,044
Висла	199	1047	32,9	0,83	0,026
Эбро	85,0	928	18,7/13,4	30,0/0,12	1,604/0,0089
Кубань	57,9	906	12,3/11,4	7,57/1,42	0,615/0,125
Азия					
Обь	2990	4338 ⁴	403	16,0	0,040
Енисей	2580 ⁵	4102 ⁶	625	12,0/4,7	0,019/0,008
Лена	2490	4260	530	22,7	0,043
Амур	1856	4440 ⁷	355	23,0/17,3	0,065/0,049

Янцзы	1808	6300	888	471/337	0,530/0,380
Ганг	1640	2200	388	479	1,234
Инд	960	3180	220/10,0	420/-	1,91/-
Меконг	810	4500	442	96,0	0,217
Хуанхэ	752	5464	59,2/45,6	1300/697	22,0/15,3
Кольма	647	2130	103	10,2	0,099
Брахма-путра	540	2900	682	608	0,891
Индигир-ка	360	1790	50,5	11,7	0,232
Яна	238	872	33,8	11,2	0,331
Африка					
Конго	3457	4370 ⁸	1310	70,0	0,053
Нил	2870	6670 ⁹	69/35	120/0,5	1,74/0,014
Нигер	2240	4350	230/187	40/-	0,174/-
Замбези	1330	2574	100,2/69,7	–	–
Северная Америка					
Миссисипи	3268	3950 ¹⁰	582	394/217	0,677/0,373
Маккензи	1800 ¹¹	1770 ¹²	347	130	0,375
Святого Лаврентия	1600 ¹³	1200 ¹⁴	439	4,0	0,009
Юкон	855	3700	205	60	0,293
Колумбия	669	2000	164	15,0/9,7	0,091/0,059
Колорадо	635	2334	21,4/0,85	125/1,0	5,84/1,18
Южная Америка					
Амазонка	7180	7100 ¹⁵	7280	900	0,124
Парана	2660	4800 ¹⁶	568	80,0	0,141
Ориноко	1100	2740	1170	210/150	0,179/0,128
Австралия					
Муррей (Марри)	1060	2530 ¹⁷	12,9/5,1	–	–

Примечания. *Общие:* сведения в таблице основаны на данных Энциклопедии «Реки и озера мира» (2012), результатах исследований ГТИ (2008) и архиве автора главы; по зарубежным рекам – на работах А. Dai et al. (2002, 2009), J.D. Milliman et al. (1995, 2008), J.P.M. Syvitski et al. (2005), D.E. Walling (2013), D.E. Walling, X. Fang (2003);

осредненные величины стока воды, стока наносов, мутности воды приведены для периодов до (числитель) и после (знаменатель) существенного естественного или антропогенного изменения режима река; прочерк означает отсутствие данных.

Частные: ¹от истока р. Сухона, собственно Сев. Двина от слияния рек Сухона и Юг 774 км; ²с учетом водосборов озер Ладожское, Онежское, Ильмень; ³собственно Нева от оз. Онежского; ⁴от истока р. Катунь 4338 км, собственно Обь от слияния рек Бия и Катунь 3660 км, с притоком Иртыш 5410 км; ⁵с учетом водосборов оз. Байкал и притока Ангара; ⁶от истока р. Малый Енисей, собственно Енисей от слияния рек Малый и Большой Енисей 3487 км; ⁷по системе рек Хайлар – Аргунь – Амур, собственно Амур от слияния рек Шилка и Аргунь 2824 км; ⁸от истока р. Луалаба; ⁹от истока р. Кагера; ¹⁰собственно Миссисипи, от истока Миссури 6426 км; ¹¹с учетом водосбора оз. Большое Невольничье; ¹²собственно Маккензи от оз. Большое Невольничье; ¹³с учетом водосбора Великих американских озер; ¹⁴собственно р. Святого Лаврентия от оз. Онтарио; ¹⁵от истока р. Уакаяли; ¹⁶от истока р. Паранаиба; ¹⁷собственно Муррей, с притоком Дарлинг 3490 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 (30–50 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 *полизонален*.

Иногда выделяют *очень большие* (или *крупнейшие реки*), площадь бассейна которых более 1 млн км². Таких рек на земном шаре всего 18: Волга в Европе, Обь, Енисей, Лена, Амур, Янцзы, Ганг в Азии; Нил, Конго, Нигер, Замбези в Африке; Маккензи, Святого Лаврентия, Миссисипи в Северной Америке; Ориноко, Амазонка, Парана в Южной Америке; Муррей (Мари) в Австралии (табл. 6.1).

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 (например, наличие карста в горных породах) 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 (разд. 6.4.2).

По водному режиму, т. е. характеру внутригодового распределения стока, выделяют реки с *весенним половодьем, с половодьем в теплую часть года, с паводочным режимом* (разд. 6.7.4).

По степени устойчивости русла можно выделить, например, реки *устойчивые и неустойчивые* (разд. 6.11.6), а по **ледовому режиму** – *реки замерзающие и незамерзающие* (разд. 6.12.3).

Выделяют также реки *промерзающие (переме́рзающие)* и *пересыхающие*. Следует различать промерзание и перемерзание рек. *Промерзание* – это замерзание всей толщи воды до дна на большом протяжении реки. *Перемерзание* – это образование ледяных перемычек лишь на отдельных мелководных участках русла (например, на перекатах). Промерзают или перемерзают обычно малые и средние реки во время суровых зим, когда поверхностное питание отсутствует, а подземное истощается из-за промерзания грунтовых вод. Некоторые реки пересыхают в засушливые периоды года, когда из-за отсутствия дождей поверхностное питание прекращается, а подземное (грунтовое) истощается. Временно пересыхают обычно лишь малые реки.

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 водное 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 орографическим водоразделом.* Этот водораздел проходит по наиболее высоким отметкам возвышенностей или гор, отделяющих данный речной бассейн от смежного.

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 характерны для засушливых районов с плоским рельефом. Бессточные территории в пределах речных бассейнов могут иногда достигать больших площадей. Примером могут служить обширные бессточные области в бассейнах двух левых притоков Иртыша в Северном Казахстане – Тобола и Ишима. В бассейне Тобола выше г. Кустаная – это 16300 км² (>50% площади бассейна), в бассейне Ишима выше г. Акмолинска (ныне г. Астана) – 1750 км² (около 24% площади бассейна) (А.Н. Важнов, 1976).

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.

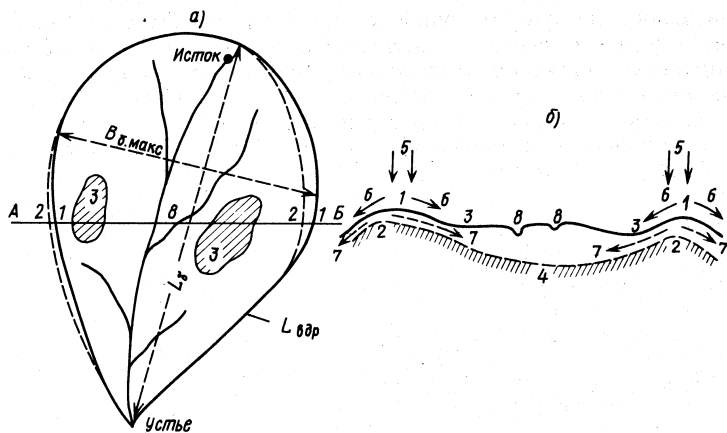


Рис. 6.1. Схема бассейна и водосбора реки в плане (а) и в поперечном разрезе (б) по линии А–Б:

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

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 находящиеся там реки не доносят воду до Мирового океана. К таким бессточным областям относятся, например, бассейны Каспийского и Аральского морей, включающие бассейны таких рек, как Волги, Урала, Терека, Куры, Амударьи, Сырдарьи.

6.3.2. Морфометрические характеристики бассейна реки

Основными морфометрическими характеристиками речного бассейна (см. Рис. 6.1) служат: площадь бассейна F ; длина бассейна L_{σ} , обычно определяемая как прямая, соединяющая устье реки и точку на водоразделе, прилегающую к истоку реки; максимальная ширина бассейна $V_{\text{макс}}$, которая определяется по прямой, нормальной к длине бассейна в наиболее широкой его части; средняя ширина бассейна $V_{\text{ср}}$, вычисляемая по формуле

$$V_{\text{ср}} = F/L_{\sigma}, \quad (6.1)$$

а также длина водораздельной линии $L_{\text{взд}}$. Площадь бассейна обычно имеет размерность км^2 , а все остальные характеристики – км.

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.

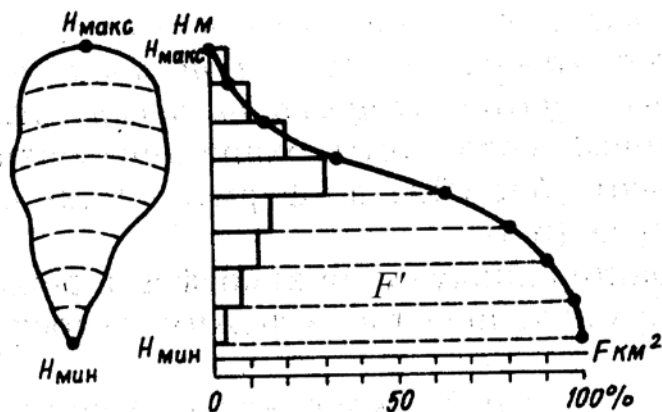


Рис. 6.2. Распределение площади бассейна по высотам и гипсографическая кривая

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 горизонталей (изогипс), ограничивающих эти интервалы, f_i – площадь части бассейна между этими горизонталями, F – полная площадь бассейна реки, n – число высотных интервалов.

Средний уклон поверхности бассейна определяют по формуле

$$i_{\text{ср}} = \frac{\Delta H}{F} \sum_{i=1}^{n-1} l_i, \quad (6.3)$$

где l_i – длины горизонталей, ΔH – разность отметок смежных горизонталей (сечение рельефа), F – полная площадь бассейна реки, 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 реки 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, в пределах которых находится бассейн реки;*

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 (%), 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 в пределах бассейна – озера, болота, ледников* (об озерности и болотистости речных бассейнов см. ниже).

Очень важная особенность любого речного бассейна – это степень его преобразования хозяйственной деятельностью. При этом следует различать искусственное преобразование поверхности бассейна (вырубка лесов, распашка земель и другие агролесотехнические мероприятия, оросительные и осушительные мелiorации) и искусственное преобразование гидрографической сети бассейна и режима самих рек (сооружение плотин и водохранилищ, каналов, плузов, 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 соответственно озерами (болотами, лесами, ледниками и т. д.), F – полная площадь речного 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, болот) и особых водных объектов (ледников) в пределах речного бассейна составляет гидрографическую сеть бассейна реки. 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 (в км) – 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 – это место начала реки (выход из озера, болота, ледника, родника и т. д.). Если река начинается в гористой местности там, где подземные воды выходят из-под скопления обломочного материала (осыпи), то это место и считают истоком. Где бы река не начиналась и откуда бы река ни вытекала, ее исток не может

находиться на самом орографическом водоразделе. Хотя водоток, который дает начало реке по своим размерам формально рекой не является (это скорей ручей), исток такого небольшого водотока все равно принимается за исток всей реки. Так, например, Волга – крупнейшая река Европы – берет начало в болотах Валдайской возвышенности, и ее истоком считается родник, укрепленный деревянным срубом, у которого имеется надпись «Исток Волги». На первых километрах после истока Волга представляет собой небольшой ручей со слабым течением.

Устье реки – это место впадения реки в море или озеро (см. разд. 6.14). Иногда река заканчивается там, где прекращается речной сток из-за потерь воды на испарение и инфильтрацию или в результате полного разбора воды на орошение. Такое место иногда называют *слепым устьем*, или *сухой дельтой*. При определении устья реки, если она впадает в море или озеро, нередко возникают еще большие трудности, чем при определении места истока реки. Во-первых, если река имеет дельту с многочисленными рукавами, то возникает вопрос – устье какого из них считать устьем всей реки. Во-вторых, места впадения дельтовых рукавов в море или озеро очень изменчивы. В большинстве случаев за «устье реки» принимают устье (точнее устьевой створ) крупного судоходного рукава в месте его непосредственного выхода в море (отсюда обычно и идет отсчет километража вдоль реки).

Отношение длины участка реки L_p к длине прямой l_p соединяющей концы этого участка, называется *коэффициентом извилистости реки* на данном участке:

$$k_{\text{изв}_i} = L_i/l_i. \quad (6.5)$$

Коэффициент извилистости на отдельных участках рек изменяется от 1 до 2–3, а иногда и больше.

Поскольку на отдельных участках извилистость реки разная, общий коэффициент извилистости всей реки определяют по формуле

$$k_{\text{изв.общ}} = \sum L_i / \sum l_i = L / \sum l_i. \quad (6.6)$$

Между длиной реки L (в км) и площадью бассейна F (в км²) имеется определенная связь, близкая к квадратичной: $L \sim \sqrt{F}$. Например, для рек бывшего СССР получена такая осредненная 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* ΣL_i . Отношение протяженности речной сети к площади бассейна характеризует *густоту речной сети бассейна* или *территории* d

$$d = \Sigma L_i / f, \quad (6.8)$$

имеющую размерность км/км². Здесь f – площадь рассматриваемой территории.

Густота речной сети в пределах равнинных территорий Европейской части России в целом уменьшается с севера на юг: в лесной зоне она составляет 0,4–0,6 км/км², в степной 0,2–0,3, на Прикаспийской низменности уменьшается до 0,05 км/км². На Кавказе, с увеличением высоты местности густота речной сети возрастает до 0,8–1,0 км/км², а иногда и до 2 км/км² (А.Н. Важнов, 1976).

Речная сеть по характеру рисунка может быть *древовидной, прямоугольной, центростремительной, центробежной, параллельной, перистой* и др.

Речная сеть – это сложный результат тектонических и эрозионно-аккумулятивных процессов, движения ледников, крупномасштабных колебаний уровня океана и морей и т. д. Понять происхождение структуры современной речной сети невозможно без детальных геологических, палеогеоморфологических и палеогеографических 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, трапециевидные, 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 (ложе) долины находятся *русло реки* (наиболее низкая часть долины, занятая водным потоком в межень) и *пойма* (заливаемая водами половодья или крупных паводков часть речной долины).

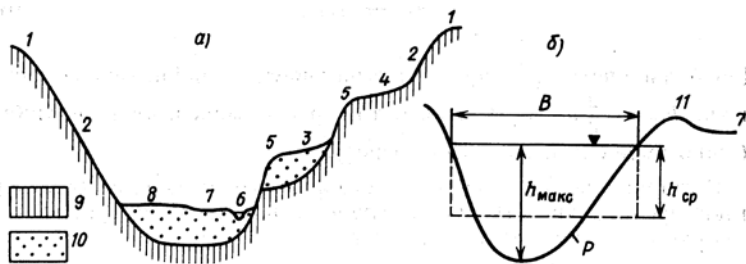


Рис. 6.3. Поперечный профиль долины (а) и русла реки (б):
 1 – бровка долины (коренного берега), 2 – уступ коренного берега, 3 – первая надпойменная терраса (аккумулятивная),
 4 – вторая надпойменная терраса (эрозионная),
 5 – бровка террасы, 6 – русло реки,
 7 – низкая пойма, 8 – высокая пойма, 9 – коренные породы,
 10 – аллювиальные отложения, 11 – прирусловой вал

Русла рек по форме в плане подразделяются на *прямолинейные, извилистые (меандрирующие), разделенные на рукава, разбросанные (блуждающие)* (Рис. 6.4).

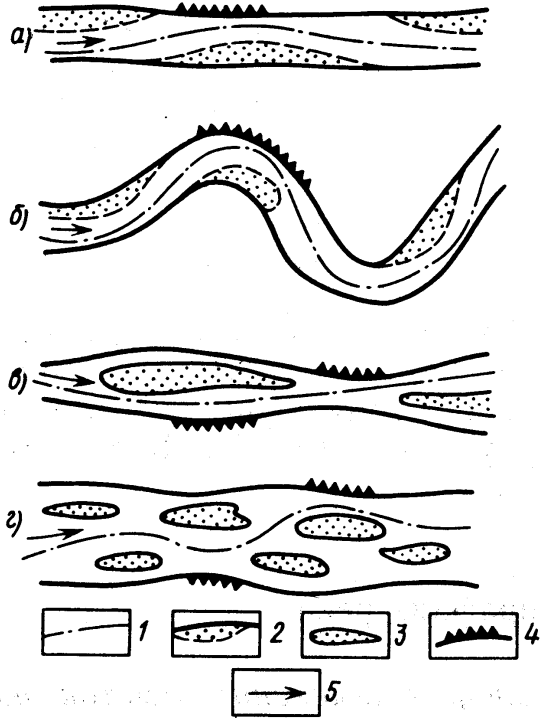


Рис. 6.4. Типы речных русел

а – прямолинейное, *б* – извилистое, *в* – разделенное на рукава, *г* – 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 – *плессы* и *перекаты*, *донные гряды* различного размера (подробнее см. в разд. 6.11.2–6.11.4).

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 (в м²), *ширина русла* B (в м) между урезами русла при заданном его наполнении, *максимальная глубина русла* $h_{\text{макс}}$ (в м). *Средняя глубина русла* $h_{\text{ср}}$ (в м) в данном поперечном сечении вычисляется по формуле

$$h_{\text{ср}} = \omega / B. \quad (6.9)$$

Для большинства речных русел, имеющих поперечный профиль параболической формы, 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 (в м) (Рис. 6.3, б) и *гидравлический радиус* R (в м), 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 неглубоких речных русел и для периода открытого русла (без ледяного покрова) величины гидравлического радиуса R и средней глубины $h_{ср}$ 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 затопило 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 , в м). 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.

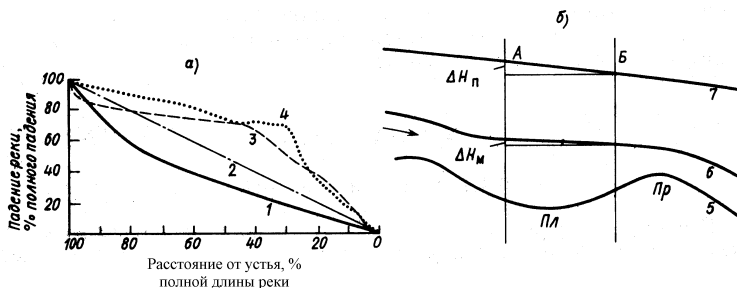


Рис. 6.5. Продольные профили реки (а) и ее участка (б):
 1 – плавновогнутый (р. Вахш), 2 – прямолинейный (р. Зеравшан), 3 – выпуклый (р. Гунт), 4 – ступенчатый (р. Бартанг), 5 – дно реки, б – водная поверхность в межень, 7 – водная поверхность в половодье, ΔH_m – падение уровня между створами А и Б в межень, ΔH_p – 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 *общим 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. На 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

$$I = \Delta H_i / L_p \quad (6.11)$$

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 дна или водной поверхности к горизонту (см. разд. 2.5.3). Величина I для водной поверхности реки всегда положительна (исключения – лишь устья рек, подверженных действию приливов и нагонов), 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 безразмерная, и ее выражают в долях единицы, %, ‰. Во многих случаях гидрологи используют также такое понятие, как падение на 1 км длины реки: величину падения уровня ΔH , выраженную в сантиметрах, делят на длину участка русла в километрах. Эту величину называют *километрическим падением*, ее размерность см/км.

6.4. ПИТАНИЕ РЕК

6.4.1. Виды питания рек

Речной водный сток формируется в результате поступления в реки со своего водосбора 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 вида водного 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 главным: на его долю приходится более трети всего водного питания. 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 1/3 объема речного водного 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) (см. гл. 4).

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 и продолжительность выпадения дождей определяют многие особенности формирования речного водного 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 реки, тем также больше величина возможного паводка.* Экстремальные 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 бóльшую 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 – почти 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 реки 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 при условии 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, водный 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 по склонам. 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 величина максимального расхода воды 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 половодья проводят различными способами. Простейшие из них основаны на данных об изменении температуры воздуха как главной причины снеготаяния. Так, нередко используют эмпирическую формулу вида

$$h = \alpha \Sigma T, \quad (6.12)$$

где h – слой талой воды (мм) за интервал времени Δt , ΣT – сумма положительных среднесуточных температур воздуха за тот же интервал времени, α – коэффициент пропорциональности, называемый *коэффициентом стаивания* (это слой талой воды в мм, приходящийся на один градус положительной среднесуточной температуры воздуха).

Среднее значение коэффициента стаивания α для открытой местности на территории, лежащей к северу от 55° с. ш., приблизительно равно 5 мм на 1°С, для

лесной зоны она изменяется от 1,5 мм/°С для густых хвойных лесов до 3–4 мм/°С 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, высоты водоупора и уровня грунтовых вод (см. Рис. 5.8), в свою очередь зависящего от фазы водного режима реки и гидрогеологических условий. 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 водный сток тем больше, чем больше доля общей площади бассейна, занятая ледниками (см. Рис. 4.5).

6.4.2. Классификация рек по видам питания

У каждой реки доля отдельных видов водного питания может быть различной. Определение в каждом конкретном случае вклада различных видов питания в речной водный 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. 6.7.6).

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 более распространена *классификация рек по источникам, или видам питания, М.П. Львовича*. Для определения степени преобладания того или иного вида питания приняты три градации. Если один из видов питания дает более 80% годового водного 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% водного 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 бывшего СССР имеет преобладающее снеговое питание. Почти исключительное снеговое питание имеют реки Северного Казахстана и Заволжья. Реки с дождевым питанием занимают южную часть территории к востоку от Байкала, а также бассейны Яны и Индигирки,

Черноморское побережье Кавказа и Крым, 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 (склонового и речного) стока, а частично расходятся 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 \bar{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 бывшего СССР зависит от географической 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 в искусственном испарителе (см. разд. 2.2), с помощью метода *теплового баланса* путем расчета теплоты, затраченной на испарение воды (см. разд. 2.4), с помощью *эмпирических формул*. Среди последних широко используется *формула Б.А. Зайкова*

$$\bar{z} = 0,14n(e_0 - e_{200}) (1 + 0,72W_{200}), \quad (6.13)$$

где \bar{z} – испарение в мм, e_0 – среднее значение максимальной упругости водяного пара, вычисленное по температуре поверхности воды в водоеме в гПа (мбар), 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} , где c – эмпирический коэффициент.

Испарение с поверхности снега и льда зависит от тех же факторов, 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 грунта ниже поверхности почвы и с «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 специальной установки – почвенного испарителя. Объем испарившейся с почвы воды рассчитывается по изменению массы почвенного монолита, помещенного в испаритель.

Физиологическое испарение растительным покровом (транспирация) включает три стадии: поглощение корневой системой растений 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 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). Разность 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 водного стока в пределах речных бассейнов, и его расчету в гидрологии уделяют большое внимание.

Для определения суммарного испарения используют две группы методов. В первой из них применяют зависимости среднегодового годового суммарного испарения \bar{z} от годовых осадков x и испаряемости z_0 . М.И. Будыко предложил максимально возможное испарение, т. е. испаряемость z_0 , выражать через среднегодовое 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: $\bar{z} = f(x, R, L_{\text{исп}})$. Для разных географических пунктов такая связь получается различной 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 среднегодовых и среднемесячных величин суммарного испарения с соответствующими значениями температуры и влажности воздуха (*метод А.Р. Константинова*).

На территории бывшего СССР суммарное испарение изменяется в зависимости от климатических условий местности (количества осадков и радиационного баланса). В среднем для различных географических зон характерны такие величины годового суммарного испарения: тундра и лесотундра – 100–300 мм, лесная зона – 300–500, лесостепь и степь – 300–500, полупустыня – 150–300 мм.

Чем суше климат, тем больше разность между испаряемостью (предельно возможным испарением) и фактическим суммарным испарением. В тундре испарение приближается к испаряемости, в пустынях при крайне малых атмосферных осадках оно намного меньше испаряемости. В Сахаре, например, при годовой 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. Процесс инфильтрации был подробно описан в разд. 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 теории водного баланса участка суши (разд. 2.2) и результатов рассмотрения водного баланса различных вертикальных зон в речном бассейне (разд. 5.5) уравнение водного баланса бассейна реки для интервала времени Δt в наиболее общем виде представим следующим образом (Рис. 6.6):

$$x + y_1 + w_1 + z_1 = y_2 + w_2 + z_2 \pm \Delta w. \quad (6.14)$$

Здесь x – жидкие (дождь) и твердые (снег) осадки на поверхность речного бассейна, y_1 – поверхностный приток воды 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, шлюзов, насосных станций и т. д.), w_1 – подземный приток вод 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 вод за пределы бассейна (он может быть представлен прежде всего водным стоком самой реки y'_2 , а также искусственным оттоком вод y''_2 , осуществляемым через водораздел с помощью гидротехнических сооружений); w_2 – подземный отток за пределы бассейна (он, как и для w_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); $\pm \Delta w$ – 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).

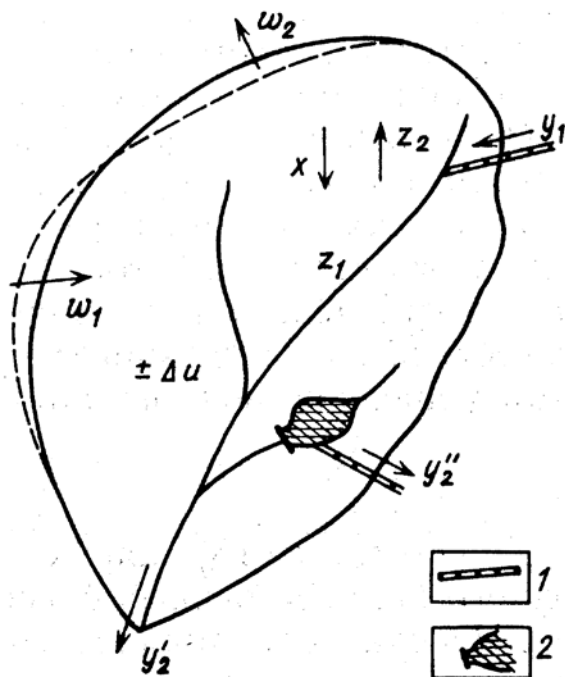


Рис. 6.6. Схема составляющих
водного баланса бассейна реки:
1 – канал, 2 – гидроузел

Атмосферные осадки, подземный приток и искусственный поверхностный приток из-за пределов бассейна составляют *приходную часть уравнения водного баланса*; поверхностный и подземный отток 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

уравнения больше приходной (например, в период снеготаяния или 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). В первом случае (единицы измерения – мм) рекомендуется использовать (как в уравнении 6.14) строчные буквы: $x, y, z, w, \Delta u$, во втором (м^3 или км^3) – прописные: $X, Y, Z, W, \Delta U$. Перевод единиц слоя в единицы объема и наоборот осуществляется с учетом площади бассейна. Для этого используют формулы вида $X = kxF$, где x в мм, F в км^2 . Если X необходимо получить в м^3 , то $k = 10^3$, если в км^3 , то $k = 10^{-6}$.

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 водяного пара z_1 . Для больших речных бассейнов нередко не учитывают подземный приток и отток на границах бассейна (их величины значительно меньше других членов уравнения) или принимают $w_1 \sim w_2$. В таких случаях и при отсутствии искусственного перераспределения стока между смежными 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 в конкретном году 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 России приходится на осенние месяцы (1 октября или 1 ноября).

Наконец, при осреднении за длительные многолетние 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 водному стоку плюс испарение» или «водный сток равен осадкам минус 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 (водного стока и испарения) относительно их

суммы или, что то же самое, – осадков. Для этого разделим обе части уравнения (6.16) на x :

$$1 = y/x + z/x = \alpha + \beta. \quad (6.17)$$

Отношение водного стока к осадкам назовем коэффициентом стока ($\alpha=y/x$). Этот коэффициент показывает, какая доля осадков превращается в водный 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» по М.И. Будько z_w/x , где z_w – величина испаряемости. В условиях избыточного и достаточного увлажнения (тундра, лесотундра, лесная зона) 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. Колебания водности рек и их виды.

Источники информации о водном режиме рек

Под водным режимом рек понимают закономерные изменения водного 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.

Изменения режима реки характеризуются прежде всего колебаниями ее водности. *Водность* – это количество воды, переносимое рекой за какой-либо интервал времени Δt (месяц, сезон, год, ряд лет) в сравнении со среднемноголетней величиной водного стока этой реки для такого же интервала времени Δt . Понятие «водность реки» используется для оценки изменений водного стока **данной реки**.

От понятия «водность реки» следует отличать понятие «водоносность реки». *Водоносность* – это величина среднемноголетнего водного стока реки ($\text{м}^3/\text{с}$, $\text{км}^3/\text{год}$); это понятие обычно используется для сравнения величины водного стока **разных рек**.

В водном режиме и изменениях водности рек выделяют прежде всего вековые, многолетние, внутригодовые (сезонные) и кратковременные колебания.

Когда говорят о колебаниях водности рек, то имеют в виду прежде всего изменения **расхода воды**, т. е. количества воды, протекающей через поперечное сечение речного русла в единицу времени (Q , $\text{м}^3/\text{с}$). При этом *график изменения расхода воды в данном створе реки во времени, например в течение года, называют гидрографом*. Однако одновременно с изменением расхода 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 расхода воды и ими определяются. Объясняется это существованием закономерных связей расходов и уровней воды в реках (см. разд. 6.9.2). Однако в некоторых случаях колебания уровней воды в реках могут

быть не связанными непосредственно с изменением расхода воды, 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) гидрологических постах (ранее их называли водомерными).

Измерения скоростей течения ведут на реках в основном с помощью поплавков или специальных приборов – гидрометрических вертушек, регистрирующих число оборотов лопастного винта. В последние десятилетия для измерения скоростей течения стали также применять ультразвуковые установки, фиксирующие различие в распространении ультразвука по течению реки и против него, и термогидрометры, основанные на измерении теплообмена между потоком и чувствительным элементом.

Важной задачей гидрологов является измерение расходов воды в реках. Наиболее распространенный способ заключается в измерении скоростей течения с помощью гидрометрических вертушек на ряде вертикалей в потоке и площадей сечения между ними; этот способ называется *«скорость – площадь»*.

Измерения расходов воды проводят на реках в разные периоды года (число таких измерений в зависимости от водного режима может быть разным, например от 4 до 10–15 в год). Чтобы рассчитать величину расхода воды на каждый день, используют заранее полученную связь между измеренным расходом воды и уровнем воды в этот же день. Такую связь называют

кривой расходов, или кривой $Q = f(H)$, где Q – расход воды ($\text{м}^3/\text{с}$), а H – уровень на гидрологическом посту либо в абсолютных отметках, либо в см над некоторой отсчетной поверхностью, называемой нулем поста. Поскольку расходы воды измеряют эпизодически, а уровень воды на посту ежедневно, то с помощью кривой расходов по данным об ежедневных уровнях воды легко получить ежедневные расходы воды.

На основе данных об ежедневных расходах воды путем осреднения находят среднемесячные, среднегодовые, среднемноголетние расходы воды, а также средние расходы воды за любой интервал времени (например, за сезон, за половодье, паводок и т. д.). На основе данных об осредненных расходах воды рассчитывают и другие величины водного стока реки (см. разд. 6.8).

Информация о водном режиме рек России содержится в изданиях *Государственного водного кадастра* и справочниках Росгидромета, а по зарубежным рекам – в специализированных публикациях международных (включая ЮНЕСКО), региональных и национальных организаций, а также в разного рода интернет-ресурсах.

6.7.2. Вековые колебания водности рек

Вековые колебания водности рек, как правило, сопутствуют долгопериодным изменениям климата и степени увлажненности материков. Длительность таких изменений климата и водности рек исчисляются сотнями и тысячами лет.

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 или меньше, чем сейчас. Недавние палеогидрологические исследования показали, что в Европе водный сток рек увеличивался в холодные и

влажные периоды. Такими были, например, 1400–1300, 900–300 гг. до н. э., 400–750, 1150–1300, 1550–1850 гг. н. э. Последние упомянутые годы характеризовались также активным наступанием ледников в Альпах и получили название «малого ледникового периода». Наоборот, в теплые и засушливые периоды водный сток рек уменьшался. В Европе к таким периодам относят, например, 900–1100 гг., названные «средневековым климатическим оптимумом».

6.7.3. Многолетние колебания водности рек

Причины многолетних колебаний водности рек и методы их изучения. О многолетних изменениях водного режима рек известно значительно больше, чем о вековых. Данные наблюдений (их ряды иногда превышают 100 лет) позволяют оценить изменение водности реки в течение десятилетий.

Долгое время в гидрологии рек (в том числе в ее разделе «гидрологические расчеты») существовала гипотеза так называемой стационарности водного режима, в свою очередь, опирающаяся на концепцию *стационарности современного климата*. Согласно упомянутой гипотезе, принималось, что осредненные за некоторый период характеристики водного режима реки (прежде всего водного стока) в данном пункте отражают среднее состояние водного режима реки (представляя его «норму») и остаются неизменными не только для всего рассматриваемого многолетнего периода наблюдений, но и могут быть распространены и за его пределы. Колебания величин водного стока от года к году рассматривались как отклонения от «нормы». Эти отклонения подвергались вероятностной оценке (чем сильнее положительное или отрицательное отклонение, тем меньше его вероятность). На таком подходе строились расчеты возможных колебаний водного стока и их вероятность.

Однако уже в начале второй половины XX в. выяснилось, что упомянутая выше гипотеза не вполне верна при расчетах водного стока на реках, зарегулированных водохранилищами, которые стали строить в это время на многих реках. *Средний водный сток*, фиксируемый наблюдениями, уменьшился из-за потерь воды на испарение с поверхности водохранилищ и роста водозабора на хозяйственные нужды. *Максимальные расходы воды* у зарегулированных рек также уменьшились, а *минимальные* – возросли.

В последней трети XX в. водный сток рек (в основном незарегулированных) стал заметно трансформироваться под влиянием изменений глобального и регионального климата. Сток воды возрос в речных бассейнах, где атмосферные осадки увеличились, и снизился в речных бассейнах, где осадки уменьшились.

Современные изменения водного стока многих рек, имеющие явные положительные или отрицательные тренды, указывают на то, что *гипотеза стационарности* часто не подтверждается. Это требует разработки новых вероятностных методов в расчете водного стока с учетом упомянутых трендов.

Таким образом, многолетние колебания водности рек могут быть объяснены двумя причинами: во-первых, обусловленными климатическими факторами и изменениями условий формирования водного стока рек (увеличением или уменьшением атмосферных осадков, таянием горных ледников, увеличением или уменьшением испарения с поверхности речных бассейнов), а во-вторых, воздействием водохозяйственных, гидротехнических, агротехнических мероприятий в пределах речных бассейнов (сооружения водохранилищ и регулирования стока, увеличения водозабора из рек и связанных с ними грунтовых вод, сведения лесов, осушение болот и др.).

Выявление особенностей многолетних колебаний водности рек может быть сделано только путем анализа данных наблюдений за изменениями расходов воды и путем сопоставления этих изменений с изменениями упомянутых выше внешних климатических и местных антропогенных факторов.

Для характеристики многолетних изменений водного стока рек используют шесть приемов: 1) сравнивают величины стока, осредненные за некоторые периоды; 2) анализируют многолетние изменения среднегодовых расходов воды (пример на Рис. 6.7, а); 3) проводят «сглаживание» изменений среднегодовых расходов воды путем их пятилетнего или шестилетнего «скользящего осреднения» (Рис. 6.7, а); 4) строят так называемую нормированную разностную интегральную кривую среднегодовых расходов воды (НРИК) (Рис. 6.7, б). НРИК строят путем последовательного суммирования отклонений среднегодовых расходов воды от среднемноголетней величины за весь период наблюдений, т. е. так называемой условной «нормы»:

$$\frac{1}{\bar{Q}} \sum_{i=1}^t (Q_i - \bar{Q}) = \sum_{i=1}^t (K_i - 1), \text{ где } \textit{модульный коэффициент}$$

$K_i = \frac{Q_i}{\bar{Q}}$. НРИК позволяет легко выделить периоды,

когда водный сток реки увеличивался или уменьшался, был больше или меньше «нормы»; 5) путем регрессионного анализа определяют (аналитически и графически) положительные или отрицательные тренды в изменениях среднегодовых расходов воды; б) используют различные другие статистические методы (спектральный и автокорреляционный анализы для выделения циклов в колебаниях водности реки и др.).

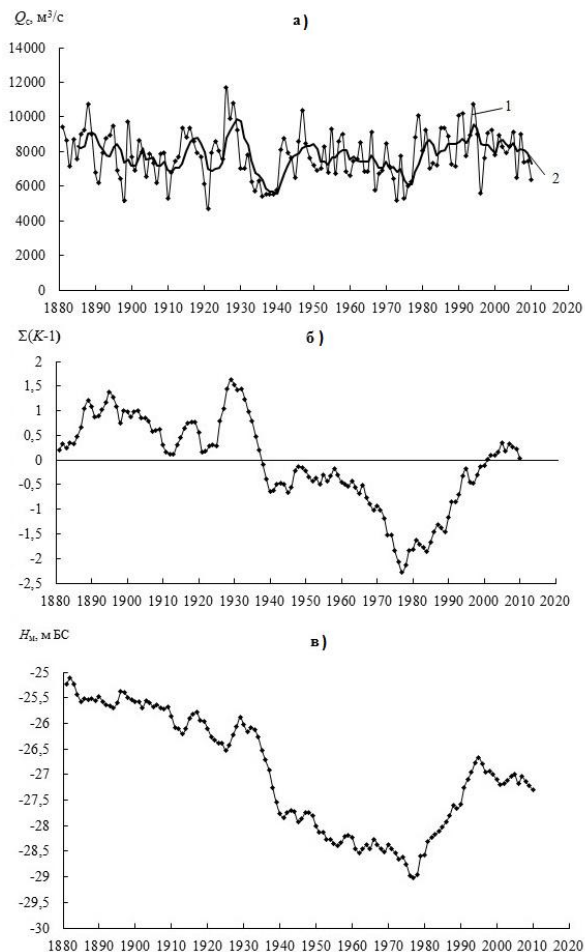


Рис. 6.7. Графики многолетних (1880–2012 гг.) изменений ежегодных (1) и рассчитанных путем скользящего усреднения по пятилеткам (2) расходов воды Волги на гидрологическом посту Верхнее Лебяжье (а); нормированной разностной интегральной кривой среднегодовых расходов воды Волги (б); среднегодовых уровней Каспийского моря на гидрологическом посту Махачкала (в). О связи колебаний уровня Каспийского моря с водным стоком Волги будет сказано в разд. 7.10.2.

Разделение многолетних колебаний водности рек на обусловленные изменениями климата и вызванные хозяйственной деятельностью в пределах данного бассейна часто становится сложной задачей. Определить момент, когда водный сток реки начинает изменяться под влиянием местных мероприятий, можно, во-первых, путем совместного анализа НРИК, построенных на двух синхронных рядах – расходов воды и атмосферных осадков, а во-вторых, с помощью графика связи между нарастающими суммами средне-годовых расходов воды и величин атмосферных осадков.

Для установления степени стационарности гидрологических процессов у какой-либо реки и «стационарности» и однородности рядов наблюдений за стоком воды реки применяют ряд математических методов.

В опубликованных сведениях об усредненных величинах стока воды и наносов одной и той же реки могут быть несоответствия. Причины – использование при расчетах рядов **различной продолжительности** и учет стока для **разных гидрологических постов**.

Примеры оценки вклада климатических факторов и воздействия водохозяйственных мероприятий в изменения водного стока рек. В табл. 6.1 были приведены приближенные оценки многолетних изменений стока важнейших рек мира. Более детальные выводы о таких изменениях, позволяющих выявить их причины, могут быть сделаны на основе надежных данных длительных наблюдений. Результаты такого анализа приведены на примере некоторых рек в табл. 6.2.

Таблица 6.2. Многолетние изменения стока воды и взвешенных наносов некоторых рек

Река (пдроствор)	Период	Средний сток		Средняя
		воды, км ³ /ГОД	взвешенных наносов, МАН Т/ГОД	мутность воды, г/м ³
Волга (Верхнее Лебяжье)	1881–1940	245	–	–
	1941–1955	251	12,9	51
	1956–1960	239	12,7	53
	1961–2010	248	6,7	27
	1978–1995	268	8,5	32
	1996–2010	249	–	–
Урал (Тополи, Махамбет)	1921–1957	9,29	(3,0)	323
	1958–2006	8,26	(2,7)	327
	1978–1995	9,02	–	–
	1996–2006	8,19	–	–
Терек (Степное, Хангиш-Юрт)	1924–1956	10,1	20,8	2060
	1957–2008	9,03	(16,3)	1800
	1978–1995	8,71	15,3	1760
	1996–2008	10,1	–	–
Сулак (Сулак)	1925–1974	4,75	14,7	3090
	1975–2008	4,69	(1,8)	384
Кура (Сальяны)	1927–1952	17,8	(34,7)	1950
	1953–2003	14,1	(14,4)	1020
Дунай (Орловка)	1840–1880	193	65,0	337
	1881–1920	194	60,6	312
	1921–1960	199	52,4	263
	1961–1970	222	48,0	216
	1971–2002	208	36,3	174
	2003–2010	221	–	–
Амударья (Чатлы)	1913–1964	46,1	129	2798
	1961–1970	35,9	–	–
	1971–1980	24,5	–	–
	1981–1990	16,6	–	–
	1991–2000	18,9	–	–
	2001–2006	15,6	–	–
Хуанхэ (Лиц- зинь)	1953–1963	45,9	1185	25,82 ¹
	1964–1975	43,2	1116	25,83 ¹
	1976–1980	28,3	782	27,63 ¹
	1981–1984	35,5	792	22,31 ¹
	1985–1989	21,8	486	22,29 ¹
	1990–1995	17,7	481	22,06 ¹
	1996–1999	8,7	253	29,08 ¹
	2000–2004	10,6	145	13,94 ¹
2005–2009	17,6	124	7,045 ¹	

Примечания. ¹ Величины мутности для р. Хуанхэ даны в кг/м³. В скобках восстановленные данные. Прочерк означает отсутствие данных.

Сопоставление данных табл. 6.2 о многолетних изменениях стока воды рек с литературными сведениями об изменениях климата и о водохозяйственных мероприятиях в речных бассейнах позволяет сделать следующие выводы. Водный сток Волги и особенно Дуная возрос по климатическим причинам (благодаря увеличению осадков в бассейнах), несмотря на влияние антропогенных факторов (водозабор на хозяйственные нужды и потери воды на испарение с поверхности водохранилищ Волжско-Камского каскада, сооруженных в основном в 1950–1960-х гг., и Железные Ворота на Дунае, заполненного в 1971 г.). Важно отметить, что увеличение стока Волги в 1978–1995 гг., а Дуная – в течение многих десятилетий, отразились на водном балансе Каспийского и Черного морей и привели к росту уровня этих водоемов.

В бассейнах Урала, Терека и Сулака воздействие климата и хозяйственной деятельности, по-видимому, частично компенсировали друг друга, и поэтому водный сток этих рек мало изменился.

Находящиеся в условиях засушливого климата Кура, Амударья и Хуанхэ уменьшили свой водный сток как под влиянием уменьшения атмосферных осадков, так и воздействия водохранилищ и водозабора (особенно в бассейнах Амударьи и Хуанхэ).

Данные табл. 6.2 (а также табл. 6.1) и их анализ позволяют сделать два важных вывода: 1) существенные изменения водного стока многих рек мира обусловлены можно в первую очередь воздействием водохозяйственных и гидротехнических мероприятий в речных бассейнах, а не климатическими факторам; 2) в ряде случаев (как для рек Амударьи и Хуанхэ, а также Нила, Инда, Колорадо) можно говорить уже не о многолетних колебаниях **водности** рек, а о значительном и необратимом изменении их **водоносности**.

Результаты новых оценок произошедших и ожидаемых многолетних изменений водного стока рек мира. Общие тенденции в современных многолетних изменениях стока воды рек мира кратко рассмотрены в разд. 3.2. Согласно последним Оценочным докладам МГЭИК (IPCC), эти тенденции сводятся к следующему: постепенное увеличение увлажнения (осадков и водного стока) в регионах мира, наиболее увлажненных в настоящее время, и уменьшение увлажнения (осадков и водного стока) в ныне наиболее засушливых регионах. Отмечено также, что в последнем случае уменьшение водного стока рек усугубляется крупномасштабным забором воды из рек для целей орошения и водообеспечения населения.

Однако более детальные исследования выявили в последнее время более сложную картину многолетних изменений степени увлажнения регионов и водного стока рек. В ряде работ (упомянуты в докладе IPCC-2013) доказывается постепенное увеличение водного стока большинства рек мира, связанное с глобальным потеплением и ростом осадков; в статье Syvitski et al.¹² отмечено, что климатически обусловленное увеличением водного стока рек мира практически полностью нивелируется его уменьшением в результате потерь воды при хозяйственном использовании стока рек. Обзоры состояния изученности этой проблемы и анализ противоречивых оценок разных авторов дан в публикациях Milliman et al. (2008)¹³ и Dai et al. (2009)¹⁴.

¹² Syvitski J.P.M., Vörösmarty C.J., Kettner A.J., Green P. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean // Science. 2005. Vol. 308.

¹³ Milliman J.D., Farnsworth K.L., Jones P.D., Xu K.H., Smith L.C. Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951–2000 // Global and Planetary Change. 2008. № 62.

¹⁴ Dai A., Qian T.T., Trenberth K.E., Milliman J.D. Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004 // Journ. of Climate. 2009. Vol. 22.

В связи с указанными противоречиями важное значение приобретает статистический анализ материалов длительных наблюдений на большом числе рек разного размера и расположенных в разных регионах Земли.

Интересные результаты такого анализа приведены в статье Dai et al. (2009). В этой работе обработаны данные наблюдений за водным стоком 925 рек, впадающих в океаны и связанные с ними моря. Учтены данные по гидрологическим постам, находящимся ближе всего к устьям рек. Из 200 самых крупных рек только у 64 (т. е. 32%) выявлены статистически значимые тренды в многолетних изменениях водного стока, превышающие $\pm 5\%$ среднемноголетнего стока рек. Значимые отрицательные тренды в изменениях водного стока выявлены у 45 рек (22%), положительные – у 19 рек (10%). У остальных 136 рек (68%) значимых трендов в изменениях водного стока не обнаружено.

Значимые отрицательные тренды выявлены, в частности, в изменениях стока воды таких крупных рек, как Конго, Ганг, Колумбия. Значимые положительные тренды обнаружены у рек Миссисипи, Енисей, Парана, Уругвай. В изменениях водного стока Амазонки, Янцзы, Меконга, Иравади, Амура, Маккензи, Жемчужной выявлены незначительные отрицательные тренды, а у Ориноко, Брахмапутры, Лены, Оби, Святого Лаврентия, Магдалены – незначительные положительные.

В рассматриваемой публикации получены следующие основные выводы, не вполне совпадающие с результатами более ранних исследований других авторов:

- 1) положительные тренды в изменениях водного стока рек в 1948–2004 гг. в основном типичны для регионов в высоких широтах, а отрицательные – для регионов в низких и средних широтах;

2) для рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, в основном характерны положительные тренды в изменениях водного стока (в среднем для всех рек региона $8,4 \text{ км}^3/\text{год}$); у рек, впадающих в другие океаны, преобладает уменьшение водного стока, особенно заметное для водосбора Тихого океана ($-9,4 \text{ км}^3/\text{год}$). Отрицательный тренд также свойствен суммарному стоку всех рек, впадающих в Мировой океан;

3) межгодовые колебания водного стока рек, впадающих в Атлантический, Тихий и Индийский океаны, хорошо коррелируются с явлениями Эль-Ниньо – Южное Колебание (ENCO); в то же время тесной связи колебаний стока рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, Средиземное и Черное моря, с ENCO не выявлено. Влияние ENCO на сток рек в основном ограничено низкими и средними широтами.

Интересные соображения высказаны в статье Milliman et al. (2008). В ней отмечено, что увеличение в XX в. водного стока рек Сибири, Аляски и севера Канады не может быть полностью объяснено зафиксированным ростом атмосферных осадков в указанных регионах. Авторы статьи предположили, что дополнительные объемы воды могли поступить в реки в результате оттаивания грунтов в зоне многолетней мерзлоты под влиянием современного потепления климата.

Имеющиеся в зарубежной литературе прогностические оценки, касающиеся возможных изменений водного стока рек в XXI в., противоречивы. Это объясняется использованием разных моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) и разных сценариев социально-экономического развития общества в XXI в., что должно сопровождаться различными выбросами парниковых газов в атмосферу и различными темпами потепления климата. Наиболее часто встречаются предположения о сохранении в XXI в. уже проявившихся тенденций в изменениях водного стока

рек. Так, согласно ряду исследований, в XXI в. должен заметно возрасти водных сток Юкона, Маккензи, Енисея, Лены, Оби, Рейна, Волги, Дуная, Колумбии, Параны, Уругвая, Амазонки, Ганга, Брахмапутры, но уменьшится – Амура и Меконга.

Произошедшие и ожидаемые изменения водного стока рек России. Наша страна занимает одно из первых мест в мире по величине возобновляемых водных ресурсов, т. е. водного стока (см. разд. 3.7). Более того, суммарный сток воды рек России постепенно возрастает. По оценкам Государственного гидрологического института (ГГИ, 2008), среднемноголетний водный сток всех рек России за период 1930–2005 гг. составил $3422 \text{ км}^3/\text{год}$ (табл. 3.8). Из материалов VII Всероссийского гидрологического съезда (2013) следует, что новый расчет среднемноголетнего водного стока всех рек страны за 1930–2012 гг. дал величину $4344 \text{ км}^3/\text{год}$. Таким образом, продление ряда наблюдений всего на 7 лет показало увеличение водного стока рек страны на $22 \text{ км}^3/\text{год}$, т. е. на 0,2%.

Детальные расчеты, проведенные В.И. Бабкиным и др. (ГГИ, 2008) позволили выявить изменения водного стока отдельных рек России (табл. 6.3).

По данным табл. 6.3, водный сток Волги, Кубани, Енисея, Дены, Яны, Индигирки, Амура, Селенги возрос более чем на 2%. Водный сток Урала, Дона, Немана, Невы, Сев. Двины, Камчатки уменьшился более чем на 2%.

К числу главных причин изменения стока воды рек России можно отнести изменения атмосферных осадков и возрастание или сокращение объемов водозабора на хозяйственные нужды. Необходимо отметить, что в 1980–1990-е гг. водозабор из ряда рек страны заметно сократился в связи со спадом промышленного и сельскохозяйственного производства (см. разд. 6.15).

Прогностические расчеты ожидаемых в XXI в. изменений водного стока рек ведутся с помощью

глобальных моделей общей циркуляции атмосферы (МОЦАО) СМIP и их ансамблей, т. е. набора из нескольких моделей. При этом учитывают разные сценарии возможного выброса парниковых газов в атмосферу. При «жестком» сценарии А2 концентрация парниковых газов возрастет в наибольшей степени, что вызовет наиболее существенный рост приземной температуры воздуха. При «мягком» сценарии В1 концентрация парниковых газов возрастет в меньшей степени и рост температуры воздуха будет меньше. Промежуточный сценарий А1 дает результаты средние между результатами расчета по сценариям В1 и А2.

Таблица 6.3. Сток воды крупнейших рек России по данным ГГИ (2008)

Река	Сток воды, км ³ /год		Разность стока воды	
	I	II	км ³ /год	%
Волга	254	260	+6,0	+2,4
Урал	10,1	8,87	-1,23	-12,2
Терек	11,0	11,1	+0,1	+0,9
Дон	28,1	26,8	-1,3	-4,6
Кубань	13,5	14,4	+0,9	+6,7
Неман	19,7	19,2	-0,5	-2,5
Нева	78,5	75,7	-2,8	-3,6
Онега	15,7	15,7	0	0
Сев. Двина	109	103	-6	-5,5
Печора	130	131	+1	+0,8
Обь	404	407	+3	+0,7
Енисей	630	651	+21	+3,3
Лена	532	543	+11	+2,1
Яна	30,7	31,4	+0,7	+2,3
Инди́гирка	53,6	55,6	+2,0	+3,7
Колы́ма	128	128	0	0
Амур	344	359	+15	+4,4
Камчатка	33,1	31,7	-1,4	-4,2
Селенга	27,9	28,9	+1,0	+3,6

Примечание. Водный сток рек рассчитан за два периода: I – 1930 г. – середина 1980-х гг. и II – 1930–2005 гг.

Прогностические оценки изменения водного стока рек России, полученных в последнее время в разных научных организациях страны, указывают на то, что в XXI в. в целом сохраняться уже проявившиеся тенденции в изменении водности рек. Так, расчеты, проведенные в Государственном гидрологическом институте И.А. Шикломановым, Ю.В. Георгиевским, Л.Г. Шалыгиным и др. (ГГИ, 2008), показали, что в первой половине XXI в. немного возрастет водный сток Волги и Кубани, немного уменьшится водный сток Дона и Днепра и заметно увеличится сток воды рек, впадающих в Северный Ледовитый океан (табл. 6.4).

Таблица 6.4. Ожидаемые в 2010–2039 гг. изменения водного стока рек России, впадающих в Северный Ледовитый океан по HadCM3 и сценарию A2 по расчетам ГГИ (2008)

Река	Принятая «норма», км ³ /год	Ожидаемое увеличение стока	
		км ³ /год	%
Печора	130	11	8
Мезень	27,7	2	5
Северная Двина	109	4	4
Обь	404	13	3
Енисей	630	40	6
Лена	532	60	11
Оленок	34,3	3	9
Яна	30,7	3	8
Индигирка	53,6	6	11
Колыма	128	10	8
Всего по 10 рекам	2080	151	7

Сотрудники Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова (ГГО)¹⁵ получили иные прогностические оценки изменения водного стока рек России в

¹⁵ Мелешко В.П., Катцов В.М., Говоркова В.А., Спорышев П.В., Школьник И.М., Шнейров Б.Е. Климат России в XXI веке. Часть 3. Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3 // Метеорология и гидрология. 2008. № 9.

XXI в. Расчеты (табл. 6.5) показали, что на большей части страны и особенно в Сибири ожидается заметное увеличение водного стока рек. В южных регионах России (Дон) и сопредельных странах (Днепр, Днестр) ожидается некоторое уменьшение водного стока рек.

Таблица 6.5. Ожидаемые в XXI в. изменения водного стока рек, рассчитанные как среднее по ансамблю из 13 МОЦАО по сценарию А2 по В.П. Мелешко и др. (2008)

Река, регион	Изменения водного стока в % по сравнению с данными на конец XX в.		
	2011–2030	2041–2060	2080–2099
Волга	1	6	11
Обь	5	7	13
Енисей	5	10	21
Лена	8	17	34
Амур	3	11	23
Северные реки	6	11	26
Южные реки	–3	–5	–16
Балтийский водосбор	0	4	10
Европейская часть РФ	4	7	14
Западная Сибирь	5	11	22
Восточная Сибирь	6	14	32
Вся Россия	5	11	23

6.7.4. Внутригодовые (сезонные) колебания водности рек

Во внутригодовом (сезонном) режиме рек выделяют ряд характерных периодов (фаз) в зависимости от изменения условий питания и особенностей водного режима рек. 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 талыми 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 во время паводка может превышать расход воды половодья, в особенности на малых реках. Различают *однопиковые* и *многопиковые паводки*, *одиночные паводки* и *паводочные периоды*, когда на реке проходит серия паводков. Иногда паводок накладывается на волну половодья. Кратковременные резкие паводки, в частности вызванные не метеорологическими факторами, относят уже не к сезонным фазам водного режима рек, а к кратковременным его нарушениям (разд. 6.7.5).

В половодья (как весеннее, так и летнее) часто происходит заливание речной поймы. За исключением катастрофических случаев, заливание поймы – событие обычное, регулярное и поэтому не может быть неожиданным для населения и хозяйства. В отличие от половодья паводки обычно менее регулярны и трудно предсказуемы. Поэтому именно неожиданные дождевые паводки и приводят нередко к катастрофическим последствиям как, например, случилось в августе 2002 г. бассейне Дуная и в июле 2012 г. в районе г. Крымска в Краснодарском крае.

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 России выделяют два периода пониженного стока – летнюю и зимнюю межень. В зоне избыточного и достаточного увлажнения реки обычно имеют устойчивое грунтовое питание, обеспечивающее достаточно большой сток летней межени. Зимой же малые реки в этих зонах могут иногда *промерзнуть* до дна. Сток у таких рек в зимнюю межень меньше, чем в летнюю. В зоне недостаточного увлажнения, наоборот, реки в летнюю межень обычно имеют меньший сток, чем в зимнюю межень. Малые реки в этой зоне в летнюю межень могут даже *пересыхать*.

Закономерности внутригодовых (сезонных) колебаний водности рек могут заметно изменяться во времени под влиянием климатических факторов и в первую очередь режима атмосферных осадков, и водохозяйственные мероприятия в пределах речных бассейнов.

Согласно данным Государственного гидрологического института (2008), у многих рек России в современный период отмечено уменьшение водного стока в период весеннего половодья и увеличение – в межень. Это объяснено влиянием гидроклиматических факторов: уменьшением запасов воды в снежном покрове, более ранним снеготаянием, увеличением летних осадков, увеличением доли подземного стока в питании рек.

Существенное изменение внутригодового распределения стока воды рек связано с регулирующим влиянием водохранилищ. Водохранилища с сезонным типом регулирования стока «срезают» волну половодья

и повышают водный сток в межень (см. разд. 6.15.3 и Рис. 6.29, *б*, а также разд. 8.9).

Для характеристики внутригодовых (сезонных) изменений водного режима рек обычно строят графики изменения расходов воды в течение года (гидрографы) для типичных по водности лет: самого многоводного и самого маловодного года за весь период наблюдений и года, близкого по водности к средней. Аналогичные графики помогают изучить водный режим реки во время разных фаз режима (половодья, паводка).

6.7.5. Кратковременные колебания водности рек

Кратковременные колебания водности рек могут быть прежде всего естественными и обусловленными как метеорологическими факторами (ливневые дожди, резкое повышение температуры воздуха в ледниковых районах), так и прорывом ледниковых морен или обвальных «плотин», подпруживающих горные озера. В качестве примера кратковременных колебаний водности рек можно привести Рис. 4.6, *а* (резкие дождевые паводки в горах). Кратковременный паводок, обусловленный прорывом ледникового озера, был показан на Рис. 4.6, *б*.

Кратковременные колебания водности рек могут быть обусловлены и антропогенными факторами. К числу таких колебаний относятся *попуски в нижние бьефы гидроузлов*. Резкую волну паводочного типа может вызвать также разрушение плотин на реке.

6.7.6. Расчленение гидрографа по видам питания

Количественная оценка доли различных видов питания в формировании водного стока реки 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. 6.8) определяется пропорционально соответствующим площадям на гидрографе.

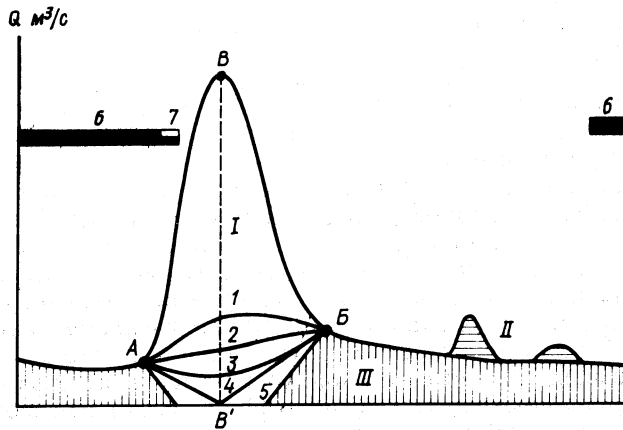


Рис. 6.8. Схема расчленения гидрографа реки по видам питания:

питание: I – снеговое, II – дождевое, III – подземное, A , B и B' – 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

Наибольшие трудности возникают при выделении подземного питания в период половодья или крупных паводков. В зависимости от характера взаимодействия поверхностных и подземных (грунтовых) 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, 2), 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 подземного питания по сравнению с максимум расхода воды (Рис. 6.8, 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 делается минимальным при наивысшем уровне воды в реке (Рис. 6.8, 3). При длительном стоянии высоких уровней воды, что более свойственно крупным рекам, происходит фильтрация речных вод в грунт («отрицательное подземное питание», Рис. 6.8, 5), а на спаде половодья или в начале межени эти воды возвращаются в реку. Такое изменение движения грунтовых вод вблизи реки называют *береговым регулированием речного стока*.

На практике при недостатке сведений о взаимосвязи речных и грунтовых вод часто для равнинных рек условно принимают величину подземного питания в момент пика половодья равной нулю (Рис. 6.8, 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. 6.8, 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. 4.6, а) и т. д. В этих случаях для более надежного расчленения гидрографа по видам питания необходимо привлекать данные о дождевых осадках и температуре воздуха.

6.7.7. 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 бывшего 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 паводки. У рек третьей группы отмечаются паводки, носящие систематический характер.

Реки с весенним половодьем, обусловленным таянием снежного покрова, наиболее распространены на территории бывшего СССР. Реки этой группы подразделены Зайковым на пять типов. У рек казахстанского типа (Рис. 6.9, а) наблюдается исключительно резкая и высокая волна половодья, а в остальную часть года водный сток бывает очень мал, вплоть до полного пересыхания рек. Реки восточноевропейского типа (Рис. 6.9, б) характеризуются высоким весенним половодьем, низкой летней и зимней меженью, несколько повышенным стоком осенью. Реки западносибирского типа (Рис. 6.9, в) имеют невысокое растянутое весеннее половодье и повышенный летне-осенний сток. У рек

восточносибирского типа (Рис. 6.9, з) наблюдается высокое половодье, летне-осенние паводки и низкая зимняя межень. Для рек алтайского типа (Рис. 6.9, д) обычные невысокое растянутое весеннее половодье, повышенный летний сток и низкая зимняя межень.

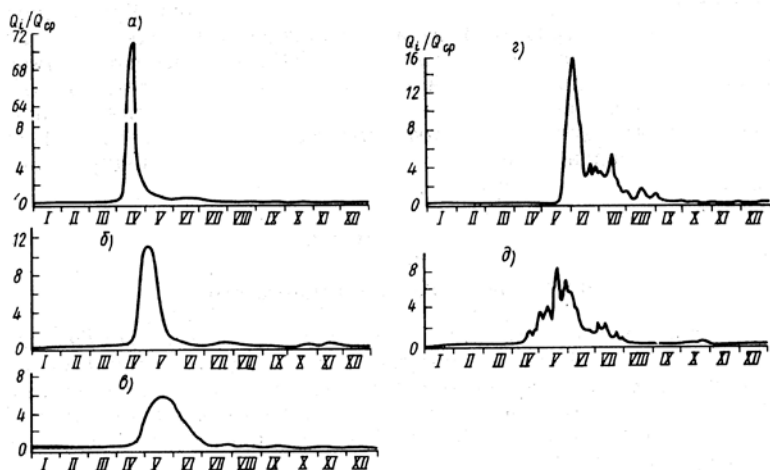


Рис. 6.9. Гидрографы рек с весенним половодьем:
 типы: а – казахстанский (р. Нура, пос. Самаркандский, 1933 г.), б – восточноевропейский (р. Вятка, г Киров, 1936 г.),
 в – западносибирский (р. Васюган, пос. Васюган, 1939 г.),
 з – восточносибирский (р. Нижняя Тунгуска, с. Тура, 1940 г.),
 д – алтайский (р. Томь, г. Кузнецк, 1941 г.) здесь и на Рис. 6.10 и 6.11 изменения расходов воды в течение года даны относительно его среднегодового значения

Реки с половодьем в теплую часть года находятся на Дальнем Востоке и в высокогорных областях Средней Азии и Кавказа. Реки этой группы подразделяются на два типа. Для рек дальневосточного типа (Рис. 6.10, а) характерны растянутое, имеющее гребенчатый вид летнее дождевое (муссонное) половодье и низкий сток

в холодную часть года. *Реки тьянь-шанского типа* (Рис. 6.10, б) также имеют летнее половодье (только в этом случае оно обусловлено не муссонными дождями, а таянием ледников и высокогорных снегов); зимний сток больше, чем у рек предыдущего типа.

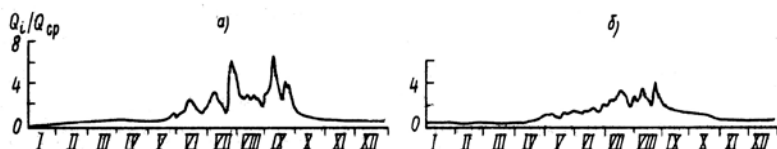


Рис. 6.10. Гидрографы рек с половодьем
в теплую часть года

типы: а — дальневосточный (р. Витим, г. Бодайбо, 1937 г.), *б* — тьянь-шанский (р. Терек, с. Казбег, 1937 г.)

Реки с паводочным режимом протекают в горных и предгорных районах Крыма, Кавказа, Карпат. Питание у рек этой группы в основном дождевое. Среди этих рек выделяют три типа. *Реки причерноморского типа* (Рис. 6.11, а) имеют дождевые паводки в течение всего года. У *рек крымского типа* (Рис. 6.11, б) отмечаются зимние паводки и длительные летний (июнь—август) или летне-осенний (май—октябрь) периоды с очень малым водным стоком (вплоть до полного пересыхания). Для *рек северокавказского типа* (Рис. 6.11, в) характерны паводки в теплую и низкая межень в холодную части года.

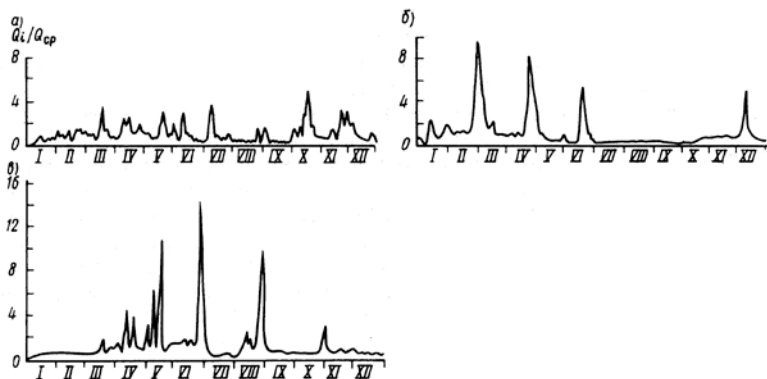


Рис. 6.11. Гидрографы рек с паводочным режимом
 типы: а – причерноморский (р. Сочи, с. Пластунка, 1936 г.), б – крымский (р. Салгир, г. Симферополь, 1936 г.), в – северокавказский (р. Камбилеевка, с. Ольгинское, 1939 г.)

6.8. РЕЧНОЙ СТОК

6.8.1. Составляющие речного стока

Сток в широком смысле – это главный компонент 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 теплоты.

Сток воды (водный сток) – это одновременно процесс стекания воды в речных системах и характеристика количества стекающей воды. Сток воды – один из важнейших физико-географических и геологических факторов; изучение стока воды – главная задача гидрологии суши и ее части – гидрологии рек. 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 (при этом имеется в виду лишь сток растворенных минеральных веществ).

Сток теплоты (тепловой сток) – это процесс переноса вместе с речными водами теплоты 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 теплоты зависит как от стока воды (носителя других компонентов речного стока) и его количественных характеристик, так и от содержания наносов, растворенных веществ и теплоты в единице объема переносимой воды.

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 в гл. 6). Количественные характеристики физико-географических и геологических условий речных бассейнов, влияющих на сток, были описаны 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 речного 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 среднесуточных величин расхода воды в любой день года в практической гидрологии обычно используют графики связи уровней, измерение которых трудностей не представляет, и эпизодически измеренных расходов воды (разд. 6.7.1 и 6.9).

К числу *характерных расходов воды* относят расходы для 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 водного стока, выявляют связь колебаний стока с определяющими, в основном климатическими факто-

рами. При втором – *вероятностном* – оценивают вероятность наступления на данной реке тех или иных расходов воды. В гидрологии разработана целая система специальных методов статистической и вероятностной оценки колебаний речного водного 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* (декаду, 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 – среднесуточные расходы воды, n – число суток в рассматриваемом интервале времени. Так, например, среднегодовой расход воды в обычный (невисокосный) год определяют путем суммирования всех среднесуточных расходов воды за год и деления суммы на 365.

Точно так же *средненоголетний расход воды* (его часто называют «нормой стока» и обозначают через Q_o или \bar{Q}) определяют по формуле

$$Q_o = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Q_i, \quad (6.19)$$

где Q_i – среднегодовые расходы воды, N – число лет.

Объем стока воды – это объем воды, прошедшей через 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 .

Заметим, что принятое количество секунд в году ($31,5 \cdot 10^6$) вполне достаточная с точки зрения точности величина для многих гидрологических вычислений. Но в тех случаях, когда требуется большая точность, надо учитывать, что в обычном году $31,54 \cdot 10^6$ с, в високосном – $31,62 \cdot 10^6$ с, в «среднем» – $31,56 \cdot 10^6$ с (при учете трех обычных и одного високосного года число суток в «среднем» году 365,25). Точно также полезно помнить, что в январе, марте, мае, июле, августе, октябре, декабре $2,68 \cdot 10^6$ с, в апреле, июне, сентябре, ноябре $2,59 \cdot 10^6$ с, в феврале в обычный год $2,42 \cdot 10^6$ с, в високосный – $2,51 \cdot 10^6$ с, а в сутках 86400 с.

Слой стока – это количество воды, стекающее с поверхности водосбора за какой-либо интервал времени, равное толщине слоя воды, равномерно распределенного по площади водосбора и выраженного в мм:

$$y = \frac{W(\text{м}^3) \cdot 10^{-3}}{F} = \frac{W(\text{км}^3) \cdot 10^6}{F}, \quad (6.24)$$

где y в мм, F в км^2 .

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 соотношение между модулем и слоем стока

$$y = M \cdot \Delta t \cdot 10^{-6}, \quad (6.26)$$

где y и M – слой и модуль стока за любой интервал времени Δt . Если Δt – обычный год, то получим

$$y = M \cdot 31,5. \quad (6.27)$$

Если расчет ведется для «среднего» года, то в формуле 6.27 множитель – 31,56.

Коэффициент стока – отношение величины (объема или слоя) стока к количеству выпавших на площадь водосбора атмосферных осадков, обусловивших возникновение этого стока:

$$a = y/x = Y/X. \quad (6.28)$$

Здесь y и x в мм, Y и X в м³ или км³. Коэффициент стока обычно рассчитывают по среднегодовым величинам слоя стока и слоя осадков. Часто такой расчет ведут для гидрологического года, в пределах которого осадки и сток обычно соответствуют друг другу. Иногда рассчитывают коэффициент стока отдельно за половодье; в этом случае слой стока за половодье делят на слой воды, складывающийся из атмосферных осадков за период половодья и запасов воды в снежном покрове, накопившемся за предшествующую зиму. Напомним, что коэффициент стока – величина безразмерная, изменяющаяся от 0 до 1.

Приведем пример расчета характеристик стока воды. Среднегодовой годовой расход воды Волги у с. Верхнее Лебяжье (вершина дельты) за многолетний

ряд наблюдений составляет $7980 \text{ м}^3/\text{с}$. Площадь бассейна Волги для этого замыкающего створа равна 1360000 км^2 , осадки на поверхность бассейна в среднем равны 642 мм или 873 км^3 в год. По формуле (6.23) рассчитываем среднемноголетний объем стока воды: он равен 252 км^3 в год. Среднемноголетние годовые величины слоя стока и модуля стока определим по формулам (6.24) и (6.25): они составят соответственно 185 мм и $5,87 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$. Коэффициент стока, рассчитанный по формуле (6.28), равен $0,29$.

6.8.3. Пространственное распределение стока воды на территории России и сопредельных стран

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, определяющихся в основном ландшафтно-климатическими условиями и не зависящими от размера 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, а второго подхода – распределение среднемноголетнего слоя стока (в мм) по территории в границах бывшего СССР.

Характерной особенностью 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 среднемноголетнего годового слоя стока по территории России и сопредельных стран (бывших республик СССР) следующие: 1) широтная зональность, особенно хорошо выраженная в равнинных областях и проявляющаяся в закономерном уменьшении слоя стока с севера на юг, например, от 300–400 мм на севере Европейской части России до 5–20 мм в Прикаспии и в Средней Азии (исключения составляют лишь районы Крайнего Севера, где вместе с уменьшением осадков отмечается и некоторое уменьшение слоя стока); 2) уменьшение величин водного стока с удалением от источников влаги – от Атлантического океана, а на Дальнем Востоке от Тихого океана, проявляющееся, в частности, в уменьшении слоя стока с запада на восток на большей части рассматриваемой территории (от 200–300 до 50–100 мм) и в увеличении слоя стока в приморских районах Дальнего Востока (до 400–600 мм, а на Камчатке и до 1800 мм); 3) увеличение слоя 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.

6.9. ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ В РЕКАХ

6.9.1. Распределение скоростей течения в речном потоке

Для рек характерен турбулентный режим движения воды, когда скорость течения в любой точке речного потока подвержена *турбулентным пульсациям*, причем тем бóльшим, 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 вдоль продольной, поперечной и вертикальной осей коор-

динат (u_x , u_y и u_z). Большинство гидрометрических приборов (вертушек для измерения скоростей течения) фиксируют продольную составляющую скорости, осредненную за некоторый интервал времени, например 1–1,5 мин (обозначим ее через u_x или просто через u).

Эти местные осредненные во времени 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 течения, называются изотаксами. 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 *эюра вертикального распределения скоростей* имеет максимум (u_{\max}) на поверхности, скорость, близкую к средней на вертикали, – на глубине $0,6h$ от поверхности (h – полная глубина русла) и минимум (u_{\min}), не равный нулю, – у дна (Рис. 6.12, а). Однако под влиянием ледяного покрова, ветра, растительности, неровностей рельефа дна и берегов это распределение скоростей течения по глубине нарушается.

Трение потока о нижнюю поверхность ледяного покрова приводит к уменьшению скорости течения в подледном слое и опусканию горизонта с максимальной скоростью течения на вертикали (Рис. 6.12, б); особенно сильно изменяется распределение скоростей, если под ледяным покровом находится слой шуги (Рис. 6.12, в). Встречный ветер вызывает уменьшение скорости поверхностного течения и некоторое повышение уровня воды. Попутный ветер приводит к изменениям противоположного характера (Рис. 6.12, г). Донная растительность и неровности донного рельефа

заметно влияют на скорости течения у дна (Рис. 6.12, *д*, *е*). За выступом на дне иногда возникает водоворот с горизонтальной осью и обратным течением у самого дна.

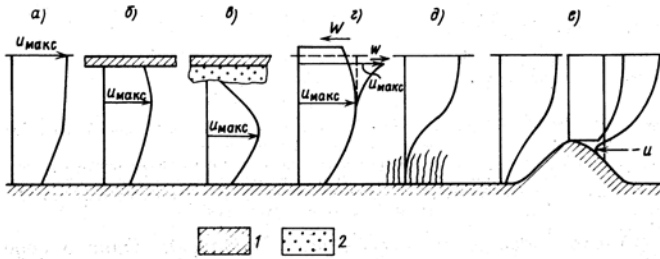


Рис. 6.12. Вертикальное распределение скоростей течения в речном потоке

а – типичное, *б* – под ледяным покровом, *в* – под слоем внутриводного льда (шуги), *г* – при попутном и встречном ветре, *д* – при влиянии растительности, *е* – при влиянии 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 и силой трения у дна и берегов $T_{\text{дно}}$. В этом случае выполняется условие (2.30) и для скорости течения получаем формулу (2.31). Если коэффициент трения $f_{\text{дно}}$ заменить на g/C^2 , то соотношение (2.31) приобретает вид

$$V = C\sqrt{h_{\text{cp}}I}. \quad (6.29)$$

Это широко используемая в гидрологии *формула Шези*, где V – средняя скорость течения, h_{cp} – средняя глубина, вместо нее иногда используют гидравлический радиус $R=\omega/p$ (см. формулу (6.10)), I – уклон водной поверхности, C – коэффициент Шези, который вычисляют по эмпирическим формулам, например по формуле Маннинга

$$C = \frac{h_{\text{cp}}^{1/6}}{n}. \quad (6.30)$$

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 даже больше.

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 $\omega=Bh_{\text{cp}}$ и учета формулы (6.29) можно преобразовать:

$$Q = \omega C\sqrt{h_{\text{cp}}I} = Bh_{\text{cp}}^{5/3}I^{1/2}n^{-1}. \quad (6.31)$$

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 (это справедливо при равномерном движении воды), в потоке сформируется вполне определенная глубина

$$h_{\text{cp}} = \left(\frac{Qn}{B\sqrt{i_0}} \right)^{3/5}. \quad (6.32)$$

Скорость течения также будет вполне определенной:

$$V = \frac{Q}{\omega} = \frac{Q}{Bh_{\text{cp}}}, \quad (6.33)$$

где h_{cp} должна быть взята по (6.32). Из сделанных выкладок следуют 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 дна 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 упомянувшейся ранее «кривой расходов», или кривой $Q = f(H)$, используемой для расчета расходов воды по уровням (Рис. 6.13, а), 3) увеличение шероховатости русла (при неизменном расходе воды), например, в результате образования на реке ледяного покрова или зарастания дна и берегов водной растительностью, приводит к увеличению глубины (и повышению уровня воды); поэтому зимой на реках, покрытых льдом, уровень воды 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 года при тех же расходах воды.

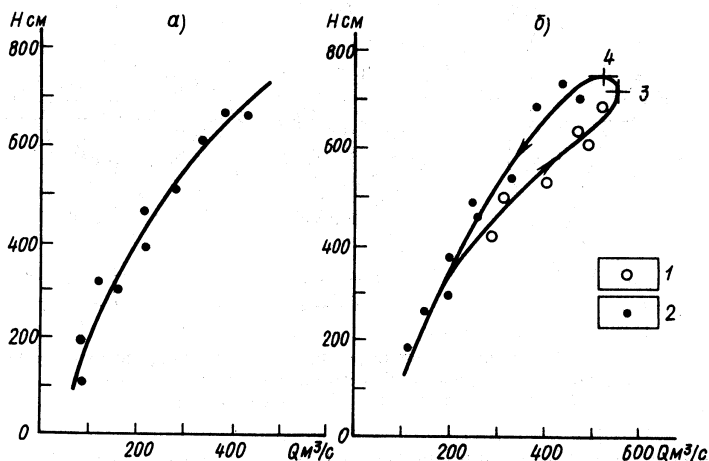


Рис. 6.13. Кривые связи расходов и уровней воды в реке a – однозначная, b – с паводочной петлей; точки измерения: 1 – на подъеме, 2 – на спаде паводка; момент максимума: 3 – расхода, 4 – уровня воды

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. 6.14) центробежная сила вызывает отклонение течения в поверхностных слоях в

сторону вогнутого берега, что создает поперечный перекося уровня воды. В результате избытка гидростатического давления у вогнутого берега в придонных слоях возникает течение, направленное в сторону противоположного 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. 6.14, в). Поток будет находиться в поперечном направлении в равновесии лишь в том случае, если проекция центробежной силы на линию, проходящую через центр тяжести поперечного сечения русла параллельно водной поверхности ($F'_{ц}$), будет равна поперечной составляющей силы тяжести, обусловленной поперечным уклоном (F''_{ϱ}). Из схемы на Рис. 6.14, в видно, что $F'_{ц} = F_{ц} \cos \beta$ и $F''_{\varrho} = F_{\varrho} \sin \beta = F_{\varrho} I_{\text{поп}}$. Напомним, что центробежная сила равна $F_{ц} = mV^2/r$, а $F_{\varrho} = mg$. В приведенных выражениях $I_{\text{поп}}$ – поперечный уклон водной поверхности, V – средняя скорость течения, r – радиус изгиба русла, β – угол наклона уровня в поперечном направлении, m – масса выделенного объема воды. Подставляя эти выражения в уравнение $F'_{ц} = F''_{\varrho}$, получим $mV^2 \cos \beta / r = mg I_{\text{поп}}$. 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 перекося уровня между обоими берегами $\Delta H_{\text{поп}}$ равна $I_{\text{поп}} \cdot B$, где B – ширина русла.

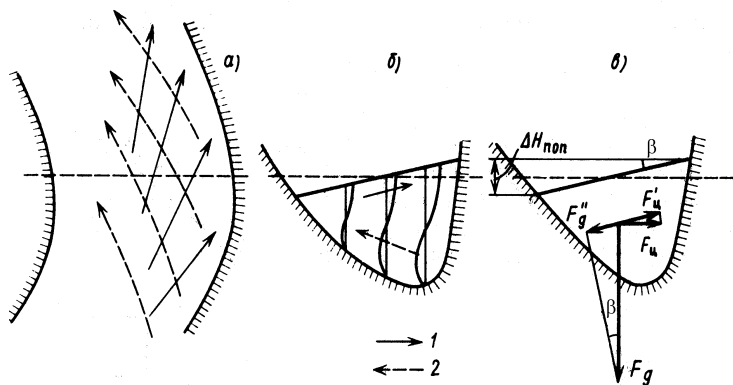


Рис. 6.14. Схема поперечной циркуляции на изгибе речного потока в плане (а) и поперечном разрезе (б) и схема действующих сил (в):

1 – поверхностные струи 2 – придонные струи

6.9.3. Закономерности трансформации паводков

При движении вдоль речного русла паводки (паводочные волны) *трансформируются*. Это проявляется в уменьшении высоты и возрастании продолжительности паводка (*распластывании паводка*), в уменьшении скорости его перемещения и в изменении формы паводочной волны (Рис. 6.15). Эти особенности движения паводка объясняются закономерностями распространения любых волн на воде – гребень волны перемещается быстрее ее подошвы, 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.

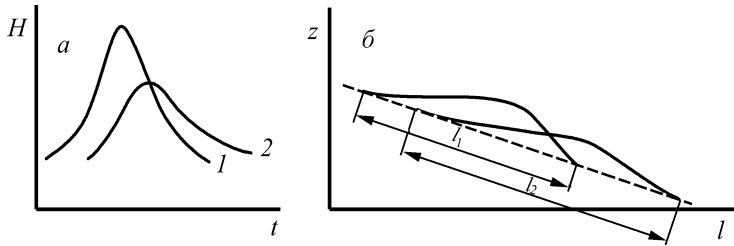


Рис. 6.15. Схема трансформации паводочной волны
(по М.А. Великанову)

a – графики изменения уровня воды в двух пунктах, расположенных последовательно вдоль русла (1 и 2),
б – продольные профили паводочной волны и ее длины в два последовательных момента времени

При перемещении в реках волн паводков (а также и половодья) изменения уровня воды H , расхода воды Q , средней скорости течения V , уклона водной поверхности I происходят не одновременно. Гидравлическими расчетами (М.А. Великанов, 1948) можно доказать, что в любом створе реки должна отмечаться следующая последовательность наступления максимальных значений перечисленных характеристик: сначала своего максимума достигает уклон, затем скорость течения, потом наступает 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 **неоднозначность** «кривой расходов»; на графике $Q = f(H)$ появляется *паводочная петля* (Рис. 6.13, б).

6.10. ДВИЖЕНИЕ РЕЧНЫХ НАНОСОВ

6.10.1. Происхождение, характеристики и классификация речных наносов

Речные наносы – это твердые, в основном минеральные, частицы, переносимые речным потоком в его толще и по дну и формирующие донные отложения в русле и на пойме.

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 взвешенных наносов (мутность воды) обычно имеют реки с паводочным режимом или протекающие в условиях засушливого климата и легкоразмываемых грунтов.

Например, в период естественного режима, т. е. до зарегулирования рек и начала крупного изъятия речных вод на хозяйственные нужды, средняя мутность

Хуанхэ, Амударья, Колорадо, Инда составляла 22–26, 5,8, 2,8 и 1,9 кг/м³ соответственно (табл. 6.1 и 6.2). Мутность воды Хуанхэ в половодье достигала огромной величины – 250 кг/м³. Из крупных рек России наибольшую мутность имели Терек и Сулак – около 2 и 3 кг/м³ соответственно.

В настоящее время мутность перечисленных рек стала заметно меньше. Для сравнения приведем данные о средней мутности воды в Волге в ее низовьях: до зарегулирования реки она была равна около 50 г/м³, а после зарегулирования уменьшилась до 30 г/м³ (табл. 6.2).

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* ($\rho_{ч}$, 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 до и после фильтрования и их высушивания.

По геометрической крупности *наносы делят на фракции*, например, согласно табл. 6.6.

Таблица 6.6. 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

В реальных условиях и наносы, переносимые речным потоком, и донные отложения представляют собой *смесь наносов различной крупности*. Такие наносы и отложения классифицируют с учетом преобладающих фракций (илистый песок, песчанистый 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_{cp} определяют по формуле

$$D_{cp} = \frac{\sum_{i=1}^n D_i p_i}{100}, \quad (6.37)$$

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 зависит от их геометрической крупности по-разному для мелких и крупных частиц.

Наносы крупнее 1,5 мм осаждаются в неподвижной воде с повышенными скоростями по извилистым, винтообразным траекториям (такой режим осаждения частиц назван *турбулентным*); для этого случая связь гидравлической w и геометрической крупности D выражается формулой

$$w = k \sqrt{\frac{g(\rho_n - \rho)D}{\rho}}, \quad (6.38)$$

где ρ_n и ρ – плотность частиц 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 w и D будет иная:

$$w = \frac{g(\rho_n - \rho)D^2}{18\rho\nu}, \quad (6.39)$$

где ν – кинематический коэффициент вязкости воды, зависящий от ее температуры (см. разд. 1.3.4). В диапазоне крупности наносов 0,15–1,5 мм режим осаждения частиц *переходный*, и связь между w 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.

Ниже приведены величины гидравлической крупности частиц при температуре воды 15°C:

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

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 часто 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 сечения 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:

$$u_{\text{дно}_0} = a\sqrt{gD}, \quad (6.40)$$

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 по дну 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 влекомых наносов для рек наиболее типичен. Скопления влекомых наносов представлены *донными грядами* различного размера (Рис. 6.16). Наносы перемещаются слоем по верховому склону гряды и скатываются по низовому склону (его наклон может быть близок к углу естественного откоса) в подвалье гряды. Здесь частицы наносов будут «захоронены» надвигающейся грядой и вновь придут в движение лишь после смещения гряды на всю ее полную длину.

О донных грядах как о формах руслового рельефа см. в разд. 6.11.

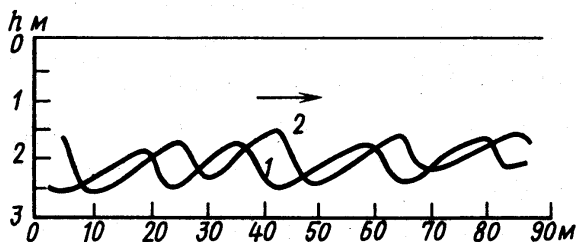


Рис. 6.16. Донные гряды на дне реки в два последовательных момента времени (1 и 2)

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 при движении 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. Если мутность s задана в г/м³, то в формулу (6.44) должен быть введен множитель 10^{-3} .

Взвешенные наносы распределены в речном потоке неравномерно: в придонных слоях мутность максимальна и уменьшается по направлению к водной поверхности, причем для взвешенных наносов более крупных фракций быстрее, для наносов мелких фракций — медленнее (Рис. 6.17).

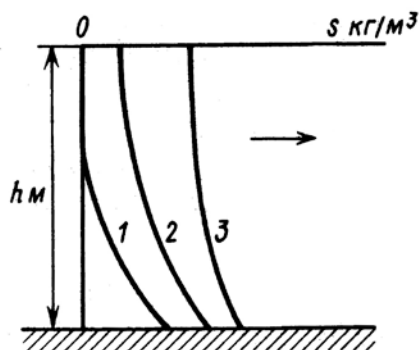


Рис. 6.17. Типичное распределение мутности воды по глубине речного потока при крупности взвешенных наносов
1 – наибольшей, 2 – средней, 3 – наименьшей

6.10.4. Сток наносов

Сток наносов реки включает сток взвешенных и сток влекомых наносов, при этом главная роль обычно принадлежит взвешенным наносам. Считается, что на долю влекомых наносов приходится в среднем лишь 5–10% стока взвешенных 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 гидравлических условиях переносить река, называют транспортирующей способностью потока $R_{тп}$. Согласно теоретическим и экспериментальным исследованиям, $R_{тп}$ зависит прежде всего от скоростей течения и расхода воды:

$$R_{тп} = s_{тп} Q = k \frac{V^3}{gh_{ср} w} Q, \quad (6.45)$$

где $s_{тп}$ – концентрация наносов (мутность воды), соответствующая транспортирующей способности потока,

V – средняя скорость потока, $h_{\text{ср}}$ – его средняя глубина, w – средняя гидравлическая крупность частиц наносов. В нашей стране и за рубежом предложено много разных формул вида (6.45). При этом мутность воды $s_{\text{тп}}$, соответствующую транспортирующей способности потока (т. е. предельно возможную мутность при данных гидравлических условиях), часто выражают как функцию средней скорости течения: $s_{\text{тп}} = aV^n$, 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 – размыва русла или, наоборот, его заиления (см. разд. 6.11.1).

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 **нелинейная**, 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. 6.18). 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.

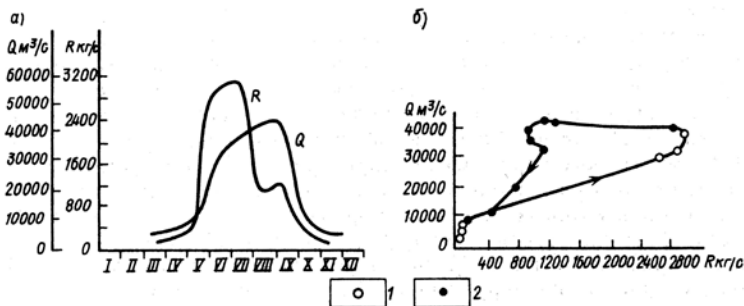


Рис. 6.18. Типичные графики изменения расходов воды и взвешенных наносов (а) и связи между ними (б)
 1 – подъем половодья, 2 – спад половодья

С помощью графика связи $R = f(Q)$ по известным среднесуточным 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):

$$W_{\text{н}} = \bar{R} \Delta t, \quad (6.47)$$

где $W_{\text{н}}$ в кг, средний расход наносов \bar{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

$$W_{\text{н}} (\text{т}) = \bar{R} \Delta t \cdot 10^{-3}, \quad (6.48)$$

$$W_{\text{н}} (\text{млн т}) = \bar{R} \Delta t \cdot 10^{-9}, \quad (6.49)$$

Если речь идет о среднееголетних величинах, то вместо (6.49) записывают

$$W_{\text{н}} (\text{млн т}) = \bar{R} \cdot 31,56 \cdot 10^{-3}. \quad (6.50)$$

Модулем стока наносов называют сток наносов в тоннах с 1 км^2 площади водосбора:

$$M_{\text{н}} = W_{\text{н}} / F. \quad (6.51)$$

Для среднееголетних величин стока наносов получим $M_{\text{н}}$ в т/км²:

$$M_{\text{н}} = \bar{R} \cdot 31,56 \cdot 10^3 / F. \quad (6.52)$$

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 большое 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, как же, как и модуль стока воды, неравномерно распределены по территории. Так, на севере Европейской части России (тундра, лесная зона) он часто не превышает $1\text{--}2\text{ т/км}^2$ в год, в северной и западных частях Европейской равнины увеличивается до $10\text{--}20\text{ т/км}^2$. На юге Европейской части бывшего СССР он достигает $50\text{--}100\text{ т/км}^2$, а в ряде районов Кавказа – даже 500 т/км^2 в год. Для бассейнов некоторых рек мира модуль стока взвешенных наносов в естественных условиях стока составлял: у Волги – $10,3\text{ т/км}^2$, Дуная – $63,6\text{ т/км}^2$, Терека – 350, Хуанхэ – 1590 т/км^2 в год.

Мутность рек также довольно закономерно распределяется по территории. Так, например, среднемноголетняя мутность рек на севере Европейской части России невелика – $10\text{--}50\text{ г/м}^3$, в бассейнах Оки, Днепра, Дона увеличивается до $150\text{--}500\text{ г/м}^3$, на Северном Кавказе иногда превышает 1000 г/м^3 .

Из суммарного годового стока взвешенных наносов всех рек мира (около 16 млрд т) наибольшая доля в естественных условиях приходилась на Хуанхэ (1300 млн т), Амазонку (900 млн т), Брахмапутру (608 млн т), Ганг (479), Янцзы (471), Инд (420), Миссисипи (379 млн т) (табл. 6.1).

Сток наносов рек, как и сток воды, изменяется во времени (см. разд. 6.7.1). Однако в связи с тем, что связь между расходами воды и взвешенных наносов нелинейная (см. формулу (6.46)), как многолетние, так и сезонные колебания стока наносов рек обычно более значительны, чем стока воды (см., например, Рис. 6.18, *a*).

Известны крупномасштабные изменения стока наносов рек в прошлом. Как и сток воды, сток наносов рек увеличивался в холодные и влажные и уменьшался в теплые и засушливые климатические периоды. Вместе с тем, в изменениях стока наносов рек отмечалось воздействие двух антропогенных факторов. Вырубка лесов и распашка склонов вела к усилению эрозии в речных бассейнах и, как следствие, к увеличению стока наносов рек. В Европе периодами существенного увеличения стока наносов рек были эпохи Римской империи и Возрождения, а также XVIII – начало XX вв. Факты увеличения стока наносов рек в эти периоды подтверждены косвенно – по возрастанию интенсивности выдвигания дельт некоторых рек (Эбро, Роны, По, Тибра) в Средиземное море. Наоборот, во второй половине XX в. начал действовать (и в противоположном направлении) другой сильнейший антропогенный фактор – отложение речных наносов в водохранилищах, активное сооружение которых происходило во многих странах мира в это время. В результате гидротехнического строительства на реках сток наносов многих рек заметно уменьшился (см. табл. 6.1 и 6.2).

Результаты новых оценок многолетних изменений стока наносов рек мира. Современные многолетние изменения стока наносов рек, произошедшие в последние 50–70 лет и происходящие в настоящее время, во многих случаях оценены не уже по

косвенным признакам, а на основе данных гидрометрических наблюдений. Эти данные показали, что, во-первых, многолетние изменения стока наносов рек намного больше, чем происходящие одновременно изменения стока воды, а во-вторых, обусловлены более сложным комплексом факторов как климатических, так и связанных с водохозяйственными и гидротехническими мероприятиями в речных бассейнах¹⁶

Небольшое количество и, главное, недостаточное качество данных наблюдений за стоком наносов рек не всегда позволяет получить надежные выводы об его многолетней изменчивости. Поэтому приведенные ниже данные следует рассматривать как приблизительные.

Согласно работе D.E. Walling, X. Fang (2003), на основе анализа данных о стоке взвешенных наносов 145 крупных рек мира получен вывод о том, что у 70 рек не удалось выявить тренды в многолетних изменениях стока взвешенных наносов, у 68 рек (46,9%) обнаружено уменьшение стока наносов и только у 7 (4,8%) – увеличение.

По данным многих исследователей, основная причина уменьшения стока наносов рек – это сооружение водохранилищ и отложение в них речных наносов. По данным упомянутой в разд. 6.7.3. работы J.P.M. Syvitski et al. (2005), в современных условиях в крупных водохранилищах мира задерживается 20% речных наносов, а в многочисленных малых водохранилищах – еще 6%. Именно эта причина стала главной в уменьшении стока взвешенных наносов большинства рек, упомянутых в табл. 6.1 и 6.2.

¹⁶ Walling D.E. Changing fluvial sediment inputs to the world's deltas // Deltas: landforms, ecosystems and human activities. IAHS Publication. 2013. №358.

Установлено, что уменьшение стока наносов всей реки тем значительнее, чем больше объем водохранилища и чем ближе оно находится к устью реки.

В результате сооружения водохранилищ сток взвешенных наносов Волги, Дона, Днепра, Дуная, Куры, Енисея, Миссисипи, Колумбии уменьшился в 1,5–3 раза, Кубани, Сулака, Тибра – в 8–10 раз. У таких рек, как Колорадо, Нил и Эбро, сток наносов после сооружения крупных водохранилищ сократился соответственно в 125, 240 и 250 раз!

Река Колорадо зарегулирована каскадом водохранилищ, самые крупные из которых Мид с плотиной Гувера (заполнено в 1936 г.) и Пауэлл, или Глен-Каньон (1964). Режим Нила в низовьях существенно изменился в результате заполнения в 1970 г. водохранилища Насер (Саад-эль-Аали) с Высотной Асуанской плотиной. Сток наносов Эбро резко сократился после сооружения вблизи устья реки водохранилищ Мекиненса в 1964 г. и Рибарроха в 1969 г.

Важно отметить, что у многих зарегулированных водохранилищами рек сток наносов уменьшился намного сильнее, чем сток воды. Так, например, у Колорадо, Нила и Эбро сток воды сократился в 25, 2,0 и 1,4 раза соответственно (табл. 6.1). Это свидетельствует о том, что главная причина сокращения стока наносов – это уменьшение содержания наносов в воде вследствие их отложения в водохранилище (табл. 6.1).

Дополнительными факторами, способствующими уменьшению стока наносов рек, служат: 1) изъятие воды, а с ней и взвешенных наносов, на хозяйственные нужды и прежде всего на орошение земель (например, в низовьях Нила, Инда, Хуанхэ); 2) карьерная добыча наносов из русел рек на строительные нужды (например, в устьях Красной, Меконга и Жемчужной); 3) меры по противозерозионной защите поверхности речных

бассейнов (например, в среднем течении Хуанхэ и в ряде рек США); 4) климатически обусловленное уменьшение осадков в бассейне реки (Хуанхэ).

Причины, приводящие к увеличению стока наносов рек следующие: 1) усиление эрозии почв в результате сведения лесов, продольной распашки склонов, выпаса скота; 2) поступление в реку продуктов разработки горных пород в ее бассейне. Примерами могут служить: резкое усиление эрозии почв в результате вырубki лесов и, как следствие, увеличение стока наносов и ускорение выдвигания дельт ряда рек на севере о. Борнео (Индонезия), увеличение стока наносов Колымы в результате разработки горных пород в бассейне реки в период до сооружения Колымского водохранилища в начале 1980-х гг.

Таким образом, происходящие и ожидаемые изменения стока взвешенных наносов рек в основном определяются комплексом факторов, в ряде случаев оказывающих на сток наносов противоположное воздействие, причем изменяющееся во времени. Это многофакторное антропогенное воздействие и определило реальное изменение величин стока взвешенных наносов у конкретных рек (табл. 6.1 и 6.2).

Еще сложнее оценить воздействие изменений глобального и регионального климата на сток наносов рек. Как отмечено в статье D.E. Walling (2013), лишь в отдельных случаях можно выявить непосредственное влияние изменения атмосферных осадков на сток воды, а через него и на эрозию в бассейне и сток наносов. В качестве одной из многих причин уменьшения стока наносов Хуанхэ признается уменьшение атмосферных осадков в бассейне этой реки.

Может представлять интерес анализ изменчивости стока воды и взвешенных наносов Волги и Дуная. Как следует из табл. 6.1 и 6.2, вследствие отложения нано-

сов в водохранилищах Волжско-Камского каскада и в дунайском водохранилище Железные Ворота сток взвешенных наносов этих рек уменьшился в 1,5–2 раза. Однако под воздействием климатических причин сток воды обеих рек в конце XX в. увеличился, что частично компенсировало сокращение стока наносов из-за воздействия водохранилищ.

6.11. РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

6.11.1. Физические причины и типизация русловых процессов

Русловые процессы – это изменения морфологического строения речного русла и поймы, обусловленные действием текущей речной 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, газо- и нефтепроводов через реки и т. д.

Физическая причина русловых деформаций – это нарушение баланса наносов на тех или иных участках речного русла. Изменение расхода наносов вдоль потока на бесприточном участке, как правило, тесно связано с русловыми деформациями: увеличение расхода наносов вдоль реки – следствие *размыва русла (эрозии)*, уменьшение расхода наносов вдоль реки – следствие *намыва русла (аккумуляции наносов)*. При этом очень характерны изменения соотношения между фактическим расходом наносов и транспортирующей способностью потока, о которой речь шла в разд. 6.9. При $R > R_{тп}$ должны происходить отложение наносов и намыв дна, при $R < R_{тп}$ – наоборот, размыв дна.

Поскольку транспортирующая способность потока $R_{тп}$ – функция скорости течения (формула 6.45), то хорошим индикатором характера русловых деформаций может служить изменение скорости течения вдоль бесприточного участка реки. Увеличение скорости течения вдоль потока обычно служит признаком размыва русла на этом участке, а уменьшение – признаком отложения наносов.

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 каждого из которых русло возвращается приблизительно в первоначальное положение. Эти русловые деформации наблюдаются при движении донных гряд, развитии излучин и т. д. Направленные русловые деформации выражены в изменениях русла одного типа – только размыве или только намыве. Такие русловые деформации сопутствуют, например, сооружению водохранилища на реке, значительному понижению или повышению общего базиса эрозии, существенному антропогенному изменению стока реки и др.

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 критических значений наносы придут в движение. Поскольку распределение скоростей течения в турбулентном потоке крайне неравномерно, неравномерным будет 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 *антидюны*, форма которых перемещается вверх по течению.

Русловые деформации при движении всех описанных выше микроформ (донных гряд) обратимы: после смещения гряды на всю свою длину дно потока в этом месте приобретает первоначальные отметки. Пример перемещения гряд в реках был показан на Рис. 6.16. 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/w , 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. 6.19). Перекаты вместе с расположенными рядом с ними понижениями дна – *плесами* образуют на реках *системы плес–перекат–плес* или *перекат–плес–перекат*. Эти системы, как и другие русловые формы, медленно смещаются вдоль русла; этот процесс сопровождается обратимыми русловыми деформациями. Скорость смещения таких систем обычно не превышает нескольких десятков (реже – сотен) метров в год.

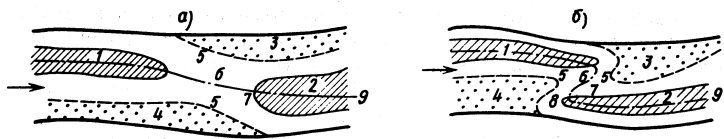


Рис. 6.19. Схемы перекатов

a – нормального, *б* – перекошенного, 1 – верхняя, 2 – нижняя плесовые лощины, 3 – нижний (лево-), 4 – верхний (правобережные) 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–плес являются верхняя и нижняя *плесовые лощины* и *верхний* и *нижний* (или лево- и правобережный) *побочни переката* (см. Рис. 6.19). 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 на перекате называется *гребнем переката*.

Перекаты по своему строению бывают трех видов: *перевалы* – перекаты с плавными и небольшими изменениями отметок дна без резко выраженного подвалья, *нормальные* – перекаты с хорошо выраженным подвальем, но без резкого искривления фарватера (Рис. 6.19, *a*), *перекошенные (сдвинутые)* – перекаты с резким искривлением фарватера (Рис. 6.19, *б*). Те перекаты, которые вследствие либо малых глубин на гребне, либо сильного искривления фарватера создают препятствие судоходству, называют *лимитирующими*.

Наибольшая скорость перемещения характерна для перекатов 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 (см. разд. 6.3.6 и Рис. 6.5). Для плесов характерны, наоборот, размыв в половодье и намыв в межень.

Другой вид мезоформ речного русла – *осередки* – подвижные отмели, не соединенные (в отличие от побочной перекатов) с берегами и не заросшие растительностью. Осередки часто возникают при «отторжении» побочной перекатов от берегов. Старые осередки, заросшие растительностью, превращаются в острова.

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. Но если такой размыв происходит, то может возникнуть искривление формы русла.

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 вогнутых берегов, развороту и смещению излучин (меандров), завершающиеся прорывом перешейка со спрямлением русла (Рис. 6.20). 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.

В излучинах находятся системы глубоких (плесы) и мелких участков (перекаты). Плесы обычно приурочены к участкам русла с наибольшей кривизной, перекаты – к прямым (переходным) участкам русла между смежными излучинами.

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 (см. разд. 6.8).

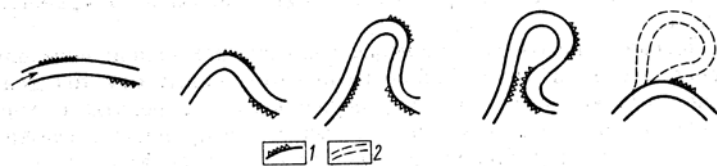


Рис. 6.20. Схема смещения и изменения формы излучины

1 – участок размыва берега, 2 – старица

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 извилистого русла – *старницы*.

Своеобразные русловые деформации наблюдаются в *руслах, разветвленных на рукава* (см. Рис. 6.4, в). Различают пойменную и русловую многорукавность. Пойменные рукава (протоки) 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) разных 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 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 подвержен наибольшим деформациям 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, характеризуемого среднегодовым 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 русла, был бы расход воды. Поскольку он обычно 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 изменений определяющих факторов. Увеличение стока воды и уменьшение содержания в воде наносов должно привести к увеличению крутизны продольного профиля реки и к его **понижению**, что может произойти лишь в результате врезания русла. Уменьшение стока воды и увеличение мутности должно привести, наоборот, 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 крупные вековые изменения их водности. Свидетельством врезания русел в многоводные периоды служат *речные террасы*.

Особые деформации продольного профиля происходят *при изменении общего 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 прибрежной зоны водоема при снижении его уровня возможно не врезание русла, 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 крупных гидроузлов на реках (Рис. 6.21). В верхнем бьефе (выше плотины) обусловленное подпором уменьшение скоростей течения и транспортирующей способности потока приводит к возникновению соотношения $R > R_{тв}$, 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 $R < R_{тв}$, что ведет к размыву дна и понижению продольного профиля русла. 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 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 противостояния (сопротивления) размыву, тем больше, чем меньше скорости течения и, соответственно, меньше размывающая способность потока и чем больше крупность наносов, формирующих дно, связанность наносов, слагающих берега, закрепляющее влияние растительности на берегах, надежность искусственных защитных сооружений и т. д.

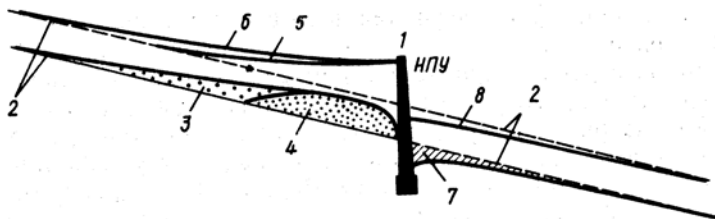


Рис. 6.21. Схема заиления и занесения верхнего бьефа и размыва нижнего бьефа гидроузла

1 – плотина, 2 – уровень воды и дно реки до сооружения водохранилища, 3 – тело занесения водохранилища крупными наносами, 4 – тело заиления водохранилища мелкими наносами, 5 – подпорный уровень воды (НПУ) в водохранилище после сооружения плотины, 6 – то же после заиления и занесения части водохранилища, 7 – размыв русла в нижнем бьефе, 8 – уровень воды в нижнем бьефе после размыва

Устойчивость русла можно охарактеризовать количественно, сопоставив факторы, препятствующие и благоприятствующие размыву. Одним из таких количественных показателей служит *коэффициент устойчивости русла В.М. Лохтина*:

$$K_{\Delta} = D/\Delta H, \quad (6.54)$$

где D – крупность наносов на дне в мм, ΔH – километрическое падение уровня, см/км. Повышению устойчивости русла и увеличению коэффициента K_{Δ} способствуют увеличение крупности частиц наносов и уменьшение скоростей течения, косвенной характеристикой которых служит величина падения уровня. По Лохтину, устойчивые русла, в которых отсутствует постоянное движение наносов, имеют K_{Δ} более 15–20, у относительно устойчивых русел с постоянным перемещением влекомых наносов $K_{\Delta} \sim 5$, наконец, у рек с неустойчивым руслом и очень подвижным дном K_{Δ} менее 1–2.

Устойчивые русла характерны для рек, донные отложения которых представлены галечным, галечно-валунным и валунно-глыбовым материалом. Русловые деформации на таких реках крайне медленны и невелики. 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 *дейгиш* – 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, скорость 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:

$$\Delta\Theta = \Theta_{\text{в}} - \Theta_{\text{н}} + A + B + C, \quad (6.55)$$

где $\Delta\Theta$ – изменение количества теплоты в воде за интервал времени Δt , $\Theta_{\text{в}}$ – теплота, поступающая вместе с речной водой через верхний створ участка, $\Theta_{\text{н}}$ – теплота, уходящая с водой через нижний створ. И $\Theta_{\text{в}}$ и $\Theta_{\text{н}}$ 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 теплоты в процессе теплообмена с атмосферой $\Theta_{\text{атм}}^+$ и $\Theta_{\text{атм}}^-$, теплоту, поступившую вместе с атмосферными осадками $\Theta_{\text{ос}}$, приход теплоты при конденсации водяного пара $\Theta_{\text{конд}}$ и расход теплоты при испарении воды $\Theta_{\text{исп}}$. B – это сумма всех компонентов теплообмена через границу «вода – грунт»: приток или отток теплоты с грунтовыми водами $\Theta_{\text{гр}}^+$ и $\Theta_{\text{гр}}^-$, приход или расход теплоты в процессе теплообмена с грунтами $\Theta_{\text{гр}}^+$ и $\Theta_{\text{гр}}^-$. Величина C объединяет слагаемые, связанные с тепловыми процессами в самом потоке (теплота, получаемая при переходе части кинетической энергии в тепловую, т. е. при диссипации энергии $\Theta_{\text{дис}}$, приход теплоты при ледообразовании $\Theta_{\text{лед}}$ и расход при таянии льда $\Theta_{\text{та}}$). $\Theta_{\text{конд}}$, $\Theta_{\text{исп}}$, $\Theta_{\text{лед}}$, $\Theta_{\text{та}}$ определяются по формулам (1.11) – (1.12). Приход теплоты вследствие диссипации энергии $\Theta_{\text{дис}}$ в единицу времени численно равен затрате механической энергии потока на преодоление сил трения $F_{\text{тр}} = \rho g Q L$, 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 теплоты $\Delta\Theta$ 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 $c_p \rho V \Delta T$, 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, весной и летом вследствие положительного радиационного баланса и поступления теплоты из атмосферы существенно возрастает величина A ; температура воды поэтому повышается. Поздней осенью величина A становится отрицательной, и температура воды понижается. На отдельных участках реки, 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. 6.22). Зимой под ледяным покровом вода у поверхности реки имеет температуру около 0°C . Весной в период повышения температуры воздуха и осенью в период ее понижения изменения температуры воды следуют с некоторым отставанием от изменений температуры воздуха. Максимальная температура воды по величине меньше максимальной температуры воздуха (например, на реках Подмосковья эти температуры соответственно равны $22\text{--}24$ и $28\text{--}30^{\circ}\text{C}$) 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, если отсутствуют ядра кристаллизации), среднегодовая температура воды в реках заметно **выше**, чем среднегодовая температура воздуха.

Помимо сезонных колебаний температура воды в реках подвержена *суточным изменениям*, которые также отстают от изменений 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 суточные колебания температуры воды обычно не более 1–2°C, на малых реках он может быть и выше. Суточные колебания температуры воды хорошо выражены на реках, берущих начало из ледников.

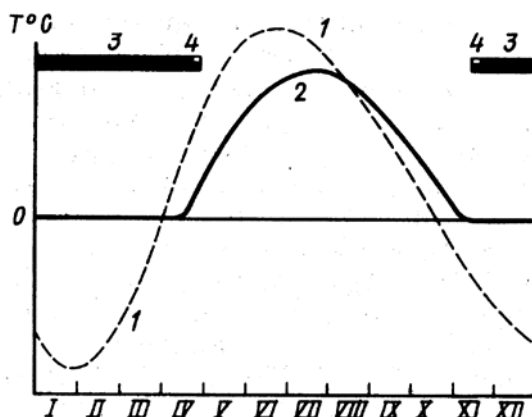


Рис. 6.22. Типичные сезонные изменения температуры воздуха (1) и воды (2) для рек умеренного климата
3 – ледостав, 4 – ледоход

Температура речной воды имеет и **пространственные изменения**. Хорошо известны подчиняющиеся широтной зональности изменения 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: летом нагреваясь в южных широтах речная вода попадает в северных широтах в более холодные условия. 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 турбулентного 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 воды немного ниже, чем на поверхности, а у берегов выше, чем в середине реки. Осенью у берегов температура воды оказывается немного ниже, чем в остальной части поперечного сечения потока.

Вместе с текущими водами реки переносят и теплоту. 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 м³) 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 среднесуточной температуры воздуха осенью через 0°С служит своеобразным «сигналом» приближающихся ледовых явлений (см. Рис. 6.22). Через некоторое время и температура воды снижается до 0°С, и начинаются *ледовые явления*.

Начальная фаза осенних ледовых явлений – *сало*, т. е. плавущие 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 полоски 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 служит

переохлаждение речной воды и наличие в воде ядер кристаллизации (кристалликов льда, взвешенных минеральных частиц и т. д.). Внутриводный лед, образующийся 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 водной 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 *заторам*, т. е. закупоркой русла плывущими льдинами. Как и зазоры, 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 теплота, образующаяся в процессе ледообразования, в точности равна известной величине расхода теплоты, 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 используются среднесуточная, а во второй – среднемесячные температуры 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 потока 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 теплоты из воздуха и с теплыми водами, механическое воздействие текущей талой воды. Переход среднесуточной температуры воздуха через 0°C (от отрицательных значений к положительным) служит «предвестником» скорого вскрытия реки (см. Рис. 6.22).

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, и 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 подъемом волны 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 на Северной Двине, Лене, в низовьях Дуная и Днестра. Во время заторных наводнений частично затопляются, например, города Великий Устюг на Северной Двине (в месте слияния Сухоны и Юга) и Ленск на Лене. Во время затора в районе г. Ленска весной 2001 г. было затоплено 90% площади города, разрушено более 3300 домов, шесть человек погибли. На Лене протяженность скоплений льда в местах заторов иногда достигает 50–100 км, а высота подъема уровня воды во время заторов может превышать зимний уровень на 15–17 м.

В январе 2001 г. затор вызвал катастрофическое наводнение в приморской части дельты Кубани.

Во время сильного затора, происходящего на фоне подъема волны 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 *наводочной волны*.

На малых реках ледяной покров часто тает на месте и весеннего ледохода не происходит.

Ледовые явления на реках России. 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 части России, в декабре – юга Европейской части России.

Весенний ледоход на юге Европейской части России 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 России также неодинакова. На юге Европейской части страны 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 регионе нередко промерзают до дна. Иногда перемерзают даже крупные реки – Яна, Индигирка.

Современное потепление климата повлияло на ледовый режим замерзающих рек. Рост температуры воздуха (см. разд. 3.2) привел, во-первых, к некоторому повышению температуры воды, а во-вторых, к более раннему и быстрому таянию ледяного покрова на некоторых реках. В итоге произошло смягчение ледовых условий: сокращение периода с ледовыми явлениями, уменьшение толщины ледяного покрова.

Согласно исследованиям Б.М. Гинзбурга (2005), такие изменения ледового режима коснулись многих рек Европейской части России.

Данные наблюдений, проведенных в последние десятилетия в низовьях Волги, Дона, Кубани, Днепра, Дуная и собранные автором главы, показали, что на реках заметно увеличилось число безледоставных зим, а в годы с ледоставом его продолжительность уменьшилась.

6.13. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО И ГИДРО-БИОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА РЕК

6.13.1. Гидрохимический режим рек

Речные воды имеют, как правило, сравнительно небольшую минерализацию и относятся к пресным водам. По величине минерализации О. А. Алекин 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 Эмбы имеет в межень минерализацию более 1500 мг/л.

Минерализация речных вод зависит от характера водного 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 увеличивается. Поэтому для многих рек характерно сезонное изменение минерализации воды: уменьшение в половодье и увеличение в межень, когда река переходит в основном

на подземное питание (Рис. 6.23, а). Поэтому связь между расходом воды и минерализацией для большинства рек обратна и имеет вид гиперболы (Рис. 6.23, б).

Произведение расхода воды Q в $\text{м}^3/\text{с}$ 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: $R_{\text{pc}} = MQ$, имеющий размерность $\text{кг}/\text{с}$, т. е. такую же, как и расход взвешенных 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 $n = 1$ $R_{\text{pc}} = K$, т. е. расход растворенных солей неизменен. Если $n > 1$, то R_{pc} в половодье уменьшается, если $n < 1$, то увеличивается. Обычно встречается последний случай.

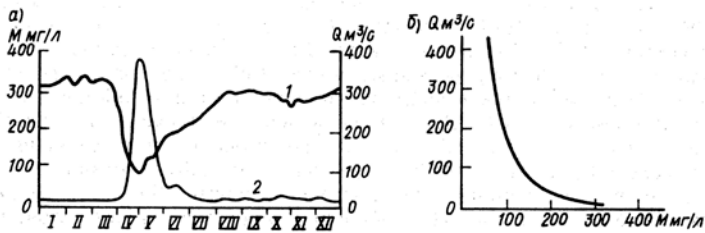


Рис. 6.23. Типичные графики изменения минерализации (1) и расхода воды (2) в течение года (а) и связи минерализации с расходом воды (б)

По аналогии со стоком взвешенных наносов можно рассчитать и *сток растворенных солей*, или *ионный сток*. Так, среднемноголетний сток растворенных солей (W т) равен

$$W_{\text{pc}} = \bar{R}_{\text{pc}} \cdot 31,56 \cdot 10^3 = \bar{M} \bar{Q} \cdot 31,56 \cdot 10^3, (6.60)$$

где \bar{R}_{pc} – среднемноголетний расход растворенных солей в $\text{кг}/\text{с}$, \bar{Q} – среднемноголетний расход воды в $\text{м}^3/\text{с}$, \bar{M} – среднемноголетняя минерализация воды

в кг/м³. Если W_{pc} необходимо получить в млн т (например, для больших рек), а \bar{M} задана в мг/л, то множитель в формуле (6.60) будет равен 31,56.

По расчетам О. А. Алекина, ионный сток (в млн т/год) Невы равен 2,87, Печоры – 5,5, Волги – 46,5. Суммарный ионный сток с территории бывшего 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 увеличении минерализации растет и относительное содержание ионов SO_4^{2-} и Cl^- , а также Na^+ в химическом составе речных вод.

Для рек в пределах границ бывшего СССР наряду с увеличением минерализации речной воды от зоны тундры к зонам полупустынь и 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 бывшего СССР. Реки, воды которых относятся к сульфатному и хлоридному классам, занимают менее 15% территории. Ион SO_4^{2-} преобладает в реках засушливых степных районов Европейской части России, 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 и их соединения. 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 бывшего СССР, по расчетам О.А. Алекина, составлял 486 млн т/год. Из них на долю ионного стока (стока солей) приходилось 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.

Большую опасность для водопользователей и для речных экосистем представляют загрязняющие вещества, поступающие в реки с промышленными, сельскохозяйственными, коммунальными сточными водами. Среди основных загрязняющих воду рек веществ – нефтепродукты, тяжелые металлы, некоторые органические вещества.

Важную роль в контроле качества речных вод должен играть мониторинг загрязненности вод. В настоящее время в системе контроля за качеством воды в реках озерах, водохранилищах в подразделениях Роскомгидромета используется классификация степени

загрязненности воды. Она основана на учет 18 формализованных показателей, характеризующих загрязненность воды. Классификация включает пять классов вод по степени их антропогенной загрязненности: 1 класс – вода условно чистая; 2 класс – вода слабо загрязненная; 3 класс – вода загрязненная (разряд а), вода очень загрязненная (разряд б); 4 класс – вода грязная (разряды а и б), вода очень грязная (разряды в и г); 5 класс – вода экстремально грязная.

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, нектон и нейстон. 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. Наибольшее развитие фитопланктона обычно отмечается летом и в начале осени. К зоопланктону относятся коловратки, низшие ракообразные.

Очень 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. Обычная растительность на берегах рек – разнотравье заливных лугов, густые тугайные леса, в тропиках (в устьях рек) – мангровые заросли. 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, белорыбница. К рыбам, живущим только в реках, относятся: сазан, судак, лещ, стерлядь, щука, окунь, карась, плотва, налим и др. В горных и полугорных реках обитают хариус и форель.

Живут в реках и на их берегах крупные пресмыкающиеся (черепахи, змеи, в тропических реках – крокодилы) и млекопитающие (водяная выдра, бобр и др.).

6.14. УСТЬЯ РЕК

6.14.1. Устьевые области рек как особые географические объекты

Устьевая область реки (устье реки) – это особый географический объект, охватывающий район впадения реки в приемный водоем (океан, море, озеро), обладающий специфическими морфологическим строением, гидрологическим режимом и экологическими условиями и формирующийся под воздействием устьевых процессов: динамического взаимодействия и смешения вод реки и приемного водоема, отложения и переотложения речных и частично морских наносов, приводящих к образованию устьевого конуса выноса, а нередко и дельты.

Устьевая область реки – это протяженный в пространстве природный объект, занимающий промежуточное положение между рекой и приемным водоемом. Термин «устье реки» как полный синоним понятия «устьевая область реки» нужно применять лишь к местам впадения рек в океаны, моря и озера и следует отличать от терминов «устье рукава», «устье протока», относящихся к конкретному месту (устьевому створу) впадения отдельных водотоков, входящих в

состав устьевой области реки, в открытое море, эстуарий, лиман, лагуну. Термин «устье реки» отличается и от терминов «устье эстуария», «устье лимана», «устье лагуны», относящихся к конкретному месту (проливу), где упомянутые прибрежные водоемы, часто входящие в состав устьевой области реки, соединяются с открытым морем. Устья речных притоков (места их впадения в реку бóльшего размера) также нельзя считать устьевыми областями рек, так как притоки не впадают в моря или озера. Не называют устьями рек и районы, где в условиях засушливого климата теряются реки (такие объекты обычно называют «сухим» или «слепыми» дельтами).

Устьевые области рек включают участки суши и сложную изменчивую гидрографическую сеть. Берега в устьевых областях рек обычно низменные и в естественном состоянии (при отсутствии защитных сооружений) периодически заливаются речными или морскими водами.

Устьевая область реки – это зона взаимодействия реки и приемного водоема, подверженная влиянию как речных, так и морских (или озерных) факторов. Из речных факторов главнейшие – сток воды и сток наносов реки и их естественная и антропогенная многолетняя, сезонная и кратковременная изменчивость. К числу важнейших морских (озерных) факторов относятся колебания уровня воды в приемном водоеме (многолетние, сезонные, приливные, сгонно-нагонные), соленость морской воды, волнение.

В устьях рек взаимодействуют две существенно различающиеся по своим физическим, химическим и биологическим свойствам первичные водные массы – речная и морская (озерная).

Река оказывает воздействие на приемный водоем, прежде всего опресняя его прибрежные воды. Здесь формируется зона смешения речных и морских вод, где соленость воды изменяется от свойственной речным водам (обычно менее 0.5‰) до характерной для моря (10–40‰ в разных морях). Помимо опреснения река создает в прибрежной части моря зону мутных вод и зону стоковых течений. При отложении речных наносов в прибрежной зоне моря формируются устьевые бары, косы и в конечном счете образуются устьевой конус выноса и дельта.

Приемный водоем оказывает на реку, прежде всего, влияние через колебания уровня воды морского происхождения: при распространении в русло подпора от поднимающегося уровня моря, приливных или нагонных колебаний уровня воды.

Прибрежные районы морей и, соответственно, устьевые области впадающих в них рек, по средней величине прилива ΔH подразделяются на неприливно-ые ($\Delta H < 0.3$ м), микроприливно-ые (ΔH от 0.3 до 2 м), мезоприливно-ые (ΔH от 2 до 4 м) и макроприливно-ые ($\Delta H > 4$ м). Кроме того, под воздействием приемного водоема в руслах могут возникать обратные течения и проникать осолоненные воды (оба эти явления наблюдаются, как правило, при приливах и нагонах), а морское волнение разрушать речные отложения.

Устья рек выполняют важные глобальные природные функции. Они соединяют материковое и океаническое звенья круговорота воды на Земле (глобального гидрологического цикла), через них осуществляется перенос с суши в Мировой океан воды, наносов, растворенных веществ, теплоты. Устья рек играют огромную экологическую роль глобального и регионального масштаба: здесь находятся места нереста, нагула и миграции многих пород рыб, зимовки,

кормежки и отдыха перелетных птиц. Устья рек выполняют роль глобального фильтра: здесь вместе с речными наносами выпадают из круговорота выносимые с суши загрязняющие вещества.

Благодаря обилию воды, плодородным почвам, поступлению с речным стоком биогенных веществ устьевые области рек, особенно в условиях теплого климата, отличаются большим биоразнообразием и высокой биопродуктивностью. Устьевые области обладают богатыми природными ресурсами (водными, земельными, биологическими, минеральными) и активно используются речным и морским водным транспортом, сельским и рыбным хозяйством. В последнее время в устьях рек активно развивается добыча нефти и газа. Широко используются устья рек для рекреации и экологического туризма.

В устьях рек находятся важные потовые и промышленные центры. Например, в Европе – Роттердам, Амстердам, Ливерпуль, Гамбург, Гданьск, Калининград, Санкт-Петербург, Архангельск, Нарьян-Мар, Астрахань, Ростов-на-Дону, Азов, Херсон, Измаил, Марсель, Бордо, Гавр; в Азии – Салехард, Дудинка, Нижнеянский, Николаевск-на-Амуре, Шанхай, Гонконг, Хайфон, Калькутта; в Северной Америке – Нью-Йорк, Новый Орлеан, Балтимор, Сан-Франциско, Ванкувер. В устьях рек находятся и столицы ряда государств и одновременно крупные порты – Лондон, Рига, Гаага, Лиссабон, Ханой, Пномпень, Бангкок, Янгон, Дакка, Джакарта, Вашингтон, Монтевидео, Буэнос-Айрес.

6.14.2. Части устья реки и их особенности

В устьевых областях рек можно выделить до четырех крупных частей, отличающихся друг от друга как морфологически, так и гидрологически (Рис. 6.24): устьевой участок реки, дельту, эстуарий и открытую устьевую зону приемного водоема.

Верхняя граница устьевого участка реки, а также речная (верхняя) граница всей устьевой области реки выделяется по предельному распространению вверх по реке колебаний уровня воды морского происхождения. Такую границу обычно определяют по дальности распространения в межень (при малом стоке реки) крупных нагонов с повторяемостью приблизительно 1 раз в 10 лет или сизигийных приливов. В одних устьях рек (Амазонки, Меконга, Печоры, Амура) на большее расстояние распространяются приливные колебания уровня, в других (Оби, Енисея, Дона, Дуная) – нагонные. Наибольшая дальность распространения приливных волн свойственна устью Амазонки (около 900 км от океана), а волн нагонов – устью Енисея (около 870 км от залива).

Устьевой участок реки – часть нижнего течения реки, подверженная влиянию приливных или сгонно-нагонных колебаний уровней воды.

Экстремальные нагоны очень редкой повторяемости не должны учитываться при определении верхней границы устьевого участка реки. Например, повышение уровня во время экстремального нагона в ноябре 1952 г. с повторяемостью 1 раз в 200 лет распространилось вдоль Волги почти на 600 км от Каспийского моря, в то время как обычные нагоны очень редко распространяются выше вершины дельты (около 160 км от моря). Поэтому устьевой участок у Волги отсутствует.

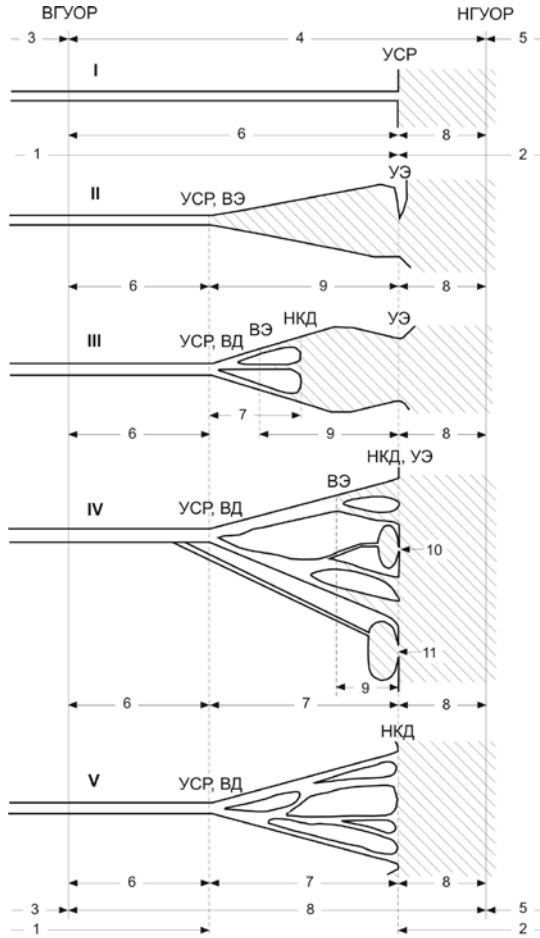


Рис. 6.24. Схема типизации и районирования устьевых областей рек (УОР). Типы УОР: I – простая (П); II – эстуарная (Э); III – эстуарно-дельтовая (с дельтой выполения) (ЭД); IV – дельтово-эстуарная (с дельтой выдвигения) (ДЭ); V – дельтовая (Д). 1 – река; 2 – приемный водоем (океан, море, озеро); 3 – приустьевой участок реки; 4 – устьевая область реки (УОР); 5 – предустьевое пространство приемного водоема (океана, моря, озера); 6 – устьевой участок реки (УУР); 7 – дельта реки (ДР); 8 – устьевая зона приемного водоема (океана, моря, озера) (УЗПВ); 9 – эстуарий реки (ЭР); 10 – устьевая лагуна (дельтовая); 11 – устьевая лагуна (придельтовая); ВГУОР – верхняя граница УОР; НГУОР – нижняя граница УОР; ВД – верхняя дельты; НКД – нижний край дельты; ВЭ – верхняя эстуария; УЭ – устье эстуария; УСР – устьевой створ реки. Штриховкой выделена зона смешения водных масс реки и приемного водоема (океана, моря, озера).

Устьевые участки свойственны устьевым областям рек с относительно небольшими дельтами (устья Дона, Печоры, Оби, Енисея) или вообще не имеющим дельт (устья Онеги, Мезени, Хатанги).

Нижняя граница устьевого участка реки (конечно, если он имеется) совпадает либо с вершиной дельты, либо с вершиной эстуария (если дельты в данном устье нет), либо с устьевым створом всей реки (если в устье отсутствует и дельта и эстуарий).

Выше речной (верхней) границы устьевого участка реки (и всей устьевой области) находится *приустьевой участок реки* с обычным речным гидрологическим режимом, куда иногда могут распространяться экстремальные нагоны.

Дельта – низменность при впадении реки в море или озеро, прорезанная сетью рукавов и протоков. Сходство части суши, заключенной между расходящимися рукавами Нила и Средиземным морем, с греческой буквой Δ впервые отметил Геродот. Дельта – это часть устьевой области (устья) реки; с морской (озерной) стороны дельты всегда находится открытая устьевая зона приемного водоема (в морских устьях – устьевого взморья) или полузакрытый водоем эстуарного типа в виде узкого залива, приливного эстуария, лимана, лагуны. Дельты, формирующиеся в открытой зоне моря или озера (взморья), называют *дельтами выдвигения*, а в полузакрытом водоеме эстуарного типа – *дельтами выполнения*. Дельты подразделяют на морские и озерные, приливные и неприливные, многорукавные и малорукавные. Дельты выдвигения делят на клювовидные (у Тибра, Куры, Магдалены), дугообразные (у Нила, Нигера, Яны), лопастные (у Миссисипи). Дельты также подразделяют на группы по преобладающему влиянию на их формирование четырех факторов – речного стока, волнения, приливов, крупномасштабных изменений уровня приемного водоема.

Любая дельта состоит из части суши, называемой *дельтовой равниной* (или *дельтовой поймой*) и гидрографической сети (комплекса естественных и искусственных водных объектов). Дельтовую равнину образуют взаимопроникающие слои речных, озерных и прибрежно-морских отложений. Под современными дельтами нередко залегает толща древнедельтовых отложений. Эти отложения часто служат коллекторами для нефти и газа (например, в дельтах рек Сибири, в отложениях древней дельты Волги как на современной суше, так и на дне Каспийского моря, в дельтах Миссисипи, Ориноко, Нигера, Ганга).

Гидрографическая сеть дельты сложна и изменчива. Она включает в себя сеть водотоков: *дельтовые рукава* (крупные водотоки, транзитом переносящие воды реки в приемный водоем); *дельтовые протоки* (более мелкие водотоки, соединяющие между собой разные рукава, рукава и водоемы); искусственные *каналы* (оросительные, обводнительные, навигационные и др.). Количество рукавов и протоков в дельтах тем больше, чем меньше мутность воды в реке (и слабее процессы седиментации), меньше глубина устьевого взморья и слабее воздействие морского волнения. Одни из самых многорукавных дельт сформировались в устьях рек Волги, Лены, Ориноко, Нигера, в объединенной дельте Ганга и Брахмапутры.

При впадении дельтовых водотоков в приемные водоемы из речных наносов формируются *устьевые бары* – подвижные отмели, сходные с речными перекатами. Устьевые бары лимитируют транзитное судоходство, что требует проведения дноуглубительных работ.

К водоемам относятся: *дельтовые озера* (в некоторых дельтах их называют ильменями, в других – лиманами), *искусственные водоемы* (водохранилища, пруды). В дельтах

находятся также *водно-болотные угодья* – болота, плавни, пресноводные, солоноватоводные или соленые марши.

Каждая дельта с верхней (речной) стороны ограничена своей вершиной, а с нижней (прилегающей к приемному водоему) – нижним краем дельты.

Вершина дельты – это самое верхнее место деления реки на крупные рукава, обычно имеющие свою собственную русловую сеть.

Если выше вершины дельты приливы и нагоны не распространяются, т. е. устьевой участок в данном случае отсутствует, то вершину дельты принимают за речную (верхнюю) границу всей устьевой области реки. Так бывает при наличии в устье реки крупной дельты (например, в устьях рек Волги, Терека, Кубани, Хуанхэ).

В качестве *нижнего края дельты* в разных условиях могут служить: *морской край дельты, озерный край дельты, лиманный, лагунный и эстуарный края дельты*. Нижний край дельты может быть изрезанным или выровненным. В первом случае в его формировании ведущая роль принадлежит стоку воды и наносов рукавов дельты, во втором – волнению.

Боковые границы дельты проходят по внешним краям дельтовой равнины (дельтовой поймы) или по внешним берегам крайних дельтовых водотоков.

Ландшафты дельт специфичны и разнообразны. Дельты обладают богатейшим растительным покровом (от густых зарослей тростника и тугайных лесов до влажных тропических лесов и мангровых зарослей в зависимости от климатических условий). В областях сухих или с недостаточным увлажнением (степи, полупустыни, пустыни) ландшафт дельт резко контрастирует с ландшафтом прилегающих территорий и поэтому аazonален; в некоторых засушливых

регионах дельты являются своеобразными оазисами. В дельтах на относительно небольшой площади находятся существенно различающиеся друг от друга многочисленные изменчивые и чувствительные к внешним воздействиям *водные, наземные и наземно-водные* (по классификации Ю. Одума) экосистемы. Дельты отличаются от других природных объектов необычайным биоразнообразием и большой биопродуктивностью. В дельтах обитают разнообразные животные: рыбы, птицы, пресмыкающиеся, крупные млекопитающие.

В табл. 6.7 приведены основные морфометрические характеристики современных дельт важнейших рек мира.

Таблица 6.7. Морфометрические характеристики дельт основных рек мира

Река	Морфометрические характеристики			
	Площадь дельты, км ²	Длина дельты по главному рукаву, км	Длина нижнего края дельты, км	Число устьев основных рукавов
Дельты выполнения				
Дон	540	40	35	20
Нева	76	14	20	5
Нямунас (Неман)	542	41	48.2	12
Северная Двина	893	42	55	8
Печора	2590	120	66	14
Днепр	350	47	24	12
Днестр	50	13	–	2
Обь	3930	135	69	11
Надым	1750	95	43	11
Таз	1020	71	26	10

Продолжение табл. 6.7

Пур	1230	72	24	7
Енисей	7100	187	41	12
Чжунцзян (Жемчужная)	15570	140	100	24
Конго	1000	60	20	1
Сенегал	3240	163	92	1
Парана	17500	250	116	18
Дельты выдвигения				
Волга	13900	162	462	56
Терек	8400	167	195	5
Сулак	50	6.1	20	1
Кубань	4830	118	137	5
Дунай	4200	115	180	6
Риони	20	6.4	18.9	3
По	730	52	80.0	6
Тибр	61	8.4	29.2	2
Рона	1740	50	90	2
Эбро	320	30	50	1
Висла	1000	50	45	4
Лена	29300	170	542	74
Яна	8200	151	187	24
Индирикка	7650	133	171	13
Кольма	3250	113	80	6
Камчатка	291	26	25	1
Селенга	530	33	93	41
Хуанхэ	5910	248	115	15
Янцзы (Чанцзян)	11000	100	100	3
Красная (Хонгха)	14600	185	180	18
Меконг	49500	315	730	8
Чаупхрая	20000	290	200	17
Иравади	31000	380	260	12
Ганг, Брахмапутра, Мегхна	99900	460	500	37

Окончание табл. 6.7

Годавари	5490	165	160	13
Инд	25840	273	299	37
Или	8200	120	200	11
Урал	300	32	–	5
Кура	138	17	62	4
Замбези	11180	167	217	14
Нигер	16470	160	370	20
Нил	18900	205	310	2
Фрейзер	1000	35	40	4
Юкон	5505	165	137	32
Коввилл	600	40	45	25
Маккензи	14953	242	245	24
Миссисипи	23900	515	400	24
Магдалена	2750	98	79	1
Ориноко	22000	200	200	27
Амазонка	99000	376	250	6
Сан-Франсиску	734	35	200	1

Примечание. В таблице использованы материалы из статей Кравцова В.И., Мигъкиных Н.С. Устья рек мира в атласе космических снимков // Водные ресурсы. 2011. Т. 38. № 1; Михайлова М.В. Морфометрия дельт // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 1.

Наибольшую площадь имеют объединенная дельта Ганга, Брахмапутры и Мегхны и дельта Амазонки. Большие дельты имеют реки Меконг, Иравади, Нил, Миссисипи, Ориноко. Самые крупные дельты в России у рек Лены и Волги

Все дельты мира занимают около 3% площади суши; на долю дельтовых берегов приходится около 9% длины береговой линии океанов и морей. Несмотря на относительно небольшие размеры, благодаря своему географическому положению между реками и морями и богатым природным ресурсам дельты играют важную

экологическую и экономическую роль в глобальном масштабе. Благодаря своим природным особенностям дельты крупных рек (Хуанхэ, Янцзы, Нила, Инда, Ганга и Брахмапутры, Меконга, Амударьи и др.) стали одними из древнейших очагов орошаемого земледелия и цивилизации вообще. Многие дельты России (Волги, Дона, Кубани, Терека и др.) и в настоящее время являются крупными центрами сельскохозяйственного производства и рыбного промысла. Дельты – одни из самых густонаселенных районов мира. В дельтах Волги, Дуная, Ганга и Брахмапутры, Роны и др. находятся крупные заповедники с международным статусом и национальные парки.

Эстуарий – это полузамкнутая система водных объектов в пределах устьевой области реки, которая хотя бы периодически сообщается с морем и в которой смешиваются речные и морские водные массы.

Термин «эстуарий» происходит от латинского слова «*aestuarium*», означающего «затопаемое устье реки». Это понятие, в свою очередь, происходит от латинского «*aestus*» – «кипение», «волнение», «прилив». По мнению И.В. Самойлова (1952), впервые этот термин применили римляне, наблюдавшие бурное течение во время приливов в устьях рек Галлии и Британских островов.

Зона смешения речных и морских вод в пределах эстуария при уменьшении расхода воды реки (в межень), в приливную фазу, при нагоне смещается в сторону реки. При увеличении расхода воды реки (в половодье, паводок), в отливную фазу, при сгоне эта зона, наоборот, сдвигается в сторону моря.

Верхняя (речная) граница эстуария (*вершина эстуария*) выделяется по предельному положению зоны смешения речных и морских вод. В качестве репрезентативной чаще всего принимают изогалину 1‰ (переход от пресной к солоноватой воде и олигогалинной

среде). Ее положение определяют у дна в межень (например, при минимальном годовом речном расходе воды с повторяемостью 1 раз в 10 лет в приливную фазу сизигийного прилива (или при нагоне с повторяемостью 1 раз в 10 лет).

Эстуарии обычно подразделяют на классы или типы: 1) по морфологическим признакам (форме и происхождению эстуария); 2) по характеру продольного изменения солености воды; 3) по характеру вертикального распределения солености воды; 4) по величине приливных колебаний уровня воды.

По морфологическим признакам выделяют следующие классы или типы эстуариев (Рис. 6.25, табл. 6.8): 1) подверженные сильному опресняющему влиянию речного стока не очень широкие морские заливы; 2) затопленные речные долины, или эстуарии береговых равнин; в отечественной литературе этому классу эстуариев соответствует понятие *лиман или губа*. Эстуарии этого класса возникли в результате затопления нижних участков речных долин во время последней (голоценовой) морской трансгрессии; 3) расширяющиеся в сторону моря *приливные эстуарии*; 4) *лагуны* – водоемы, образующиеся в прибрежных зонах, отчлененных от моря морскими аккумулятивными формами волнового происхождения (пересыпями, косами, береговыми барами и т. п.). Термин «эстуарий» применим лишь к тем *лагунам*, в которые впадают реки; 5) *фьорды* – затопленные длинные, узкие, глубокие долины ледникового происхождения, которые считаются эстуариями только при наличии впадающей в них реки; 6) *риасы* (единственное число – *риа*) – затопленные речные долины неледникового происхождения в гористых районах; 7) русла рек и дельтовых рукавов, куда проникают морские водные массы.

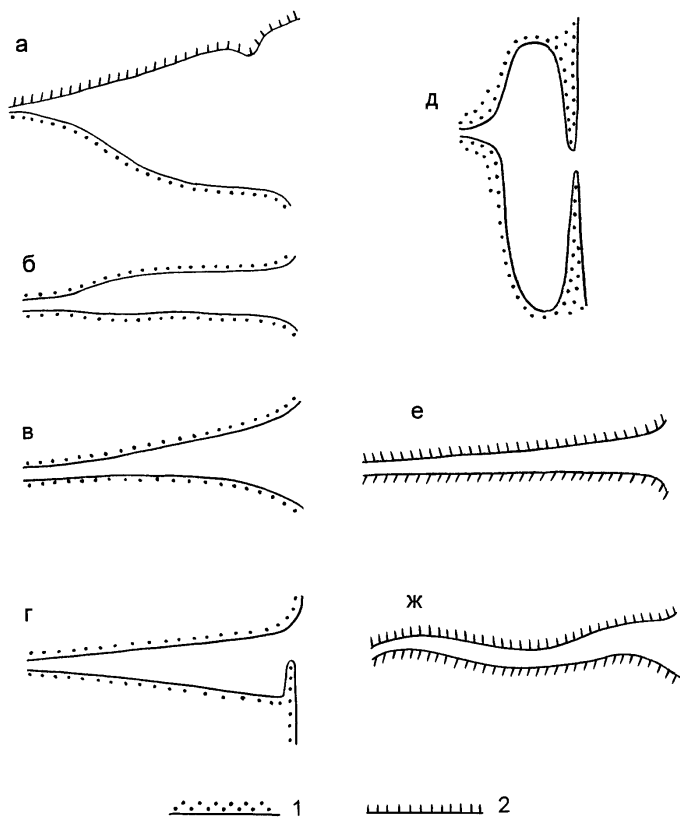


Рис. 6.25. Различные виды эстуарных водоемов
в устьях рек:

а – подверженный опресняющему влиянию речного стока морской залив, *б* – затопленная морем речная долина – лиман, губа, *в* – расширяющийся в сторону моря приливный эстуарий, *г* – частично блокированный с морской стороны лиман, *д* – лагуна, в которую впадает река, *е* – фьорд, *ж* – риа. Берега: 1 – низменные аккумулятивные, 2 – гористые.

Таблица 6.8. Некоторые эстуарные водоемы в устьях рек России и зарубежных стран

Река	Название эстуарного водоема	Тип водоема	Площадь водоема, км ²	Длина водоема, км
Дон	Таганрогский залив	морской залив	5240	140
Нева	Невская губа	морской залив	329	21
Мезень	эстуарий Мезени	приливный эстуарий	162	–
Печора	Печорская губа	лагуна	6500	40
Обь, Таз, Пур	Обь-Тазовская губа	лиман (губа)	48550	760
Енисей	Енисейский залив	лиман (губа)	–	350
Пенжина	Пенжинская губа	морской залив	–	~280
Амур	Амурский лиман	морские заливы и проливный эстуарий	4205	130
Днепр, Южный Буг	Днепровско-Бугский лиман	лиман	~1000	–
Днестр	Днестровский лиман	лиман	508	43
Неман (Нямунас)	Куршский залив (Куршо-Мариос)	лагуна	1610	80
Саскуэханна, Потомак, Джемс	Чесапикский залив	лиман	–	315
Сакраменто, Сан-Хоакин	залив Сан-Франциско	морской залив, приливный эстуарий	–	88
Святого Лаврентий	эстуарий Св. Лаврентия	приливный эстуарий	10800	~400
Делавэр	эстуарий Делавэр	приливный эстуарий	17400	216
Гаронна, Дордонь	эстуарий Жиронда	приливный эстуарий	625	75
Сена	эстуарий Сены	приливный эстуарий	–	30

Примечания. Сведения об объектах в России и сопредельных странах – из книги Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. Проверк означает отсутствие данных.

По характеру продольного изменения солености воды выделяют две группы эстуариев: положительные и отрицательные (обратные). В положительном (нормальном, классическом) эстуарии поступление пресной речной воды и атмосферных осадков превышает потери воды на испарение. В этих эстуариях соленость воды меньше солености в смежном районе моря; вдоль эстуария величина солености монотонно уменьшается от его устья к вершине. В эстуариях этой группы часто (особенно в объектах с умеренной или сильной стратификацией вод) под влиянием горизонтальных градиентов давления возникает так называемая *эстуарная циркуляция*, при которой результирующий (осредненный за приливный цикл) поток в поверхностном слое направлен в сторону моря, а в придонном слое – в сторону реки. Большинство эстуариев на Земле положительные. В отрицательном (*обратном*, гиперсоленом) эстуарии, наоборот, потери воды на испарение превышают суммарный объем речного стока и осадков; в этих эстуариях соленость воды может оказаться значительно больше солености морской воды. В таких случаях в эстуарии формируется зона максимальной солености, которая становится барьером на пути пресных речных вод в море. В ряде эстуариев рек Австралии и Западной Африки в периоды сильной засухи соленость воды в обратных эстуариях может повышаться до 100‰ и более, а зона максимальной солености воды распространяться в реку на сотни километров.

Все эстуарии по степени вертикального перемешивания и стратификации вод подразделяются на: 1) эстуарии с сильным перемешиванием и слабой стратификацией; 2) эстуарии с частичным перемешиванием и умеренной стратификацией; 3) эстуарии со

слабым перемешиванием по вертикали и с клином осолоненных вод у дна. В то же время нельзя говорить о безусловном отнесении того или иного эстуария к упомянутым типам перемешивания, можно лишь отметить преобладание какого-либо конкретного типа в данной эстуарии (типы перемешивания и стратификации могут изменяться как вдоль эстуария, так и во времени – от половодья к межени, в зависимости от фазы прилива и цикла сизигия – квадратура).

При оценке степени вертикального перемешивания используют параметр стратификации n :

$$n = \Delta S / S_{\text{ср}}, \quad (6.61)$$

где $\Delta S = S_{\text{дно}} - S_{\text{пов}}$, $S_{\text{ср}} = 0,5(S_{\text{дно}} + S_{\text{пов}})$, $S_{\text{ср}}$ – средняя по глубине соленость воды, $S_{\text{дно}}$ и $S_{\text{пов}}$ – соленость воды у дна и на поверхности соответственно. Случаю сильного перемешивания по вертикали отвечает условие $n < 0,1$, случаю частичного перемешивания – $0,1$ до $1,0$; случаю слабого перемешивания (клин осолоненных вод) – n от $1,0$ до $2,0$.

По величине приливных колебаний уровня воды все эстуарии, также как и устьевые области рек в целом (см. разд. 6.14.1), можно подразделить на *неприливные*, *микроприливные*, *мезоприливные*, *макроприливные*. Иногда среди макроприливных выделяют гиперприливные эстуарии с величиной прилива > 6 м. Величина прилива определяет и характер перемешивания и стратификации – микроприливному эстуариям обычно свойствен «клин» осолоненных вод, мезоприливному – частичное перемешивание и умеренная стратификация, макроприливному эстуариям – сильное перемешивание и слабая стратификация вод.

Открытая устьевая зона приемного водоема – это прибрежная зона приемного водоема, подверженная

сильному влиянию речного стока. В морских устьях рек такую зону называют *устьевым взморьем*. Верхняя (внутренняя) граница этой зоны совпадает либо с нижним (морским, озерным) краем дельты выдвигения, либо с устьем эстуария, лимана, лагуны. Морскую (внешнюю) границу устьевой зоны обычно проводят по мористой части области наибольших продольных градиентов солености воды в период максимальных расходов воды в половодье на реке с повторяемостью 1 раз в 10 лет. Эта граница одновременно служит морской границей всей устьевой области реки.

В пределах рассматриваемой зоны находится *фронтальный раздел* – наклонная поверхность с максимальными горизонтальными и вертикальными градиентами солености воды. Проекцию фронтального раздела на поверхность воды называют *гидрофронтом*.

Фронтальный раздел и гидрофронт в период половодья, отливной фазы и сгонов смещается в сторону моря, в период межени, приливной фазы и нагонов – в сторону суши.

Открытые устьевые зоны (устьевые взморья) подразделяют на *отмели* и *приглубье*. У приглубьих – уклон дна больше 1‰ (т. е. на расстоянии в 1 км глубина возрастает более чем на 1 м), у отмелей – уклон меньше 1‰. На приглубом взморье речной поток отрывается ото дна.

Зона смешения речных и морских вод распространяется и дальше в сторону моря, за пределы устьевой зоны приемного водоема. Здесь соленость воды постепенно возрастает и приближается к солености воды, свойственной данному морю в целом. Эта часть зоны смешения речных и морских вод в состав устьевой области реки не входит и носит название *предустьевое пространство моря*.

6.14.3. Типы устьев рек

Устьевые области рек, формирующиеся в береговых зонах океанов, морей и озер, могут быть в зависимости от их структуры подразделены на четыре основных типа (Рис. 6.24).

I тип – *устьевые области простые* (в них отсутствуют как дельты, так и эстуарии). Такой тип обычно имеют неприливные устья малых рек.

II тип – *устьевые области эстуарные*. Основной их структурный элемент – крупный первичный эстуарный водоем (морской залив, лиман, губа, лагуна, фьорд, риа, приливный эстуарий) при обязательном наличии втекающей в этот водоем реки. В этом водоеме дельта отсутствует, но может существовать подводная часть начавшего формироваться устьевого конуса выноса. Устья такого типа характерны для береговых зон океанов, морей и озер в периоды трансгрессий и для устьев рек с небольшим стоком наносов.

III тип – *устьевые области эстуарно-дельтовые*. Их основной элемент (также как у объектов типа II) – первичный эстуарный водоем, но имеющий в своей верхней части *дельту выполнения*. Такие устьевые объекты формируются либо в завершающую стадию морской трансгрессии, либо при стабилизации уровня приемного водоема. Формирование дельты выполнения начинается тем раньше, чем больше сток наносов реки. Поскольку формирование дельт выполнения в приливных эстуариях, лиманах и лагунах имеет некоторые особенности, в типе III могут быть выделены подтипы устьев рек: IIIа – эстуарно-дельтовые, IIIб – лиманно-дельтовые, IIIв – лагунно-дельтовые.

IV тип – *устьевые области дельтово-эстуарные*. Главный элемент таких объектов – крупная *дельта выдвигения*, в приморской (приозерной) части которой находятся

вторичные эстуарные водоемы. Ими могут быть, во-первых, эстуарные расширения в нижних частях дельтовых рукавов, сформировавшиеся под влиянием приливов, во-вторых, вытянутые вдоль морского (озерного) края дельты лагуны, отгороженные от приемного водоема аккумулятивными формами (береговыми барами, косами, пересыпями, барьерными островами), сформировавшимися под воздействием волнения, особенно в условиях даже небольшого повышения уровня моря. Такие лагуны возникают, в частности, в начальные стадии морской трансгрессии.

V тип – *устьевые области дельтовые*. Основной элемент таких объектов – крупная *дельта выдвигения*. Устьевые области такого типа характерны для периодов морских регрессий или периодов относительно стабильного уровня приемного водоема в условиях повышенного стока наносов реки.

6.14.4. Формирование устьев рек

Как реки, так и их устья всегда были характерными элементами гидросферы Земли. Устья рек всегда были и наиболее изменчивыми природными объектами: их географическое положение, строение и режим постоянно изменялись в зависимости от вековых и многолетних изменений стока воды и наносов рек и уровня приемных водоемов. Поэтому состояние и тенденция развития устьев рек (и особенно дельты) могут служить эффективными индикаторами природных процессов на материках, в океанах и морях¹⁷.

В формировании устьев рек выделяют эпохи, стадии, фазы и циклы.

¹⁷ Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Дельты как индикаторы естественных и антропогенных изменений режима рек и морей // Водные ресурсы. 2003. Т. 30. № 6.

Эпохи в развитии устьев рек связаны с крупномасштабными трансгрессиями и регрессиями Мирового океана и связанных с ним морей. Поскольку уровни воды на морской границе устьевой области в целом «привязаны» к уровню моря, то его значительные изменения приводят к смещению положения устья реки либо в сторону суши (при морской трансгрессии), либо в сторону моря (при морской регрессии). Такие процессы, по-видимому, многократно повторялись в береговых зонах Мирового океана.

В истории развития устьев рек в постледниковый период (на протяжении последних 20 тыс. лет) главную роль сыграла трансгрессия Мирового океана. 18–20 тыс. лет назад, во время максимальной фазы последнего оледенения уровень океана находился на 100–120 м ниже современного. В эту эпоху в устьях большинства рек мира существовали дельты и их морской край находился на расстоянии сотен километров в сторону моря от нынешней береговой линии. По мере повышения уровня океана в постледниковую эпоху (наиболее быстрого 13–8 тыс. лет назад) существовавшие ранее дельты оказались затопленными морскими водами, а места отложения речных наносов и образования новых дельт быстро смещались в сторону суши. Приблизительно 7–6 тыс. лет назад голоценовое повышение уровня океана резко замедлилось, а 6–5 тыс. лет назад уровень океана практически стабилизировался на отметках близких к современным. К этому времени морские воды затопили речные долины, создав вдающиеся в сушу *заливы, лиманы, губы, эстуарии, фьорды, риасы*. Позже в заливах, лиманах, губах, лагунах и эстуариях началось формирование новых речных дельт.

Большинство современных дельт начало формироваться в завершающую фазу голоценовой постледниковой трансгрессии Мирового океана, т. е. 6–8 тыс. лет назад. Сначала в ингрессионных заливах, затопленных речных долинах (лиманах, губах, эстуариях) или блокированных пересыпями лагунах образовались *дельты выполнения*. После их заполнения речными наносами рукава дельт стали выходить на открытое устьевое взморье и формировать *дельты выдвигения*.

Таким образом, в эпохи морских трансгрессий для береговой зоны Мирового океана более характерны устьевые области I или II типа, а в эпохи морских регрессий – устьевые области III или IV и V типов.

Последовательное превращение устьевых областей эстуарного типа (II на Рис. 6.24) в устьевые области эстуарно-дельтового типа с дельтой выполнения (III), а затем в устьевые области дельтово-эстуарного (IV) или дельтового (V) типа с дельтой выдвигения получило название *стадийного развития устьев рек и их дельт* при относительно стабильном уровне приемного водоема (Рис. 6.26). Рассматриваемые стадии развития устьев рек имеют те же названия, что и соответствующие типы устьевых областей (II–V).

Интенсивность развития дельт и их выдвигения в залив или открытое море зависела от соотношения стока наносов реки и объема залива (лимана, губы, лагуны, эстуария) или глубины открытого взморья. Кроме того, на развитие дельт оказывали воздействие морское волнение и приливные течения, разрушающие дельтовые отложения, а также вертикальные тектонические движения земной коры и просадка грунта. Максимальная интенсивность выдвигения дельт в море в прошлом была зафиксирована в устьях Хуанхэ (до 10 км в год) и Амударьи (до 4 км в год). Дельты

наиболее быстро выдвигались в моря во влажные и холодные климатические периоды, а также в периоды, когда вследствие вырубки лесов и распашки земель усиливалась эрозия в речных бассейнах и возрастал сток наносов рек. Наиболее благоприятными для развития дельт в Европе были, например, влажные и холодные IX–III в. до н. э., V–VIII и XV–XIX в. н. э. (последний интервал времени называют малым ледниковым периодом), а также периоды бурного развития европейской цивилизации, интенсивного освоения земель, сведения лесов и распашки склонов в V в. до н. э. – V в. н. э. и XVI–XIX в. н. э. Последний интервал времени совпал с влажными годами малого ледникового периода.

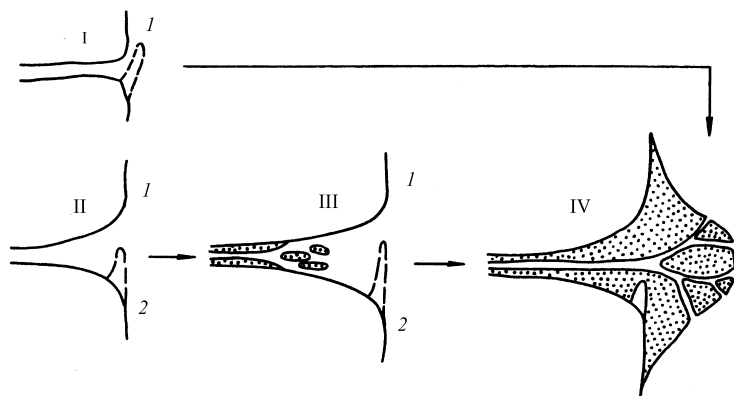


Рис. 6.26. Схема эволюции устьевых областей рек и дельтообразования при стабильном уровне приемного водоема

Устьевые области: I – простая, II – эстуарная, III – эстуарно-дельтовая (с дельтой выполнения), IV – дельтовая (с дельтой выдвигания); 1 – морской берег без блокирующей косы, 2 – с блокирующей косой

Процессы развития дельт заметно изменились в XX в. В середине XX в. из-за сооружения многочис-

ленных водохранилищ на реках и резкого сокращения стока наносов выдвигание многих дельт в море замедлилось или сменилось их волновым размывом и деградацией. В настоящее время устья многих рек с небольшим стоком наносов все еще остаются в стадии формирования дельты выполнения (устья Оби, Енисея, Печоры, Днепра, Днестра и др.). В устьях рек с умеренным или большим стоком наносов сформировались дельты выдвигания (устья Хуанхэ, Миссисипи, Роны, По, Лены, Индигирки и др.). Некоторые дельты находятся в переходной стадии от III к IV или V типу, когда в пределах устья сохраняются еще незаполненными наносами депрессии и водоемы (устья Амазонки, Янцзы, Дуная, Кубани). Во многих дельтах выдвигания в настоящее время преобладает размыв их морского края (дельты Нила, По, Роны, Тибра, Сулака, Риони и др.); в некоторых дельтах в море выдвигаются лишь наиболее крупные рукава.

В процессе развития как дельт выполнения залива, эстуария, лимана, лагуны, так и формирования дельты выдвигания на открытом устьевом взморье во многих случаях наблюдается последовательная смена трех *фаз формирования русловой сети дельт* – малорукавной, многорукавной и вновь малорукавной. Такая смена фаз при развитии дельт выполнения объясняется ограниченностью размеров эстуарного водоема, где формируется дельта, а также тем, что лишь несколько крупных рукавов (обычно от 1 до 3) способны прорвать блокирующую эстуарный водоем пересыпь (косу) перед тем, как выйти на открытое взморье. Смена фаз при развитии дельты выдвигания объясняется тем, что, как было указано выше, лишь несколько рукавов участвуют в начальной фазе формирования дельты выдвигания на открытом взморье. Затем количество рукавов по мере их дробления быстро увеличивается,

но позже рукава начинают сливаться друг с другом и их количество уменьшается. Кроме того, небольшие рукава, возникающие в процессе дробления более крупных рукавов, оказываются недолговечными и в штормовой период года их устья могут быть заблокированы морскими наносами.

Развитие русловой сети дельт выдвигания может быть двух видов: медленным (эволюционным) и быстрым (скачкообразным) с образованием новых рукавов путем прорывов. Второй вид развития русловой сети характерен для дельт рек с концентрацией наносов более $0,8-1 \text{ кг/м}^3$ (так было в прошлом в устьях рек Амударьи, Терека, Сулака, Куры, Или, Хуанхэ, Миссисипи). В процессе развития дельт путем прорывов возникают либо частные *наложенные дельты* (дельтовые лопасти, формирующиеся на поверхности старой дельты), либо частные *причлененные дельты* (дельтовые лопасти, формирующиеся в приемном водоеме на периферии старой дельты). Иногда формируются комплексы наложенно-причлененных дельт (в дельтах Хуанхэ, Терека, Миссисипи). Причлененные дельты формировались ранее в устьях рек Сулака и Куры. Антропогенное сокращение стока воды и наносов рек и сооружение защитных дамб нарушили естественные процессы формирования наложенных и причлененных дельт, и в большинстве устьев рек такие процессы, ранее часто носившие катастрофический характер, практически прекратились.

В дельтах рек с большим количеством наносов рассмотренные процессы могут многократно повторяться, что ведет к постепенному наращиванию дельтовой равнины. Развитие каждой следующей частной дельты (как наложенной, так и причлененной) составляет *цикл дельтообразования*, включающий несколько *этапов*: прорыв прирусловых валов или защитных дамб;

возникновение стока в новом направлении; образование обширных разливов (только у наложенной дельты); образование новой русловой сети дельты; ее выдвижение в море. В это же время русловая сеть старой дельты отмирает, а ее морской край размывается волнением. Процесс развития новой дельты прекращается после образования очередного прорыва.

В настоящее время эти скачкообразные с прорывами циклические процессы в упомянутых дельтах прекратились вследствие антропогенного сокращения стока наносов рек и проведения в дельтах крупных защитных мероприятий. Такие процессы еще возможны в дельте Терека; в 2002 и 2005 гг. здесь произошли крупные наводнения, вызванные прорывами.

В прошлом катастрофические наводнения после прорывов происходили в дельтах Хуанхэ, Амударьи, Или.

6.14.5. Основные закономерности современных гидрологических процессов в устьях рек

Положение устьев рек между речными бассейнами и приемными водоемами и противоположно направленное воздействие речных и морских (озерных) факторов предопределяют особенности современных гидрологических процессов в этих географических объектах.

Сопряжение речного потока и приемного водоема. Одним из наиболее важных вопросов при исследовании взаимодействия речного потока и приемного водоема в пределах устьевой области реки является оценка формы гидравлического сопряжения уровней воды в зоне этого взаимодействия.

В условиях установившегося движения воды, т. е. при отсутствии резких изменений расхода воды реки, а также приливов и стонно-нагонных явлений, в любом пункте устьевого участка реки или рукава дельты

уровень воды H_i определяется сочетанием расхода воды реки Q_p и уровня приемного водоема (моря, озера):

$$H_i = f(Q_p, H_m). \quad (6.62)$$

Вдали от моря H_i зависит лишь от Q_p , т. е. связь H_i и Q_p представлена обычной кривой расходов $H_i = f(Q_p)$. На внешней (мористой) границе устьевого взморья H_i определяется величиной H_m ($H_i \approx H_m$). В промежуточных пунктах связи вида (6.62) могут быть представлены семейством кривых $H_i = f(Q_p)$, построенных при разных фиксированных величинах H_m .

В зоне сопряжения руслового потока и приемного водоема при разных величинах Q_p и H_m могут формироваться кривые водной поверхности трех типов: *кривые гидравлического подпора*, когда в сторону приемного водоема глубина потока h увеличивается, а уклон водной поверхности I и средняя скорость течения V уменьшаются; *кривые гидравлического спада*, когда вдоль потока h уменьшается, а I и V увеличиваются; *профиль водной поверхности, соответствующий квазиравномерному режиму потока*, когда h , I и V вдоль потока остаются практически неизменными.

При заданной величине H_m существует единственный расход воды Q , при котором в зоне сопряжения руслового потока и приемного водоема устанавливается квазиравномерный режим.

Кривые вида (6.62) в любом пункте в зоне сопряжения руслового потока и приемного водоема становятся более пологими при повышении H_m , причем особенно сильно при малых величинах Q . При заданной величине H_m кривые $H_i = f(Q)$ делаются более по-

логими по мере приближения пункта наблюдений к приемному водоему.

Дальность распространения подпора при повышении уровня моря. Расчеты величины подпора и дальности его распространения в реки или рукава дельт приобрели большую актуальность во время недавнего (в 1978–1995 гг.) значительного повышения уровня Каспийского моря. Такие расчеты будут иметь значение и при прогнозах возможного влияния на устья рек мира происходящего в последнее время и ожидаемого в XXI в. повышения уровня Мирового океана и связанных с ним морей (см. разд. 3.2).

Точные расчеты распространения подпора в рукава дельт могут быть сделаны лишь методами речной гидравлики. Применение таких методов при построении кривых подпора дает хорошие результаты в случае однорукавного русла, но в сложноразветвленных дельтах сталкивается с большими трудностями. Поэтому для приближенного расчета дальности распространения подпора $L_{\text{п}}$ (км) при повышении уровня моря на величину $\Delta H_{\text{м}}$ (м) допустимо использовать простую полуэмпирическую формулу

$$L_{\text{п}} = k\Delta H_{\text{м}}/I_0, \quad (6.63)$$

где I_0 – уклон водной поверхности (‰) до начала подъема уровня моря. Величине $k=1$ соответствует кривая подпора в виде горизонтальной линии, величине $k=2$ – кривая в виде части окружности.

Проверка формулы (6.63) на примере многих дельт показала, что величина коэффициента k обычно изменяется в небольших пределах – от 1,8 до 2,2 (в среднем $k=2,0$).

Уникальную возможность проверить возможности этого метода расчета представили результаты исследования дальности распространения подпора в дельты и

низовья рек Волги, Урала, Терека, Сулака и Куры вследствие повышения уровня Каспийского моря на 2,35 м в период с 1978 по 1995 г.¹⁸ В большинстве случаев расчета по формуле (6.63) дали удовлетворительные результаты при величинах k , немного превышающих 2,0 (проверка была проведена при разных величинах расходов воды рек).

Приливные и стонно-нагонные явления в устьях рек. Приливы, нагоны и стоны оказывают сильное воздействие на водный режим устьев рек, существенно повышая или понижая уровни воды, изменяя скорости потока (часто создавая обратные течения).

Приливные колебания уровня наибольших величин достигают именно в устьях рек: до 18 м (залив Фанди), 13 м (Пенжинская губа), 8–10 м (эстуарий Мезени), 5–7 м (устье Северна), 5–6 м (объединенная дельта Ганга и Брахмапутры), 5 м (устье Амазонки). Причина того, что в устьях рек приливы (и штормовые нагоны также) больше, чем в открытом море, – уменьшение глубин и сужение русла, способствующие концентрации энергии приливной волны.

Волны приливов и нагонов на больших реках (а чем больше река, тем меньше уклон ее водной поверхности) могут распространяться на огромные расстояния.

В устьях рек нагоны и стоны по величине могут быть больше приливов. При этом величина нагонов заметно больше величины стонов. В устьях рек величины нагонов обычно не превышают 4–5 м.

¹⁸ Устья рек Каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и опасные гидрологические явления / Под. Ред. В.Н. Михайлова. М.: ГЕОС, 2013.

Известны случаи нагонных наводнений в устье Невы, во время которых уровень воды на гидрологическом посту Горный институт поднимался на 4,2 (7 ноября 1824 г.), 3,8 м (23 сентября 1924 г.) и 2,9 м (15 октября 1955 г.). В настоящее время от нагонов Санкт-Петербург защищает дамба, построенная поек Невской губы. В случае опасности сильного нагона судоходные пролеты перекрываются стальными воротами, а водопропускные отверстия – сегментными затворами.

В некоторых случаях (например, при совпадении штормового нагона и сизигийного прилива) подъемы уровня могут достигать 7–9 м, как в устье Ганга и Брахмапутры, где нагоны во время тропических ураганов приводят к катастрофическим последствиям.

По мере распространения вдоль устьевой области реки в сторону суши приливные и нагонные колебания уровня воды постепенно затухают. Предельная дальность распространения волн приливов и нагонов в русла тем больше, чем больше их величина в прибрежной зоне моря и меньше обусловленный речным стоком уклон водной поверхности в руслах.

Волны приливов и нагонов могут распространяться в русла на огромные расстояния (табл. 6.9).

Таблица 6.9. Сведения о наибольшей дальности распространения в устья рек приливных и нагонных колебаний уровня

Река	Дальность распространения, км	
	приливов	нагонов
Волга	0	160
Дунай	0	300
Днепр	0	144/106 ¹
Дон	0	150

Продолжение табл. 6.9

Кубань	0	100
Нева	0	45
Северная Двина	135	135
Печора	190	160
Урал	0	200
Рейн	200	–
Луара	90	–
Эльба	155	–
Обь	–	350
Енисей	445	870
Яна	30	70
Индигирка	–	200
Кольма	–	288
Анадырь	185	–
Амур	270	–
Красная	185	–
Меконг	390	–
Нигер	145	–
Сенегал	450/50 ²	–
Миссисипи	400	500
Амазонка	900	–

Примечания. Данные из учебника Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: МГУ, 1998 с уточнениями.

¹ В числителе – при естественном режиме, в знаменателе – нагоны распространяются только до плотины Каховской ГЭС; ² в числителе – при естественном режиме, в знаменателе – приливы распространяются только до плотины Диамы. Прочерк означает отсутствие данных.

Для расчета дальности распространения приливов в реки и рукава дельта $L_{\text{пр}}$ (в км) В.Е. Ляхницким предложена простая формула

$$L_{\text{пр}} = kA/I_{\text{ст}}, \quad (6.64)$$

где A – амплитуда приливной волны на устьевом взморье (приблизительно равная половине величины прилива), $I_{\text{ст}}$ – уклон водной поверхности, обусловленный водным стоком реки, k – эмпирический коэффициент; по данным наблюдений k в среднем равен 1,5.

Формула (6.64) отражает хорошо известный факт, что в любом приливном устье реки *дальность распространения прилива в межень заметно больше, чем в половодье* (Рис. 6.27).

Формулу, аналогичную (6.64), можно применить и для определения дальности распространения нагонов; при этом амплитуду прилива надо заменить на величину нагона $\Delta H_{\text{нг}}$ (в м) на устьевом взморье. Иным будет и коэффициент k .

Величина подъема уровня у берега моря или озера при штормовом нагоне $\Delta H_{\text{нг,м}}$, согласно формуле (7.15) в разд. 7.5, пропорциональна квадрату скорости нагонного ветра и обратно пропорциональна глубине прибрежной зоны.

Амплитуда прилива A_x и величина нагонного повышения $\Delta H_{\text{нг,х}}$ уменьшается вдоль русла реки по зависимости, близкой к экспоненциальной, т. е. вблизи моря уменьшается быстро, а вверх по течению – все медленнее.

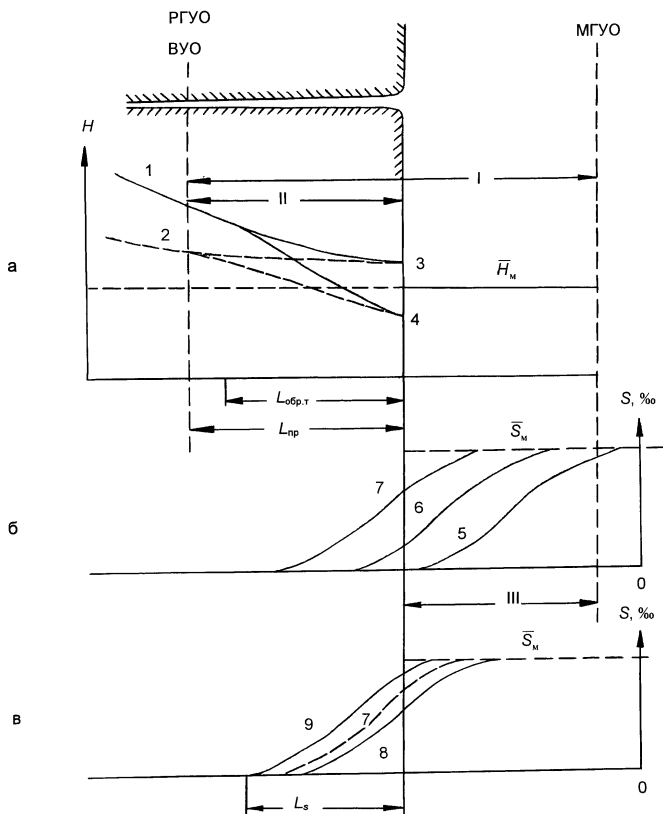


Рис. 6.27. Схема приливной устьевой области реки
 а – продольные профили водной поверхности в половодье (1), межень (2), прилив (3), отлив (4); б – продольные профили осредненной за приливный цикл солености воды в половодье (5), при средних расходах воды (6), в межень (7); в – продольные профили солености воды в межень в среднем за приливный цикл (7), при смене течения с отливного на приливное в отлив (8), при смене течения с приливного на отливное в прилив (9)

I – устьевая область реки, II – устьевой участок реки, III – устьевое взморье. Участки: $L_{пр}$ – приливный, $L_{обр.т}$ – с обратными течениями, L_s – с осолоненными водами. РГУО (ВГУО) – речная граница (вершина) устьевой области; МГУО – морская граница устьевой области; \bar{H}_m – средний уровень моря; \bar{S}_m – средняя соленость вод моря.

Исследования затухания нагонов вдоль русла на примере устьев рек Дона, Кубани и Дуная позволили получить зависимости вида

$$\frac{\Delta H_{нг,x}}{\Delta H_{нг,m}} = e^{-mx}, \quad (6.65)$$

где $\Delta H_{нг,m}$ – величина нагона на взморье, $\Delta H_{нг,x}$ – величина нагона на расстоянии x от моря, m – эмпирический коэффициент (декремент затухания волны нагона), зависящий от расхода воды реки Q : $m = aQ + b$. Чем больше Q , тем быстрее «гасится» нагон по мере распространения по руслу. Например, для устья Дона при диапазоне изменения расходов воды реки от 200 до 7000 м³/с получена эмпирическая зависимость $m = 1,21 \cdot 10^{-5} Q + 0,011$; величина m с ростом Q от 0,013 до 0,096.

Формула (6.65) позволяет рассчитать величину нагона на любом расстоянии от моря и при любом расходе воды.

Если принять, что предел распространения волны нагона – это пункт, где уровень воды во время нагона поднимается не более чем на 5 см, то логарифмирование уравнения (6.65) даст величину дальности распространения нагона

$$L_{нг} = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{\Delta H_{нг,m}}{0,05} \right). \quad (6.66)$$

$L_{нг}$ тем больше, чем меньше расход воды реки (рукава дельты) Q и, следовательно, m и больше величина нагона на взморье $\Delta H_{нг,m}$.

Приливные и нагонные волны, распространяясь вдоль русла реки или рукава, перекашиваются: гребень волны опережает ее подошву. В результате время роста уровня сокращается, а время падения уровня увеличивается. В некоторых случаях этот процесс сопровождается обрушением волны. Поскольку длина прилива заметно меньше продолжительности нагона, такие обрушения волны характерны лишь для приливов.

В устье Мезени это явление называют *накат*, в дельтах Янцзы, Ганга и Брахмапутры – *бор*, в устьях рек Франции – *маскарэ*, в устье Амазонки – *поророка*.

Как указывалось в разд. 3.2, с середины XX в. повторяемость и сила штормовых нагонов на побережьях морей (и особенно в устьях рек) заметно увеличились. Во второй половине XX в. и начале XXI в. произошли одни из самых крупных и разрушительных штормовых нагонов за весь период наблюдений. В табл. 6.10 приведены штормовые нагоны, нанесшие огромный ущерб населению и хозяйству.

Таблица 6.10. Сведения о крупных штормовых нагонах в устьях рек, начиная с середины XX в.

Устье	Дата	Название нагона, урагана, тайфуна	Наибольшая скорость ветра, км/ч	Высота нагона, м
Волги	10–13.11.1952	–	94–101	3,0–3,5
Невы	15.10.1955	–	86	2,9
Кубани	28–29.10.1969	–	108–126	>4,0
Сев. Двины	15–17.11.1957	–	122	2,6
Эльбы	16–17.02.1962	–	–	5,7
Темзы	31.01–2.02.1953	Big Flood	–	2,7–3,2
Рейна, Мааса и Шельды	–»–	–	–	3,5
Красной	23.10.1988	Pat	126	2,0
–»–	12.97.1989	Dot	–	2,5
–»–	27.09.2005	Damrey	118–133	2,0–2,5
Иравади	2–3.05.2008	Nargis	215	3,0–4,0
Ганга и Брахмапутры	25–26.05.1963	–	201	9,1
–»–	13.05–4.06.1965	–	–	7,6
–»–	12–13.11.1970	–	223	9,1
–»–	05.1985	–	154	4,3
–»–	29.04.1991	–	–	7,5
Годавари	11.1977	–	225–250	–
–»–	6–7.11.1996	07B	175–230	2,0–2,5
Миссисипи	09.1965	Betsy	–	4,6
–»–	23–30.08.2005	Katrina	–	7,0

Примечание. Прочерк означает отсутствие данных.

Проникновение морских вод в устья рек. Важной чертой гидрологического режима устьев рек служит также проникновение в них осолоненных морских вод. Проникновение (интрузия) таких вод может оказать заметное негативное воздействие на хозяйственное использование вод (промышленное, коммунальное водоснабжение), а также на экологическое состояние вод, например, нанести ущерб пресноводной биоте. Проникновение морских вод в русла реки или рукавов дельты может происходить при трех типах перемешивания и стратификации вод в устьях рек, рассмотренных в разд. 6.14.2: при слабо стратифицированном потоке (тип I), при умеренно стратифицированном потоке (тип II), при придонном клине осолоненных вод (тип III).

Морские воды проникают в устье реки тем дальше, чем больше глубина русла и плотность (соленость) морской воды и меньше расход воды реки или рукава. После искусственного углубления русла или бара в устье реки для целей судоходства дальность проникновения морских вод резко увеличивается (это явление отмечено в устьях Яны, Дуная, Миссисипи и др.).

В межень морские воды могут проникать как в приливные, так и в неприливные устья на наибольшие расстояния (Рис. 6.27). В половодье процесс интрузии осолоненных вод ослабевает, а при больших расходах воды осолоненные воды могут быть «вытолкнуты» из русла на устьевое взморье. В приливную фазу морские воды проникают в реку или рукава дельты на большее расстояние, чем в отливную фазу (Рис. 6.27).

Наблюдения в ряде устьев рек позволили определить так называемый критический расход воды реки или рукава дельты $Q_{кр}$, при котором начинается процесс проникновения морских вод.

В табл. 6.11 приведены сведения о наибольшей дальности проникновения морских вод в устья рек.

Таблица 6.11. Сведения о предельной дальности проникновения осолоненных вод $L_{\text{с}}$ в устья некоторых рек мира

Устье реки	Средняя величина прилива $\Delta H_{\text{пр}}$, м	Преобладающий тип проникновения морских вод	Критический расход воды $Q_{\text{кр}}$, м ³ /с	$L_{\text{с}}$, км
Дон	<0,1	III	–	15
Кубань	<0,1	III	–	10–15
Дунай				
рук. Сулинский	<0,1	III	400–600 ¹	20
рук. Прорва	<0,1	III	430 ¹	17
Даугава (Западная Двина)	0,1	III	1000	28 ³
Яна (рук. Главное Русло)	0,2	III	570 ¹ , 13400	60 ²
Рона				
рук. Большая Рона	0,2	III	1300	30 ²
рук. Малая Рона	0,2	III	1500	15 ²
Тибр (рук. Фьюмара-Гранде)	0,3	III	870	8.8 ²
Миссисипи	0,4	III	–	240
По (рук. Пила)	0,6	III	2400	8.1
Печора	0,8	III	2000	10
Северная Двина	1,1	II, III	10000	45
Сенегал	1,4	II, III	500–600	330 ⁴
Салум	1,4	II, III	–	250
Гамбия	1,7	II, III	–	290
Казаманс	1,7	II, III	–	260
Рейн (Роттердамский водный путь)	1,7	II, III	–	30
Ориноко (рук. Рио-Гранде)	1,8	III		50–60
Нигер	1,8	II, III	–	100
Инд	2,0	II	–	30
Красная (Хонгха)	2,1	III	–	24
Меконг	2,2	I, II	–	40–50
Онега	2,4	II, III	1000	10

Фрейзер	3,0	II, III	–	31
Чаупхрая	3,0	I, II	–	50
Ганг и Брахмапутра				
рук. Хугли	3,2	II, III	–	180
рук. Горай	3,2	II, III	–	130
рук. Нижняя Мегхна	3,2	II, III	–	100
Колумбия	3,5	II, III	–	55 ³
Иравади	4,5	II	–	70
Темза	5,0	I	–	67
Мезень	7–8	I, II	–	33
Сена	7–9	I, II	–	40–50

Примечания. Данные таблицы – из статьи Михайлова М.В. Процессы проникновения морских вод в устья рек // Водные ресурсы. 2013. Т. 40. №5. ¹ $Q_{кр}$ – для рукавов, в остальных случаях $Q_{кр}$ – для всей реки; ² L_S ограничена мелководным перекатом; ³ L_S ограничена плотиной ГЭС; ⁴ L_S до сооружения плотины Диама (1986 г.) в 50 км от океана, позже L_S ограничена этой плотиной. Прочерк означает отсутствие данных.

Наибольшие дальности проникновения соленых вод (с соленостью намного больше солености вод океана) отмечены в гиперсоленых (обратных) эстуариях Западной Африки.

Заливание и затопление дельт. Заливание дельты – это периодическое или более или менее регулярное покрытие слоем воды поверхности и депрессий дельты во время половодья и крупных паводков. Такое явление обычно не приводит к катастрофическому наводнению и не наносит ущерба населению и хозяйству дельты. Для ряда экосистем дельты (например, заливных лугов, озер, водноболотных угодий, естественных нерестилищ) заливание является фактором благоприятным.

Затопление дельты – это нерегулярное и значительное поступление речных и морских вод на поверхность дельты. Причинами таких событий могут быть экстремальные половодье или паводок, прорыв

защитных дамб или прирусловых валов, экстремальный штормовой нагон. Такие явления могут вызвать катастрофическое наводнение и нанести большой ущерб населению, хозяйству, природной среде дельты. Известны случаи огромного ущерба и больших человеческих жертв в результате прорывов защитных дамб в дельте Хуанхэ, разрушительных наводнений во время вызванных тропическими ураганами нагонов в дельтах Ганга и Брахмапутры, Иравади и др. После прорыва защитных валов в дельте Хуанхэ в 1642 г. погибло 200 тыс. человек, в 1889 г. после аналогичного прорыва было затоплено 22 тыс. км² земель и погибло более 1 млн человек. В дельте Ганга и Брахмапутры во время штормовых нагонов в ноябре 1970 г. погибло 225 тыс. человек, а в апреле 1991 г. – 139 тыс. В дельте Иравади 4 мая 2008 г. во время наводнения, вызванного ураганом Нургис, по некоторым данным, погибло не менее 300 тыс. человек.

К затоплению дельт может привести и существенное многолетнее повышение среднего уровня приемного водоема. Так, повышение уровня Каспийского моря с 1978 по 1995 г. на 2,35 м вызвало затопление более трети площади дельт Урала, Сулака и Куры.

Прогнозируемое значительное эвстатическое повышение уровня Мирового океана в XXI в. вследствие глобального потепления климата представляет реальную опасность для крупных низменных и густонаселенных дельт мира, особенно в Южной и Юго-Восточной Азии. Рост уровня океана в ряде дельт (Ганга и Брахмапутры, Чаупхрая, Миссисипи, Нигера) будет усугубляться сильной просадкой грунта, вызванной как естественным уплотнением и обезвоживанием молодых рыхлых дельтовых отложений, так и антропогенными причинами: откачкой нефти, газа, пресных подземных вод.

Бороться с катастрофическими наводнениями в дельтах очень трудно. Для защиты от «речных» наводнений сооружают дамбы вдоль русел рукавов и водохранилища на реке для регулирования стока. Для защиты от «морских» наводнений приходится применять более сложные технические меры. К их числу относятся, например, дамба поперек Невской губы, а также Барьер Темза для защиты Лондона от морских нагонов. Катастрофическое наводнение 1953 г. в дельте Рейна и Мааса (Нидерланды) побудило начать крупномасштабные работы по защите приморских районов страны («План Дельта»).

Водный баланс дельт. Соотношение прихода и расхода воды в дельте, т. е. ее водный баланс (бюджет), в простейших случаях для годового интервала времени может быть выражен двумя способами:

$$\Delta W = W_p - \Sigma W_i \quad (6.67)$$

или

$$\Delta W = (x - z)F_d \cdot 10^{-6}, \quad (6.68)$$

где ΔW – величина изменения водного стока в пределах дельты (км³/год), ΣW_i – суммарный водный сток всех рукавов при их впадении в приемный водоем (км³/год), x и z – слои осадков и потерь воды на испарение (мм/год) в пределах дельты, F_d – площадь дельты (км²).

Уравнение (6.67) может быть применено лишь к малорукавным дельтам или для оценки трансформации стока вдоль самого крупного магистрального рукава дельты, например, в дельтах Сулака и Куры. В многорукавных дельтах расчет стока в устьях всех рукавов представляет большие трудности, и в этих случаях обычно применяют более приближенную, но и более простую формулу (6.68).

По данным многих исследователей, величина потеря воды на испарение z в пределах большинства дельт приблизительно равна величине испаряемости z_0 , зависящей от зонального радиационного баланса в районе дельты. Величина z_0 может быть определена с помощью атласов водного баланса. В областях достаточного или избыточного увлажнения $x > z = z_0$, поэтому *водный баланс в этих дельтах положительный и водный сток в пределах дельты увеличивается* ($\Delta W > 0$), как, например, в дельтах Амазонки, Иравади, Меконга, Нигера, Лены.

В областях недостаточного увлажнения или, тем более, в сухих областях $x < z = z_0$, поэтому *водный баланс дельт здесь отрицательный (в пределах дельт происходят потери водного стока) и в них $\Delta W < 0$* , как, например, в дельтах Волги, Терека, Кубани, Днепра, Нила, Инда, Хуанхэ.

Оценка величин *добавления водного стока* или, наоборот, *потери водного стока на испарение* в речных дельтах, особенно крупных, очень важна при расчетах водного стока, поступающего в моря и озера, при анализе водного баланса этих водоемов.

Распределение и перераспределение стока воды по рукавам дельт. Расчет распределения стока воды по рукавам дельт обычно проводят на основе данных измерений расходов Q на сети гидрометрических створов. Для объяснения происходящего перераспределения стока воды и приближенного расчета его изменения могут быть использованы также методы речной гидравлики.

Рассмотрим простейший случай двухрукавной русловой системы: два смежных рукава (1 и 2) имеют общий верхний узел разветвления и ниже по течению либо сливаются друг с другом, либо впадают в один и

тот же приемный водоем. В этих случаях величины падения уровня в обоих рукавах будут одинаковыми ($\Delta H_1 = \Delta H_2$).

Для расчета распределения водного стока между двумя рукавами воспользуемся широко применяемой для водных потоков формулой Шези $V = C\sqrt{hI}$ (6.29) в разд. 6.9.2.

Умножив обе части этого уравнения (6.29) на площадь поперечного сечения русла $\omega = Bh$, где B и h – ширина и средняя глубина русла, и выразим уклон водной поверхности через $\Delta H/L$, где ΔH – падение уровня воды вдоль рукава, L – длина рукава. Выразим коэффициент Шези по формуле Маннинга: $C = h^{1/6}/n$ (6.30 в разд. 6.9.2), где n – коэффициент шероховатости. В итоге получим выражение для расхода воды любого рукава

$$Q = Bh^{5/3}\Delta H^{1/2}L^{-1/2}n^{-1}. \quad (6.69)$$

Для системы из двух рассматриваемых рукавов 1 и 2 легко получить (при условии $\Delta H_1 = \Delta H_2$)

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{B_1}{B_2} \left(\frac{h_1}{h_2}\right)^{5/3} \left(\frac{L_2}{L_1}\right)^{1/2} \left(\frac{n_2}{n_1}\right), \quad (6.70)$$

$$Q_1 + Q_2 = Q_0, \quad (6.71)$$

Уравнения (6.70) и (6.71) позволяют объяснить причины существующего распределения расходов воды между рукавами 1 и 2, а также рассчитать, как перераспределятся расходы воды между этими рукавами, если произойдут естественные или антропогенные изменения величин B , h , n , L в обоих рукавах или в одном из них. Так, к увеличению доли водного стока рукава 1 приведут увеличение его ширины и глубины, уменьшение его длины и коэффициента шероховатости русла, а также изменения противоположного

характера в смежном рукаве 2. Как следует из уравнения (6.70), наиболее сильно на перераспределение водного стока между рукавами влияет изменение глубины русла в обоих рукавах или в одном из них.

При более разветвленной системе рукавов дельты гидравлический расчет возможен с помощью более сложных методов.

Надо отметить, что рукава дельты, увеличивающие свой водный сток (независимо от причины) в большинстве случаев начинают размываться, что приводит к еще большему «перехвату» ими водного стока. Те рукава, которые уменьшают свой сток (также независимо от причины) обычно теряют свою активность, заносятся наносами и начинают отмирать. Очень часто эти два процесса – гидравлический (перераспределение расходов между рукавами) и морфологический (эрозия в одних рукавах и аккумуляция наносов в других) – стимулируют друг друга.

Баланс наносов в устье реки. При исследовании процессов выдвигения дельты в приемный водоем или ее отступления можно применить метод баланса наносов в устье реки.

Уравнение баланса наносов в устье реки за интервал времени Δt можно представить в следующем виде:

$$W_p + W_m - W_{гл} - W_b = \Delta W_{к.в}, \quad (6.72)$$

где W_p – величина стока взвешенных и влекомых наносов реки в вершине дельты, W_m – поступление морских наносов с вдольбереговым потоком из-за пределов устья, $W_{гл}$ – величина выноса мелких речных наносов течениями на большие морские глубины, W_b – величина уноса крупных наносов с морского края дельты и дна устьевоего взморья за пределы устья под воздействием волнения, $\Delta W_{к.в}$ – изменение объема устьевоего конуса выноса. Все члены уравнения (6.72) удобнее

всего выразить в объемных единицах. Чтобы пересчитать составляющие баланса наносов в устье реки из единиц массы в единицы объема (и наоборот) следует использовать таблицу плотности наносов и донных отложений в зависимости от их механического состава (А.В. Караушев, 1977).

Применение уравнения (6.72) для количественных оценок развития дельт затруднено из-за недостатка надежных данных почти о всех составляющих баланса наносов. Однако уравнение (6.72) позволяет исследовать процесс развития дельт качественно.

Для этого примем следующие допущения: 1) в формировании устьевого конуса выноса участвуют не все речные наносы, а лишь их часть, представленная в основном крупными наносами с диаметром частиц $>0,05$ мм. Их доля в полном стоке взвешенных и влекомых наносов составляет от 20 до 40%. Если за сток дельтоформирующих наносов принять величину kW_p , где k – упомянутая выше доля крупных наносов (k от 0,2 до 0,4), то в уравнении (6.72) можно не учитывать член $W_{гл}$; 2) величиной W_m в большинстве случаев можно пренебречь, так как W_m обычно значительно меньше W_b (дельты не столько перехватывают вдольбереговой поток наносов, сколько служат источниками его пополнения вследствие абразии морского края дельты).

С учетом этих двух допущений уравнение (6.72) в условиях относительно стабильного уровня моря упрощается:

$$kW_p - W_b = \Delta W_{к.в}. \quad (6.73)$$

Для математической интерпретации изменения объема конуса выноса $\Delta W_{к.в}$ предложено много геометрических моделей. Для качественной оценки процесса

развития дельты воспользуемся простейшим выражением

$$\Delta W_{\text{к.в}} = \Delta L B_{\text{МКД}} h_{\text{взм}}, \quad (6.74)$$

где ΔL – средняя величина выдвигания дельты в море за интервал Δt , $B_{\text{МКД}}$ – длина морского края, принимаемая за ширину зоны отложения дельтоформирующих речных наносов на устьевом взморье, $h_{\text{взм}}$ – средняя глубина взморья.

Объединение формул (6.73) и (6.74) позволяет получить уравнение для расчета выдвигания или отступления дельты для случая относительно стабильного уровня моря.

$$\Delta L = (kW_{\text{р}} - W_{\text{в}}) / B_{\text{МКД}} h_{\text{взм}}. \quad (6.75)$$

Уравнение (6.75) показывает, что в рассматриваемых условиях интенсивность выдвигания дельты в море тем больше, чем больше сток дельтоформирующих наносов $kW_{\text{р}}$ и чем меньше глубина взморья $h_{\text{взм}}$ и воздействие на дельту морского волнения.

В современных условиях, когда уровень Мирового океана и связанных с ним морей, повышается, актуальной задачей становится оценка изменения дельт в условиях роста $H_{\text{м}}$. Если уровень моря повышается ($\Delta H_{\text{м}} > 0$), то нужно использовать концепцию так называемой *подпорной призмы*, т. е. того объема $W_{\text{п.п}}$, который создается на поверхности дельты при повышении уровня моря. Объем этой призмы равен

$$W_{\text{п.п}} = 0,5 F_{\text{зат}} \Delta H_{\text{м}} = 0,5 \Delta H_{\text{м}}^2 B_{\text{МКД}} / i_{\text{д}}, \quad (6.76)$$

где $F_{\text{зат}}$ – потенциальная площадь затопления дельты, в свою очередь, равная $\Delta H_{\text{м}} B_{\text{МКД}} / i_{\text{д}}$, где $i_{\text{д}}$ – уклон поверхности дельты в зоне потенциального затопления. Уравнение (6.76) показывает, что объем

подпорной призмы тем больше, чем больше ΔH_m и длина морского края дельты и меньше i_d . Произойдет ли в действительности затопление дельты и каковы будут его размеры, зависит от соотношения объемов $W_{п.п}$ и интегрального (суммарного) стока дельтообразующих наносов ΣkW_p за период повышения уровня моря. При $\Sigma kW_p < W_{п.п}$ часть дельты может быть затоплена. Если же $\Sigma kW_p > W_{п.п}$, то, несмотря на повышение уровня моря, дельта будет продолжать выдвигаться в море. Интенсивность этого выдвигания может быть оценена по приближенной формуле

$$\Delta L = (kW_p - W_v - W_{п.п}) / [B_{МКД}(h_{взм} + 0,5\Delta H_m)]. \quad (6.77)$$

Применение рассмотренной методики позволило, например, объяснить существенные различия в реакции дельт рек, впадающих в Каспийское море, на резкое повышение его уровня в 1958–1995 гг. на 2,35 м¹⁹. Часть дельт Урала, Сулака и Куры оказалась затопленной. Причина – недостаток речных наносов (обусловленный зарегулированием этих рек) для заполнения подпорной призмы. В устье главного рукава дельты Терека, несмотря на рост уровня моря, небольшая Новая дельта Терека благодаря большому стоку наносов продолжала нарастать в длину и по высоте.

¹⁹ Устья рек Каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и опасные гидрологические явления / Под. ред. В.Н. Михайлова. М.: ГЕОС, 2013.

6. 15. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РЕК. ВЛИЯНИЕ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА РЕЖИМ РЕК

6.15.1. Практическое значение рек и типизация хозяйственных мероприятий, влияющих на речной сток

Реки широко используются многочисленными и разнородными водопользователями. Во многих районах мира реки – главные источники используемых в хозяйстве вод. Так как о практической роли рек и их изучении уже говорилось выше, перечислим лишь основных пользователей речных вод. Это промышленность, тепловая и атомная энергетика, коммунальное хозяйство, орошаемое земледелие, гидроэнергетика, речной транспорт, рыбное хозяйство.

Речной водный сток – главный элемент возобновляемых водных ресурсов. Поэтому практически любое использование вод в хозяйстве сказывается на режиме рек. Например, забор подземных вод в большинстве случаев рано или поздно должен отразиться на режиме рек, связанных с подземными 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 и режим рек, 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 мероприя-

тия влияют на водный сток рек косвенно – через изменение элементов водного баланса в речных бассейнах (главным образом испарения) и через изменение условий стекания талых и дождевых вод по склонам, 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 одних бассейнов в другие, регулирование водного стока с помощью водохранилищ и т. д. В результате этих водохозяйственных мероприятий может измениться как величина водного стока, так и его внутригодовое распределение.

В исследование воздействия хозяйственной деятельности на водный сток и водный режим рек большой вклад внесли сотрудники Государственного гидрологического института (И.А. Шикломанов, В.Ю. Георгиевский, А.А. Шалыгин, К.В. Цыценко и др.), Института географии РАН (Н.И. Коронкевич и др.), географического факультета МГУ, Института водных проблем РАН, Гидропроекта и др. организаций.

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 от величины речного бассейна.

Главная причина возможного изменения водного 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 водного стока привел О.И. Крестовский (1986) на примере вырубки и восстановления елового леса (Рис. 6.28). В первое десятилетие после вырубки леса испарение резко уменьшается (на 20–35%), так как надпочвенная растительность, оставшаяся после вырубки спелого елового леса, не требует большого количества влаги. Снижение испарения может привести к переувлажнению почвы, повышению уровня грунтовых вод. В это время водный сток с лесосеки возрастает и превышает его величину до вырубки леса 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).

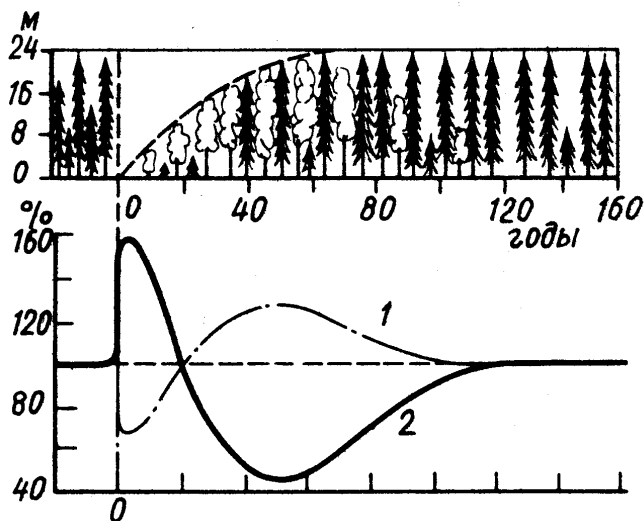


Рис. 6.28. Влияние вырубki леса, возраста и состава восстанавливающегося леса на изменение испарения (1) и годового стока (2) в % нормы, по О.И. Крестовскому (1986)

В последующие годы по мере естественного восстановления древостоя (в первую очередь начинают вырастать лиственные деревья) испарение быстро увеличивается, а водный сток уменьшается и к началу третьего десятилетия после вырубki снижается до величины, характерной для взрослого леса до вырубki. В четвертом – седьмом десятилетиях после вырубki вырастает густой лиственный лес. Общее количество зеленой массы достигает максимума, потребление воды лесом также становится наибольшим. В этот период водный сток сокращается. В последующем происходит постепенная замена лиственного леса хвойным, что

сопровождается сокращением потребления воды лесом. Потери на испарение уменьшаются, а водный 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 водный сток увеличивается, затем уменьшается и лишь после полного восстановления видового состава леса возвращается к «норме». При этом наиболее сильные изменения претерпевает поверхностная составляющая водного стока.

Когда на лесосеке проводят искусственную посадку хвойного леса, восстановление и леса и водного стока происходит на 25–50 лет быстрее. Если же на месте лесосеки создают сельскохозяйственные угодья, то изменение величины водного 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 в больших речных бассейнах лес не бывает однородным по составу и возрасту (вследствие, например, одновременности вырубok), суммарное влияние леса на водный сток на больших площадях нивелируется.

Уменьшение водного стока на залесенном водосборе наглядно иллюстрируют такие данные по двум речным бассейнам в Танзании. На залесенном водосборе, несмотря на большее количество осадков, водный сток оказался в два раза меньше, чем на водосборе, значительная часть которого была 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 (1980), например, лес в лесной зоне часто увеличивает водный сток. По П.Ф. Идзону, уменьшение лесистости в XX в. снизило водный 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 водного стока и на питание рек в меженный период. Роль леса в этом безусловно положительная. По П.Ф. Идзону, например, подземное питание рек в пределах лесной зоны на 30–70%, а водный 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 торфяные болота благодаря особым водно-физическим свойствам торфа активно поглощают воду, сильно ее испаряют и плохо отдают рекам. Поэтому водный сток рек с заболоченных водосборов, как правило, меньше, чем сток рек с рядом расположенных незаболоченных водосборов (подробнее см. разд. 9.6). Непосредственным следствием осушения болот становится увеличение водного стока в результате уменьшения испарения, а также понижения уровня грунтовых вод и сработки вековых запасов вод в болотах. В последующем величина водного 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 водного стока после осушения болот становится более равномерным, так как возрастает меженный сток вследствие снижения испарения. Влияние осушения болот на водный сток возрастает с уменьшением величины водосбора и увеличением засушливости климата. В южных районах осушение болот и заболоченных территорий может существенно уменьшить потери воды на испарение и увеличить водный сток. Так, значительно сократились величины испарения при осушении плавней в низовьях и дельтах рек Волги и Кубани.

Агротехнические мероприятия. К агротехническим и агромелиоративным мероприятиям относятся зяблевая вспашка, распашка целинных и залежных земель, создание полезащитных 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 следствия 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 водного стока, причем степень этого уменьшения растет с севера на юг, достигая 5–10% в лесостепи, 20–50% в степной зоне. С увеличением размера речного бассейна влияние агротехнических мероприятий на водный сток быстро падает. Объясняется это тем, что в больших бассейнах менее заметное влияние на водный 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, в 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 коммунальные 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 крыши и территорий, покрытых асфальтом) приводит к резкому сокращению инфильтрации, ускорению стекания талых и дождевых вод. В результате величина водного 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 водный 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. Затраты воды на водопользование этого вида постоянно увеличиваются. 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 водный сток сокращается, а истощение вековых запасов подземных вод часто сопровождается понижением их уровня и образованием депрессионных воронок. Это нередко также способствует уменьшению речного водного стока, идущего на пополнение запасов подземных вод.

В целом водозабор на промышленные и коммунальные нужды слабо влияет на количественные характеристики речного водного стока, но часто существенно ухудшает качество вод.

Орошение. Этот вид водопользования приводит к наибольшим безвозвратным потерям воды (см. Введение). Главным источником вод для орошения и обводнения земель 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 (потребляются 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 химикаты (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 среднесуточный водный сток рек уменьшается, но внутригодовое распределение стока несколько выравнивается.

Сооружение водохранилищ и регулирование стока. Сооружение водохранилищ оказывает на речной сток сильное и разнообразное влияние (см. гл. 8). Водоохранилища оказывают влияние прежде всего на распределение водного стока во времени. В большинстве случаев перераспределение стока во времени (*регулирование стока*) и бывает главной целью сооружения водохранилища. Регулирование водного стока преследует различные практические цели. Это и обеспечение более равномерным стоком гидроэнергетических установок гидроэлектростанций (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 водного стока различают несколько видов регулирования стока (Рис. 6.29). Наиболее частый случай – *сезонное регулирование стока*, когда перераспределение водного стока осуществляется в течение года: воды половодья и паводков аккумулируются в водохранилище, а в межень – сбрасываются в нижний бьеф гидроузла (Рис. 6.29, б).

Полезный объем водохранилища в этом случае должен быть соизмерим с объемом стока реки за период половодья (паводков). В результате водный сток в течение года ниже водохранилища становится 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. 6.29, а).

Если полезный объем водохранилища мал в сравнении с водным стоком реки, то возможно лишь *недельное* или даже *суточное регулирование стока* (Рис. 6.29, в). Заметим, что в отличие от сезонного и многолетнего регулирования недельное и суточное регулирование не выравнивает колебания водного 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.

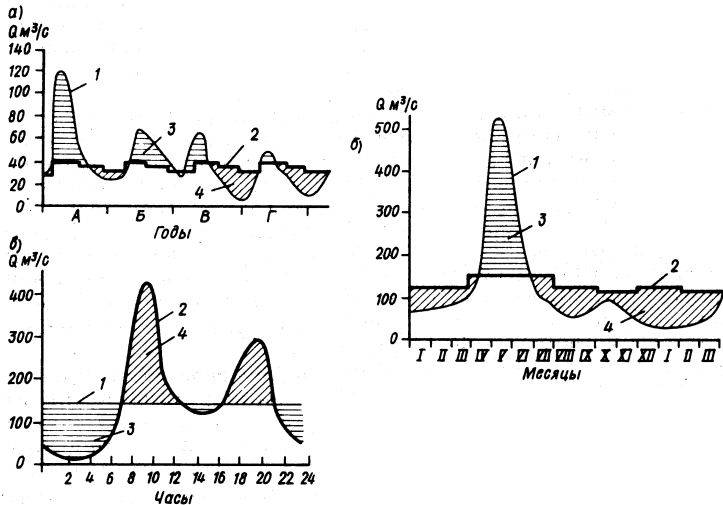


Рис. 6.29. Схема многолетнего (а), сезонного (б) и суточного (в) регулирования стока водохранилищем (по А.Б. Авакяну, В.П. Салтанкину, В.А. Шарапову, 1987)
 1 – естественные (бытовые) расходы воды, 2 – зарегулированные расходы воды, 3 – объем воды, накапливаемый в водохранилище, 4 – объем воды, расходуемый из водохранилища; А, Б – многоводные; В, Г – маловодные годы

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 продолжительность. Так, на Нижней Волге для обеспечения близких к естественным условиям нереста рыб и заливания нерестилищ и 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 пуски носят санитарный характер и длятся по несколько дней.

На многих ГЭС с суточным типом регулирования стока кратковременные попуски имеют длительность всего по несколько часов.

Сооружение водохранилищ приводит также к сокращению среднегогодового водного 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 водного 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 России, 1–3% в Сибири, 10–30% на юге Европейской части России и достигает 70–80% в Средней Азии. Существенно сокращают водохранилища и сток речных наносов, о чем говорилось в разд. 6.10.

Сооружение водохранилищ ведет к повышению уровней воды в самом водохранилище и в зоне переменного подпора выше водохранилища (см. разд. 6.11.5 и гл. 8). В нижнем бьефе водохранилища, в зоне размыва (см. Рис. 6.21) уровни воды понижаются (это явление иногда называют «посадкой» уровня). Такое понижение уровня часто оказывает негативное влияние на хозяйственные объекты и населенные пункты, расположенные вдоль нижнего бьефа гидроузла.

Территориальное перераспределение стока («переброска стока»). Оно преследует цель привлечения воды в данную речную систему из других речных бассейнов. В конце XX в., по оценкам И.А. Шикломанова, суммарный объем «перебросок стока» в мире составлял 400 км³ в год, в том числе в Канаде – 140, в бывшем СССР – 60, в Индии – 50, в

США – 30 км³/год. В Китае ведутся работы по осуществлению переброски вод р. Янцзы объемом от 25 до 70 км³/год на север, в бассейны рек Хуанхэ и Хуайхэ.

К наиболее крупным действующим в мире системам территориального перераспределения («переброски») стока относятся 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 в засушливые районы юга Калифорнии. Водопользователи воды в первых двух упомянутых случаях – гидроэнергетика, в третьем – водоснабжение и орошение.

Наиболее крупные системы территориального перераспределения стока в бывшем СССР – это каналы Северо-Крымский (в конце XX в. перебрасывалось 3,8 км³ воды в год), Днепр–Донбасс (3,6 км³/год), Каракумский (11 км³/год), Большой Ферганский (5,3 км³/год), Амубухарский (5,8 км³/год). Основное назначение этих систем – орошение земель.

Территориальное перераспределение водных ресурсов приводит к увеличению стока в реке, куда перебрасывается вода, и к уменьшению в реке, откуда осуществляется переброска стока (в «реке-доноре»). Поскольку любое крупное перераспределение водного стока сопряжено с сооружением каналов, водохранилищ и других гидротехнических систем, неизбежны потери речного стока на испарение и инфильтрацию.

В 1970–1980 гг. в СССР разрабатывались три крупномасштабных проекта территориального перераспределения стока: «переброска» части стока северных рек в бассейн Волги, «переброска» части стока р. Оби в Среднюю Азию и Казахстан, сооружение водохозяйственного комплекса «Дунай–Днепр».

Основная цель первого из упомянутых проектов («европейской переброски») состояла в увеличении стока Волги, что позволило бы расширить хозяйственное использование ее вод, а также остановить прогрессирующее в те годы понижение уровня Каспийского моря (см. разд. 7.10.2), что грозило потерей этим водоемом своего рыбохозяйственного потенциала. Разными вариантами проекта предусматривалась «переброска» вод, например, из Онежского озера ($3,5 \text{ км}^3/\text{год}$ на I-ой очереди), оз. Лача и Воже ($1,8 \text{ км}^3/\text{год}$), рек Онеги ($5,9 \text{ км}^3/\text{год}$), Сухоны ($4,0 \text{ км}^3/\text{год}$), Вычегды ($5,0 \text{ км}^3/\text{год}$) через оз. Кубинское в Рыбинское водохранилище и далее в Волгу; а также вод р. Печоры в верховья главного притока Волги – Камы ($9,8 \text{ км}^3/\text{год}$ на I-ой очереди).

На I-ой очереди второго проекта («азиатской переброски») предполагалось забирать из р. Оби в районе устья Иртыша (с. Белогорье) 25 км^3 воды в год. Эта вода должна была с помощью системы низконапорных плотин и насосных станций подаваться вверх по Иртышу (в режиме «антиреки») и накапливаться в районе г. Тобольска в Тобольском водохранилище. Отсюда также с помощью системы насосных станций вода должна была поступать по Главному каналу переброски (ГКП), проложенному сначала вдоль р. Тобола, а затем через Тургайское понижение вплоть до р. Амударьи, где предполагалось построить Тегизское водохранилище, которое должно было перераспределять воду по оросительным системам. Главный канал переброски должен был иметь длину около 2300 км, ширину 200–300 м, глубину 12 м. Рассматриваемая водохозяйственная система должна была решить проблему нехватки воды в Средней Азии и Казахстане, орошения обширных площадей земель, снабжения населения питьевой водой хорошего качества. Подавать перебрасываемую воду в мелеющее Аральское

море не предполагалось – это спасти водоем уже не могло (см. разд. 7.10.3).

Из-за неполной ясности в ожидаемых экологических последствиях в «реках–донорах» и прибрежных водах арктических морей, а также экономических и финансовых проблем исследовательские и проектные работы по этим двум проектам в 1986 г. были прекращены.

В настоящее время рассматривать вновь вопросы «европейской переброски», видимо, не актуально. Хотя бы потому, что по климатическим причинам сток Волги заметно возрос, а уровень Каспийского моря не только прекратил снижаться, но и поднялся за 1978–1995 гг. на 2,3 м (см. разд. 7.10.2). А необходимость в привлечении воды сибирских рек для ныне независимых государств – бывших республик Советского Союза (Казахстана, Узбекистана, Туркменистана) – не отпала. Серьезный недостаток пресной воды сдерживает развитие экономики этих стран, от отсутствия вод хорошего качества страдает население этого региона. Весьма вероятно, что в связи с общим потеплением климата (см. разд. 3.2) дефицит водных ресурсов в Средней Азии в XXI в. еще более увеличится. Если возможности и перспективы переброски части водного стока Оби и ее притоков будут всерьез рассматриваться, то потребуются решить сложнейшие социально-экономические, технические и экологические проблемы. В частности, необходимо будет оценить в какой степени возможное изъятие части стока Оби повлияет на гидролого-экологические условия низовьев этой реки и Обской губы Карского моря.

И, наконец, целью третьего проекта – комплекса «Дунай–Днепр» была переброска значительного объема дунайской воды (до 17 км³/год) по системе каналов для опреснения Днестровского и Днепроовско-Бугского лиманов и орошения земель на юге Украины.

Разработки по этому проекту были прекращены в 1988 г. из-за опасения, что перекрытие лиманов и превращение их в пресноводные водохранилища может привести к ухудшению экологической обстановки (к цветению и загрязнению воды, ухудшению ее качества и эвтрофированию водоемов). Кроме того, при большом объеме изъятия водного стока Дуная неизбежно ухудшались бы гидролого-экологические условия в дельте этой реки.

Влияние на режим реки местных гидротехнических мероприятий. Местные гидротехнические мероприятия (мостовые переходы, полузапруды, обвалование берегов, углубление фарватера и др.) практически не влияют на водный сток реки, но обычно оказывают сильное воздействие на водный режим реки (скорости течения, уровни воды) в районе проведения гидротехнических работ. Выше мостов и полузапруд создается зона местного подпора, и уровни воды повышаются; в местах искусственного сужения русла скорости воды увеличиваются, что может привести к размыву дна и потребует принятия защитных мер. Обвалование русла исключает из активного водообмена часть поймы, что в половодье должно привести к сосредоточению стока воды в главном русле, некоторому повышению уровней воды и увеличению скоростей течения. Сооружение прорези на перекате для улучшения судоходных условий приводит к понижению («посадке») уровней воды на вышележащем участке русла. К таким же последствиям ведет и искусственное спрямление излучин.

Антропогенное сокращение водного стока рек. Как отмечалось ранее, в XX в. водный сток многих рек мира уменьшился под влиянием увеличившегося водозабора на хозяйственные нужды (прежде всего – на орошение земель) и увеличение потерь воды на испарение с поверхности многочисленных водохранилищ.

В наибольшей степени сократился водный сток Инда, Нила, Колорадо, Замбези, Хуанхэ (табл. 6.1).

Антропогенное уменьшение водного стока характерно и для ряда реки России. По данным Государственного гидрологического института (2008), на 2007 г. антропогенное сокращение водного стока некоторых рек России за 1960–2007 гг. составило: Волги – 10 км³/год (от 5 до 16 км³/год в разные годы); Терека и Сулака – 4 км³/год (от 2 до 5 км³); Дона – 4 км³/год (от 3 до 7,5 км³); Кубани – 4,5 км³/год (от 2,1 до 5,5 км³). У всех перечисленных рек величина антропогенного сокращения водного стока возрастала с 1960 г. до 1980–1985 гг. В последующие годы в связи с резким спадом промышленного и сельскохозяйственного производства объемы водозабора уменьшились, величина антропогенных потерь стока также сократилась. Восстановление объема водозабора пришлось лишь на 1995–2000 гг. Все прогностические оценки роста водопотребления и величин антропогенного сокращения водного стока рек, сделанные в 1975 и 1985 гг., оказались неверными.

Наиболее показательны антропогенные изменения водного стока Волги (табл. 6.12).

Таблица 6.12. Фактические и прогностические оценки антропогенного изменения водного стока Волги (км³/год), по материалам ГГИ (2008)

Год	Фактические	По прогнозам ГГИ в	
		1975 г.	1985 г.
1960	5		
1965	7		
1970	8		
1975	12		
1980	13	19	
1985	15,5	26	
1990	12,5	34	26
1995	10	37,5	31
2000	9	41	36
2005	10 (2007)		38
2010			41

Как следует из табл. 6.12, величина антропогенного снижения водного стока Волги увеличилась с 1960 по 1985 г. с 5 до 17,5 км³/год. Согласно прогнозам, составленным в 1975 г. (в период стабильной социально-экономической ситуации в стране), предполагалось, что в 1985 г. сток воды Волги уменьшится на 26 км³/год (без учета затрат воды на заполнение водохранилищ), а фактическая величина снижения составила лишь 15,5 км³/год. Большая погрешность прогноза объясняется чрезмерно завышенными планами развития орошаемого земледелия. Не оправдались и прогнозы, разработанные в 1985 г., что объясняется также сокращением величины уже существовавших водозаборов. По мере восстановления экономики в бассейне Волги в конце XX в. стали возрастать и величины антропогенного сокращения водного стока Волги (табл. 6.12).

6.15.4. Гидролого-экологические последствия антропогенных изменений стока рек

Существенное антропогенное сокращение стока рек часто оказывает неблагоприятное влияние как на гидрологический режим и экологические условия рек, так и на возможности их дальнейшего хозяйственного использования. Уменьшение речного водного стока реки ведет к сокращению или даже к полному прекращению заливания поймы и, соответственно, к ее высыханию, сокращению площади сенокосных угодий и нерестилищ, к обмелению и зарастанию русла и пойменных водоемов, ухудшает качество воды. Особенно неблагоприятны последствия сокращения водного стока в низовьях и устьях рек: высыхает 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 морских 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, Или, Нила, Миссисипи и др.

Упомянутые изменения режима затрудняют использование рек для судоходства и водозабора, ухудшают условия сельскохозяйственного освоения пойм и дельт, иногда наносят ущерб рыбному хозяйству.

Наиболее неблагоприятные изменения природных условий, вызванные антропогенным сокращением речного стока, произошли в низовьях и дельте Амударьи. Из-за разбора вод этой реки на орошение земель сток воды сократился до минимума (в отдельные годы река вообще не доносит своих вод до Аральского моря). В результате не только высох этот уникальный водоем (см. разд. 7.10.3), но и высохла пойма и дельта самой реки. Некогда дельта Амударьи представляла собой настоящий оазис среди пустынь. Ее отличали обилие воды в рукавах и озерах, густые заросли тростника и тугайные леса, обилие птицы, рыбы, ондатры; в 1930-х гг. здесь обитал даже среднеазиатский тигр. Теперь же дельта Амударьи превратилась в выжженные под жарким солнцем земли, практически лишённые жизни.

Особенно уязвимы малые реки. Они в первую очередь страдают от нерационального использования их вод, русла и поймы, вырубки лесов в бассейне.

Серьезную опасность представляет загрязнение рек сточными водами. Наиболее загрязненными считаются такие реки, как Рейн, Дунай, Темза, Гудзон, Волга, Ока, Томь, протекающие через густонаселенные районы и крупные промышленные центры. Несмотря на принимаемые меры по охране вод от загрязнения,

радикального улучшения качества воды пока достичь не удастся.

Антропогенное сокращение стока воды и наносов рек оказывает негативное влияние не только на сами реки, но и на режим приемных водоемов (особенно бессточных озер), их прибрежной зоны и морских берегов. Наиболее неблагоприятные последствия уменьшения стока реки для природных условий морей и озер – это осолонение и загрязнение их вод, нарушение баланса наносов в прибрежной зоне и, как следствие, размыв берегов и пляжей. Последнему способствуют карьерная добыча песка и гальки на пляжах и из русел впадающих в водоем рек, эвстатическое повышение уровня моря или озера.

Учитывая неблагоприятные последствия увеличения водопотребления в хозяйстве и сопутствующее уменьшение речного стока, должны предприниматься максимальные усилия для экономии вод и всемерного уменьшения нерационального водопотребления. Этому должны способствовать перевод промышленных предприятий на оборотное водоснабжение, реконструкция оросительных систем, оптимизация полива и т. д.

ГЛАВА 7. ГИДРОЛОГИЯ ОЗЕР

Озеро – естественный водоем суши с замедленным водообменом. Как правило, озера обладают выработанными под воздействием ветрового волнения берегами. Озера не имеют непосредственной связи с океаном.

Для образования озера необходимы два непреходящих 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 рассматриваемой части 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.

Озерность Финляндии составляет 9,4%, Швеции 8,6%. В России озер больше всего на Кольском полуострове (6,3% территории), в Карелии и на северо-западе Европейской части страны (5,4%), в Западно-Сибирской низменности (озерность 4,3%). Озерность всей России около 2,1%.

Наибольшее число крупных озер с площадью более 100 км² находится в Африке, Азии и Северной Америке.

Согласно оценкам Государственного гидрологического института (2008), общая площадь всех озер мира 2,058 млн км² (около 1,4% площади всей суши Земли).

Площадь всех пресных озер на планете составляет 1,236 млн км², солоноватых и соленых – 0,822 млн км². Во всех озерах мира содержится 176,4 тыс. км³ воды; объем пресных озер – 91,0 тыс. км³, солоноватых и соленых – 85,4 тыс. км² (см. табл. 3.1 в гл. 3).

Морфометрические характеристики крупнейших озер мира приведены в табл. 7.1.

Таблица 7.1. Крупнейшие озера России и мира

Часть света	Озеро	Площадь, км ²	Объем, км ³	Наибольшая глубина, м
Европа	Каспийское море ²	378560 ³	73750 ³	1 025
	Ладожское ¹	17882	838	230
	Онежское ¹	8900	292	127
	Венерн	5500	153	106
	Чудское с Псковским ²	3 550	25,1	15
	Белое ¹	1284	5,25	12
Азия	Аральское море	67560/10700 ⁴	1093/75 ⁴	69/45 ⁴
	Байкал ¹	31500	23 000	1 636
	Балхаш	18 200	106	27
	Тонлесап	16000/2700 ⁵	–	–
	Иссык-Куль	6236	1738	702
	Таймыр ¹	4560	13	25
	Ханка ²	4190	18,5	10,6
	Чаны ¹	2700/1400 ⁶	4,3/–	10/–
Африка	Виктория	68800	2750	92
	Танганьика	32000	17800	1435
	Малави (Ньяса)	29500	8400	706
	Чад	23000/1000 ⁶	59/31,3 ⁶	11/–
	Туркана (Рудольф)	6750	203,6	109
	Альберт	5300	280	58
Северная Америка	Верхнее	82367	12221	406
	Гурон	59570	3535	229
	Мичиган	58016	4871	281

	Большое Медвежье	31353	2236	137
	Большое Невольничье	27050	2090	156
	Эри	25821	458	64
	Виннипет	23750	284	19
	Онтарио	19009	1638	236
Южная Америка	Титикака	8372	893	281
Австралия	Эйр	9 690	30,1	27,7
Антарк- тида	Восток ⁷	15690	–	800

Примечания. *Общие:* данные в таблице в основном по Энциклопедии «Реки и озера мира» (2012); прочерк означает отсутствие данных. *Частные:* ¹ озеро в России; ² озеро пограничное, большая его часть – в России; ³ при уровне –28,0 м абс., близком к современному (2015), без учета залива Кара-Богаз-Гол; ⁴ в числителе – все озеро до начала высыхания при уровне 53,4 м абс. (1960 г.), в знаменателе – данные по Большому Аралу при уровне около 29,4 м абс. (2007); ⁵ в числителе – при высоких уровнях в р. Меконг, в знаменателе – при низких; ⁶ в числителе – до начала сильного высыхания озера, в знаменателе – в начале XXI в.; ⁷ – подледниковое озеро.

Самое крупное озеро в мире по площади и объему – это Каспийское море. Этот крупнейший внутриматериковый водоем в современную геологическую эпоху непосредственной связи с Мировым океаном не имеет и поэтому должен считаться не морем, а озером. Морем Каспий называют из-за его большого размера и режима, сходного с морским (см. разд. 7.10.2). То же можно сказать и об Аральском море (см. разд. 7.10.3). Это озеро до начала его высыхания, т. е. в 1960-х гг. занимало по размеру четвертое место среди озер мира.

К крупнейшим по площади пресным озерам мира относятся Верхнее, Виктория, Гурон, Мичиган. Наибольший объем пресных вод имеют озера Байкал,

Танганьика, Верхнее, Малави (Ньяса). Самые глубокие озера на планете – Байкал, Танганьика, Каспийское море, Малави (Ньяса).

Большинство озер, сведения о которых приведены в табл. 7.1, сточные. Они получают достаточное водное питание, их водный баланс положительный и из них вытекает река. Такие озера пресные. Число бессточных озер меньше. Они находятся в условиях сухого климата и имеют недостаточное водное питание. К бессточным водоемам относятся Каспийское море, Аральское море, озера Балхаш, Иссык-Куль, Чаны, Чад, Эйр. Эти озера имеют повышенную минерализацию. Каспийское море, озера Балхаш, Иссык-Куль, Чаны, Чад относятся к солоноватым водоемам (солоноватой водой считают воду, соленость которой находится в пределах от 1 до 25‰). Аральское море до середины 1980-х гг. было солоноватым, но затем по мере высыхания превратилось в соленое (соленость таких водоемов – от 25 до 50‰). Приблизительно с 1995 г. быстро высыхающее Аральское море стало гиперсоленым, т. е. соленость его вод превысила 50‰, а позже достигла 100‰ (см. разд. 7.10.3). Вода озера Эйр в зависимости от поступления атмосферных осадков и речных вод изменяет свое состояние от соленого к гиперсоленому и наоборот.

Россия занимает второе место в мире после Канады по общей площади всех озер (без учета Каспийского моря).

По данным К.К. Эдельштейна (2014), средняя озерность территории России 2,1%, т. е. такая же, как для всей суши Земли. На территории страны находится 2,75 млн озер с площадью более 1 га (0,01 км²) каждое. Их суммарная площадь составляет 363 тыс. км².

По оценкам ГГИ (2008), в России находится 34 крупнейших озера с площадью более 250 км². Их суммарная площадь равна 84779 км². Таких озер в Европейской части России – девять, а в Азиатской части – 25. Озер с площадью более 1000 км² всего восемь (по четыре в ЕЧР и АЧР). Их суммарная площадь составляет 74020 км².

Наибольшую площадь (без учета Каспийского моря) имеют в России озера Байкал, Ладожское, Онежское. У этих озер и наибольший объем (табл. 7.1).

В пресных озерах России сосредоточено 26500 км³ воды; причем только в восьми крупнейших пресных озерах страны (Байкал, Ладожское, Онежское, Чудское с Псковским, Таймыр, Ханка, Белое) находится более 24 тыс. км³ воды. На долю Байкала приходится почти 90% запасов пресных вод в озерах России и более 25% объема вод во всех пресных озерах мира. Байкалу по запасу пресной воды уступают все озера Земли, в том числе Танганьика, Верхнее, Малави.

7.2. ТИПЫ ОЗЕР

Озера подразделяют по размеру, степени постоянства, географическому положению, 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 (эфемерные)*. К последним относятся водоемы, которые заполняются водой лишь во влажные периоды года, а в остальное время пересыхают, а также некоторые термокарстовые озера, теряющие воду в сухой период года.

По географическому положению озера подразделяют на *интразональные*, которые находятся в той же географической (ландшафтной) зоне, что и водосбор озера, и *полизональные*, водосбор которых расположен в нескольких географических зонах. Малые озера на равнинах, как правило, интразональны, крупные озера обычно полизональны. Полизональны также и горные озера, водосбор которых расположен в нескольких высотных ландшафтных зонах.

По происхождению озерные котловины могут быть *тектонические, вулканические, метеоритные, ледниковые, карстовые, термокарстовые, суффозионные, речные, морские, золовые, 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, грабенов (озера Байкал, Танганьика, Малави и др.). Сложную, но безусловно тектоническую природу имеет впадина, где расположено Каспийское море. В формировании котловины Аральского моря помимо тектонического фактора, как полагают, важную роль играло выдувание, т. е. ветровая эрозия. Большинство крупных озер земного шара имеют котловины тектонического происхождения.

Вулканические котловины находятся 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 ледников (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* (см. гл. 4).

Особую категорию ледниковых озер составляют еще мало изученные озера, расположенные в районах покровного оледенения, например, в Антарктиде. В Антарктиде в последнее время открыто и обследовано огромное количество больших и малых озер, имеющих различную площадь, температуру и минерализацию воды, ледовый режим (есть озера вскрывающиеся в летний период и всегда находящиеся подо льдом). Примером такого подледникового озера служит оз. Восток, открытое вблизи российской станции «Восток» в Антарктиде. Об особенностях этого уникального озера будет сказано в разд. 7.11.

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 пород в результате их протавивания и сопутствующей просадки грунта (небольшие озера в тундре и тайге).

Суффозионные котловины возникают в результате просадок, 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 эрозивной и аккумулятивной деятельностью рек. Это разнообразные по генезису *пойменные водоемы* (старицы, 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, что наиболее правильно (см. разд. 6.14), 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 озерками.

По характеру водообмена озера подразделяют на *сточные* и *бесточные*. Первые из них сбрасывают по крайней мере часть поступающего в них речного водного 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 с Псковским (р. Великая), Сарезское (р. Мургаб), Боденское (р. Рейн), Женевское (р. Рона). Бессточными считают озера, которые, получая воду извне, расходуют ее лишь на испарение и инфильтрацию, не отдавая ничего в естественный или искусственный водоток. Иначе говоря, из таких водоемов поверхностный водный сток отсутствует (примерами могут служить Каспийское и Аральское моря, озера Иссык-Куль, Балхаш 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 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 занятое водой (Рис. 7.1, а).

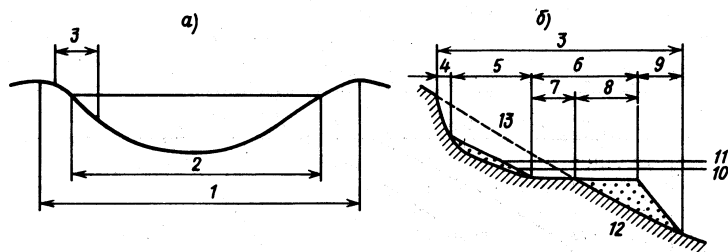


Рис. 7.1. Схема озерной котловины (а) и ее береговой области (б)

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

Важный элемент озерной котловины – это *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 в озере находится *подводный откос* (или *сублитораль*). Глубоководная часть озера – это *пелагиаль*; дно озера называют *профундалью*.

Развитие высшей водной растительности (макрофитов), как правило, ограничено литоралью.

В пределах озера выделяют также такие морфологические элементы, как *пlessы, заливы, бухты*.

Основными морфометрическими характеристиками озера служат (Рис. 7.2): *площадь озера* $F_{оз}$ (км^2); *объем воды в озере* $V_{оз}$ (км^3), *длина береговой линии* $L_{\text{бер.л}}$ (км), проведенной по урезу воды; *длина озера* $L_{оз}$ (км) – кратчайшее расстояние по поверхности воды вдоль оси озера между наиболее удаленными точками береговой линии; *ширина озера* $B_{оз}$ (км) – расстояние между противоположными берегами озера, измеренное по линии, перпендикулярной оси озера в любой его части. Наибольшее значение последней величины называют *максимальной шириной озера* $B_{оз_{\text{макс}}}$. Среднее значение ширину называют *средней шириной озера* и вычисляют по формуле

$$B_{оз_{\text{ср}}} = F_{оз} / L_{оз}. \quad (7.1)$$

Важными морфометрическими характеристиками озера являются его *глубина* $h_{оз}$ (м) (в разных частях озера она различна), *максимальная глубина* $h_{оз_{\text{макс}}}$ (м), *средняя глубина* $h_{оз_{\text{ср}}}$ (м), определяемая по формуле

$$h_{оз_{\text{ср}}} = 10^3 V_{оз} / F_{оз}, \quad (7.2)$$

где множитель 10^3 введен для перевода км в м.

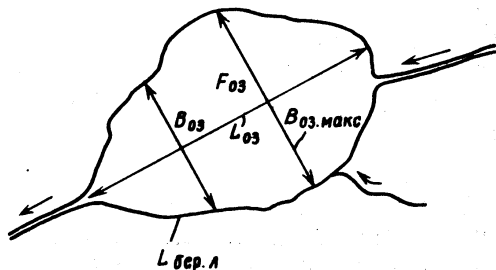


Рис. 7.2. Морфометрические характеристики озера

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*, *кривой объемов* и *кривой средних глубин* (Рис. 7.3). Характер упомянутых кривых зависит от формы ложа озера.

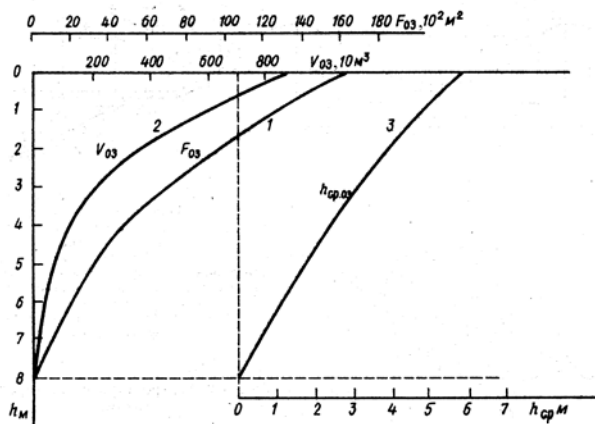


Рис. 7.3. Кривые площадей (1), объемов (2) и средних глубин (3) озера

Кривая площадей 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, $u_{\text{пов. пр}}$, конденсация водяного пара на поверхность озера $Z_{\text{конд}}$, подземный приток $w_{\text{под}}$. Поверхностный приток может быть как естественным (речной сток $u_{\text{пр}}$), так и антропогенным (сброс отработанных вод, например возвратных вод орошения, а также промышленных и коммунальных сточных вод, $u_{\text{сб}}$).

Составляющие расходной части уравнения водного баланса сточного озера – это поверхностный отток из озера $u_{\text{пов. ст}}$, подземный отток (фильтрация) из озера $w_{\text{ст}}$, испарение с поверхности озера $z_{\text{исп}}$. Поверхностный отток складывается из водного стока вытекающей из озера реки $u_{\text{ст}}$ и искусственного водозабора на хозяйственные нужды $u_{\text{вазб}}$ (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:

$$x + u_{\text{пр}} + u_{\text{сб}} + z_{\text{конд}} + w_{\text{пр}} = u_{\text{ст}} + u_{\text{вазб}} + z_{\text{исп}} + w_{\text{ст}} \pm \Delta u. (7.3)$$

Для бессточного озера уравнение водного баланса будет аналогичным, но только без члена $J_{\text{ст}}$ в расходной части.

Как и для других водных объектов, члены уравнения вида (7.3) относят 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 X в км^3 имеем

$$X = k_1 F_{\text{оз}} x, \quad (7.4)$$

где x в мм, а $F_{\text{оз}}$ в км^2 и $k_1 = 10^{-6}$.

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. $\pm \Delta V_{\text{оз}}$) 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 . Для озер изменения уровня (а также слоев стока, осадков, испарения) обычно задают в см. Тогда пересчет изменения объема озера $\Delta V_{\text{оз}}$ в изменение его уровня осуществляют по формуле

$$\Delta H = k_2 \Delta V_{\text{оз}} / F_{\text{оз}}, \quad (7.5)$$

где ΔH в см, $\Delta V_{\text{оз}}$ в км^3 , $F_{\text{оз}}$ в км^2 и $k_2 = 10^5$.

Когда сумма приходных членов уравнения превышает сумму расходных, то $\Delta u > 0$, и объем вод в озере увеличивается ($\Delta V_{\text{оз}} > 0$), а его уровень повышается

($\Delta H > 0$); когда же приходная часть уравнения меньше расходной, то $\Delta u < 0$, и объем вод в озере уменьшается ($\Delta V_{\text{оз}} < 0$), а уровень воды в нем понижается ($\Delta H < 0$).

В качестве наглядных и в то же время весьма актуальных примеров в разд. 7.10 будет специально рассмотрен водный баланс Каспийского и Аральского морей и его многолетние изменения.

При анализе водного баланса бессточных озер нередко используют понятие *уровень равновесия* или *уровень тяготения*. Это тот уровень, при котором приходные составляющие водного баланса бессточного озера равны расходным. При уменьшении, например, речного водного стока, поступающего к бессточному озеру, сразу же изменяется уровень равновесия. Уровень в озере начинает снижаться, приближая водный баланс водоема к равновесному состоянию. Поскольку все составляющие водного баланса постоянно изменяются, уровень равновесия практически никогда не достигается.

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 сточного озера: приход вод равен их расходу и уровень водоема стабилен. В уравнении водного баланса (7.3) пренебрежем всеми членами, кроме x , $y_{\text{пр}}$, $z_{\text{исп}}$ и $y_{\text{ст}}$. Тогда уравнение водного баланса такого озера с неизменным уровнем воды (Рис. 7.4) будет выглядеть в объемных единицах следующим образом:

$$X_{\text{оз}} + Y_{\text{пр}} = Y_{\text{ст}} + Z_{\text{оз}}, \quad (7.6)$$

т. е. объемы осадков на поверхность озера и притока к

озеру, с одной стороны, и речного водного стока из озера и испарения с его поверхности, с другой, равны.

Вклад осадков и испарения соответственно в приходную и расходную части уравнения выразим коэффициентами:

$$K_x = X_{o3}/(Y_{np} + X_{o3}), \quad (7.7)$$

$$K_z = Z_{o3}/(Y_{ст} + Z_{o3}) = Z_{o3}/(Y_{np} + X_{o3}). \quad (7.8)$$

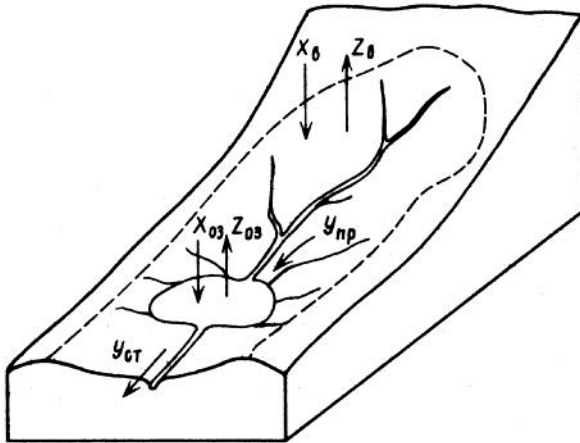


Рис. 7.4. Простейшая схема формирования водного баланса сточного озера со стабильным уровнем воды

Замена $Y_{ст} + Z_{o3}$ на $Y_{np} + X_{o3}$ 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 (7.4) $X_{o3} = k_1 x_{o3} F_{o3}$. Аналогично получим: $Z_{o3} = k_1 z_{o3} F_{o3}$. Речной приток в озеро Y_{np} выразим через слой стока на водосборе озера: $Y_{np} = \alpha y_{np} F_B$ или $Y_{np} = \alpha k_1 x_B F_B$, где x_B – слой осадков на водосборе озера, F_B – площадь водосбора, α – коэффициент стока, равный y_B/x_B .

При соответствующих заменах формулы (7.7) и (7.8) получают вид:

$$K_x = \frac{x_{03} F_{03}}{\alpha x_B F_B + x_{03} F_{03}}, \quad (7.9)$$

$$K_z = \frac{z_{03} F_{03}}{\alpha x_B F_B + x_{03} F_{03}}, \quad (7.10)$$

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 доля 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 доля 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 $Y_{\text{ст}} = 0$, получим $X_{\text{оз}} + Y_{\text{пр}} = Z_{\text{оз}}$ или $x_{\text{оз}}F_{\text{оз}} + y_{\text{в}}F_{\text{в}} = z_{\text{оз}}F_{\text{оз}}$. Из уравнения водного баланса водосбора $x_{\text{в}} = y_{\text{в}} + z_{\text{в}}$ найдем $y_{\text{в}} = x_{\text{в}} - z_{\text{в}}$. Тогда получим $x_{\text{оз}}F_{\text{оз}} + (x_{\text{в}} - z_{\text{в}})F_{\text{в}} = z_{\text{оз}}F_{\text{оз}}$, откуда $(z_{\text{оз}} - x_{\text{оз}})F_{\text{оз}} = (x_{\text{в}} - z_{\text{в}})F_{\text{в}}$ или

$$\frac{z_{\text{оз}} - x_{\text{оз}}}{x_{\text{в}} - z_{\text{в}}} = \varphi, \quad (7.13)$$

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 (1960), подразделяются на две группы: *стоковые С* и *испаряющие И*. У озер первой группы сток превышает испарение с их поверхности: $Y_{\text{ст}} > Z_{\text{оз}}$, у озер второй группы $Y_{\text{ст}} < Z_{\text{оз}}$. По соотношению составляющих приходной части уравнения водного баланса озера обеих групп подразделяются на три типа: *приточное П*, когда приток с водосбора преобладает над осадками ($Y_{\text{пр}} > X_{\text{оз}}$), *нейтральные Н*, когда $Y_{\text{пр}} \sim X_{\text{оз}}$, и *дождевые Д*, если осадки преобладают над притоком ($Y_{\text{пр}} < X_{\text{оз}}$).

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. Водообмен в озере

Показателем водообмена в озере, или интенсивности водообмена (смены) вод в озере, служит так называемый *коэффициент условного водообмена* (см. формулу (3.6)), который для озер чаще всего выражают формулой

$$K_B = (Y_{\text{пр}} + X_{\text{оз}})/V = (Y_{\text{ст}} + Z_{\text{оз}})/V, \quad (7.14)$$

где $V_{\text{оз}}$ – объем озера.

Иногда коэффициент условного водообмена в озере определяют иначе: $K'_B = Y_{\text{пр}}/V_{\text{оз}}$ или $K''_B = Y_{\text{ст}}/V_{\text{оз}}$. K'_B характеризует относительную роль притока речных вод в водообмене, K''_B – относительную роль оттока речных вод. Для бессточных озер $K''_B = 0$. Если составляющие водного баланса озера представлены в км³/год, то величина $1/K_B$ численно равна *периоду условного водообмена (водообновления)*, выраженному в годах (см. формулу (3.7)).

Наиболее общая закономерность, свойственная водообмену в озере, следующая: *чем меньше объем озера, тем при прочих равных условиях коэффициент 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 полуострове 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, их вызывающим, 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* (такие колебания уровня иногда называют *объемными* или *водно-балансовыми*) и 2) *колебания уровня, не связанные с изменениями объема вод в озере, а определяющиеся перераспределением неизменного объема вод по пространству озера* (такие колебания уровня часто называют *деформационными*).

Колебания уровня первой группы объясняются прежде всего климатическими и метеорологическими причинами и, в частности, с обусловленными климатом изменениями приходных составляющих водного баланса (притока речных вод, осадков на поверхность озера). Поскольку речной водный сток и увлажнение территории в целом подвержены климатически обусловленным вековым, многолетним и сезонным изменениям, аналогичные колебания имеет и уровень воды в озерах. В последние 40–50 лет в связи с антропогенными изменениями стока рек в объемных

колебаниях уровня озер заметное влияние приобрел и антропогенный фактор.

Колебания уровня второй группы связаны прежде всего со *сгонно-нагонными явлениями*, обусловленными ветром. Такие колебания имеют кратковременный характер. Их часто называют *сгонно-нагонными денивляциями уровня*.

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 (1957, 1969) в результате исследования режима озер юго-восточной части Европейской части России 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, обусловленные как климатическими, так и антропогенными факторами (см. разд. 7.10) и других бессточных озер.

Обращает на себя внимание факт снижения уровня многих бессточных озер в последние 100–200 лет, что, по-видимому, связано с общим уменьшением увлажненности засушливых районов ряда материков.

Сугубо антропогенным было 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 потерь воды на испарение.

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 водного 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 речного водного стока. Так, в озерах Онежском, Плещееве, Кубенском, Лача, Воже подъем уровня воды 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. 7.5).

Величина сезонных колебаний уровня озер зависит от площади поверхности озера и удельного водосбора φ : с уменьшением площади озера и возрастанием φ она увеличивается.

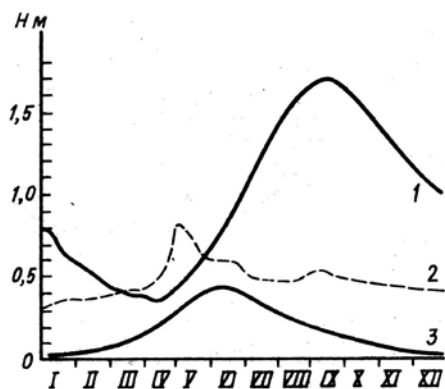


Рис. 7.5. Типичные графики сезонных колебаний уровня озера Телецкого (1) Плещеева (2), Ладожского (3)

Кратковременные колебания уровня озера. 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 $L'_{оз}$. Условию равновесия тангенциального напряжения ветра и противоположно направленной продольной составляющей силы тяжести соответствует такой уклон водной поверхности во время нагона:

$$I_{наг} = \frac{\rho_{возд} f_{ветр} W^2}{\rho g h} = K \frac{W^2}{gh}, \quad (7.15)$$

где ρ и $\rho_{возд}$ — плотность воды и воздуха, $f_{ветр}$ — коэффициент трения ветра о воду (см. разд. 2.5.3 и формулы (2.17) и (2.27) в гл. 2).

Величина перекоса уровня в озере равна

$$\Delta H = I_{\text{наг}} \cdot L'_{\text{оз}} = KW^2 L'_{\text{оз}} / gh. \quad (7.16)$$

При этом принято, что направление ветра и нагонного подъема уровня совпадают. Чем больше скорость ветра W , больше длина разгона $L'_{\text{оз}}$ и меньше глубина h , тем больше величина нагона.

Величина перекоса уровня в озере при нагоне складывается (Рис. 7.6, а, 7.7) из двух частей: нагонного повышения уровня у наветренного берега и обычно меньшего по величине сгонного понижения уровня у подветренного берега.

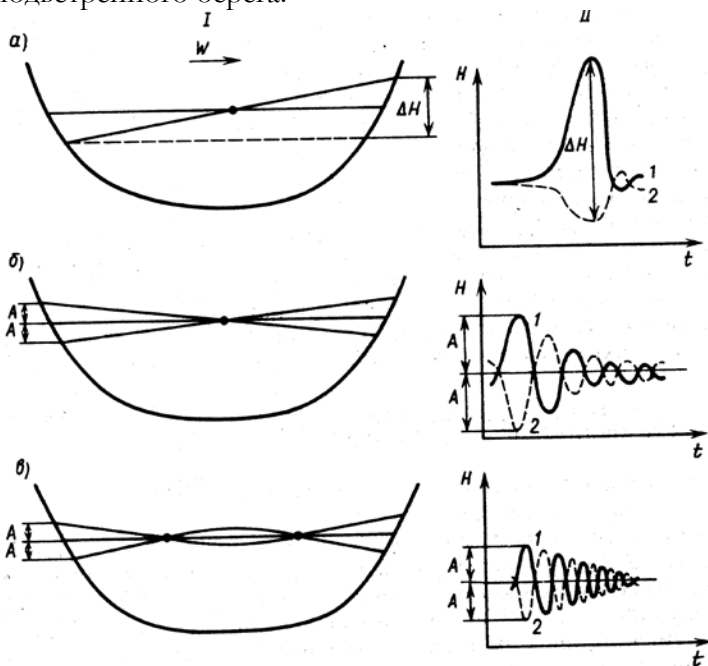


Рис. 7.6. Схема депрессии уровня озера при сгонно-нагонных явлениях (а), одноузловой (б) и двухузловой (в) сейшах:

I – поперечный разрез, II – колебания уровня у противоположных берегов (1, 2) озера

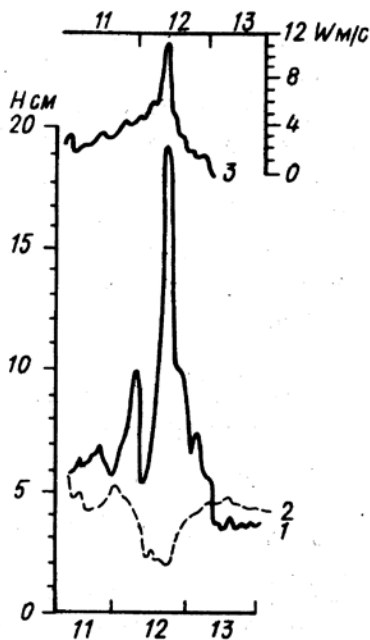


Рис. 7.7. Колебания уровня воды на противоположных берегах Ладожского озера – наветренном (1) и подветренном (2) и скорости ветра (3) во время нагона 11–13 октября 1962 г. (по Т.И. Малининой)

Неравномерное распределение атмосферного давления также создает перекосы уровня воды. При этом уровень воды ведет себя как «обратный барометр»: повышается при понижении и понижается при повышении атмосферного давления в соответствии с уравнением $\Delta H = -\Delta p / \rho g$, 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. 7.6, б, в).

Сейши имеют следующие основные характеристики: амплитуду A (отклонение уровня воды от среднего), длину λ и период τ . Период сейши можно определить по формуле

$$\tau = 2L_{\text{оз}} / (n\sqrt{gh}), \quad (7.17)$$

где $L_{\text{оз}}$ — 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.

Расчеты и наблюдения дают следующие характеристики сейш в некоторых озерах. На Байкале отмечены сейши с периодом от 44 мин до 4–5 ч. Амплитуда этих сейш 6–7 см. Для Женевского озера характерны величины $\tau = 73$ мин, A до 1 м. По данным А.С. Блатова, Д.Л. Ведева и А.Н. Косарева, периоды сейшевых колебаний уровня в Каспийском море составляют 4,1–4,5; 5,3–5,7; 8,3–8,7 ч (ветровое воздействие), 12,1 ч (влияние приливов), 24 ч (следствие бризовой циркуляции). Амплитуды этих колебаний не превышают 10–15 см.

7.6. ТЕЧЕНИЯ, ВОЛНЕНИЕ 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 теории 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. 7.8). Установившееся ветровое течение называют *дрейфовым течением*.

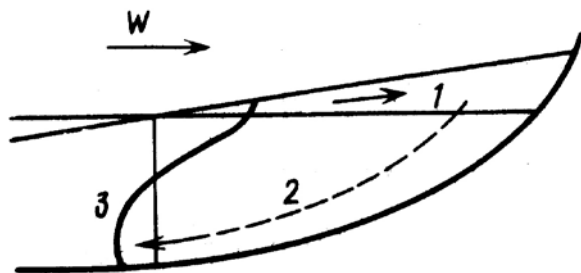


Рис. 7.8. Схема возникновения ветрового (1) и компенсационного (2) течений в озере и вертикальное распределение скорости течения (3)

К крупным озерам применим ряд положений теории морских ветровых течений. Но 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 W (м/с) и скоростью ветрового течения в поверхностном слое V (м/с) может быть найдена зависимость вида $V = KW$, где *ветровой коэффициент* K для озера обычно составляет

0,01–0,02. Ветровые течения в озерах достигают скорости 0,5 м/с.

Ветер вызывает также *сгонно-нагонные денивеляции уровня*: возникающие перекосы уровня создают у приглубых берегов так называемые *компенсационные течения*, развивающиеся ниже слоя воды, охваченного ветровым течением, и противоположно ему направленные (Рис. 7.8).

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 местные перекосы уровня воды, приводящие к возникновению *гравитационных (стоковых) течений*, иногда распространяющихся на все озеро, особенно если оно невелико по размеру и проточное. Вблизи устья реки типичны затухающие в сторону озера *инерционные течения*. Скорости таких течений зависят от скоростей течения во 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 воды и перекосы уровня, вызывающие *плотностные течения*. В период нагревания озера температура воды вблизи берегов выше, чем в середине озера. Такое распределение температуры воды приводит к тепловому расширению воды и подъему уровня в прибрежной зоне и создает плотностную горизонтальную циркуля-

цию, 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 перекося уровня в сторону берега, что создает плотностную горизонтальную циркуляцию, направленную по часовой стрелке. Скорости плотностных течений в Ладожском озере достигают 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. 7.8).

Волнение на озерах. Волнение на 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 на 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_v 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. Андреянова, равны:

$$h_b = 0,0208W^{5/4}D^{1/3}, \quad (7.18)$$

$$\lambda = 0,304WD^{1/2}, \quad (7.19)$$

где h_b и λ выражены в м, W – в м/с, D – в км. Скорость распространения волны 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 вертикального 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 вод, вызванной, например, весенним нагреванием или осенним охлаждением поверхностного слоя воды до температуры наибольшей плотности (см. разд. 7.7.3). 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 теплоты из атмосферы при турбулентном теплообмене $\Theta_{\text{атм}}^+$, от донных грунтов $\Theta_{\text{гд}}^+$, с речным стоком $\Theta_{\text{реч}}^+$ и подземными водами $\Theta_{\text{полз}}^+$, выделение теплоты при конденсации водяного пара $\Theta_{\text{конд}}$ и при ледообразовании $\Theta_{\text{лед}}$. Теплота расходуется в озерах на эффективное излучение I , при передаче в процессе турбулентного теплообмена в атмосферу $\Theta_{\text{атм}}^-$, при поступлении в грунты дна $\Theta_{\text{гд}}^-$, на испарение $\Theta_{\text{исп}}$ и таяние льда $\Theta_{\text{лв}}$. Часть теплоты $\Theta_{\text{реч}}^-$ уносится из озера с вытекающими из него речными водами (для сточных озер) и с подземным оттоком $\Theta_{\text{полз}}^-$. 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:

$$\Theta_C + \Theta_{\text{атм}}^+ + \Theta_{\text{гд}}^+ + \Theta_{\text{реч}}^+ + \Theta_{\text{полз}}^+ + \Theta_{\text{конд}} + \Theta_{\text{лед}} = \\ = I + \Theta_{\text{атм}}^- + \Theta_{\text{гд}}^- + \Theta_{\text{реч}}^- + \Theta_{\text{полз}}^- + \Theta_{\text{исп}} + \Theta_{\text{лв}} \pm \Delta\Theta. \quad (7.21)$$

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. $\Theta_{\text{конд}}$, $\Theta_{\text{лед}}$, $\Theta_{\text{исп}}$, $\Theta_{\text{лв}}$ определяются по формулам (1.11)–(1.12). Величины поступления и уноса теплоты 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 ($\Delta J/m^2$).

Изменение теплосодержания вод в озере $\Delta\Theta = c_p \rho V \Delta T$, 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 $\Theta_{\text{атм}}^+$. Наиболее важным видом расходования теплоты в озерах являются потери на испарение $\Theta_{\text{исп}}$. Поступление и унос теплоты с речным стоком зависят от величины притока и оттока вод. У крупных озер $\Theta_{\text{реч}}$ обычно составляет 2–3% приходной или расходной части уравнения. Однако у небольших озер (а тем более водохранилищ) $\Theta_{\text{реч}}$ может достигать 20–25%.

Нагревание и охлаждение озер происходит главным образом через их поверхность (солнечная радиация, эффективное излучение, теплообмен с атмосферой, потери теплоты на испарение). Передача теплоты 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 XIX в. 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. 7.9, а); 2) *тропические* (или *теплые*) с температурой в течение всего года выше 4°C и с преобладанием прямой температурной стратификации (Рис. 7.9, 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. 7.9, в).

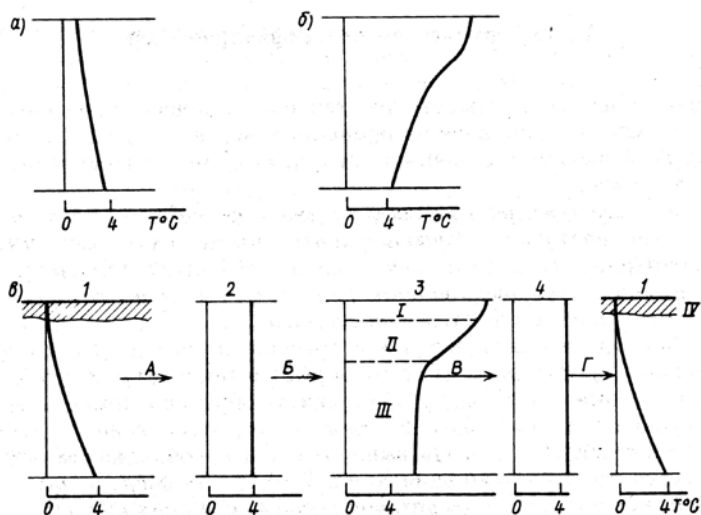


Рис. 7.9. Схема температурной стратификации в озерах полярных (а), тропических (б) и умеренного климатов (в)
 1 – обратная температурная стратификация зимой, 2 – весенняя гомотермия, 3 – прямая температурная стратификация летом, 4 – осенняя гомотермия, А – весеннее нагревание, Б – летнее нагревание, В – осеннее охлаждение, Г – предзимнее и зимнее охлаждение, I – эпилимнион, II – металимнион, III – гиполимнион, IV – ледяной покров

Формирование как прямой, так и обратной температурной стратификации, а тем более трансформация прямой стратификации в обратную и наоборот сопровождается *вертикальной циркуляцией вод в озере*, т. е. *вертикальным перемешиванием*.

Д. Хатчинсон (1969), учтя характер вертикальной плотностной циркуляции в водоеме, обусловленной нагреванием или охлаждением вод, несколько усовершенствовал термическую классификацию Фореля. Хатчинсон выделил озера, во-первых, *амиктические*, которые, находясь весь год подо льдом, по вертикали никогда не перемешиваются; во-вторых, *голомиктические*, подверженные вертикальному перемешиванию до самого дна; в-третьих, *меромиктические*, в которых из-за большой разницы в плотности поверхностных и глубинных слоев, вызванной различием в их минерализации, перемешивание охватывает лишь верхний слой. Голомиктические озера подразделяются, в свою очередь, на *мономиктические* и *димиктические*. *Мономиктические озера* перемешиваются по вертикали лишь один раз в году: либо летом (это теплые озера по классификации Фореля), либо зимой (холодные озера). *Димиктические озера* перемешиваются дважды в год – весной и осенью; это озера умеренного климата по классификации Фореля.

7.7.3. Термический режим озер в условиях умеренного климата

Термический режим озер третьей группы, по классификации Фореля, и димиктических, по классификации Хатчинсона, наиболее сложен. Рассмотрим достаточно 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 существует обратная температурная стратификация (Рис. 7.9, в, 1). В поверхностном слое температура близка к 0°C , в придонном слое – около $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$ (в более мелких водоемах у дна температура немного ниже).

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 теплая и более плотная вода начинает опускаться, а менее теплая и менее плотная – подниматься к поверхности (здесь необходимо вспомнить об аномалии плотности воды в диапазоне $0\text{--}4^{\circ}\text{C}$; см. разд. 1.3.2 и табл. 1.1). Возникшее интенсивное вертикальное конвективное перемешивание вод приведет к выравниванию температуры по вертикали (Рис. 7.9, б, 2), наступает *весенняя гомотермия* (обычно при температуре от 2 до 4°C). В это время создаются благоприятные предпосылки и для вертикального динамического (ветрового) перемешивания. Вода в толще озера обновляется.

В период летнего нагревания в озере устанавливается *прямая температурная стратификация* (Рис. 7.9, 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 $20\text{--}25^{\circ}\text{C}$, в гиполимнионе температура может сохраняться равной $5\text{--}6^{\circ}\text{C}$. Таким образом, в слое скачка температура резко изменяется на величину

до 20°C (при этом вертикальные градиенты температуры иногда достигают 8–10°C на 1 м). Пример вертикального распределения температуры в глубоком озере в летнее время приведен на Рис. 7.10. На рисунке также показано вертикальное распределение содержания кислорода и CO₂, о чем будет подробнее сказано ниже.

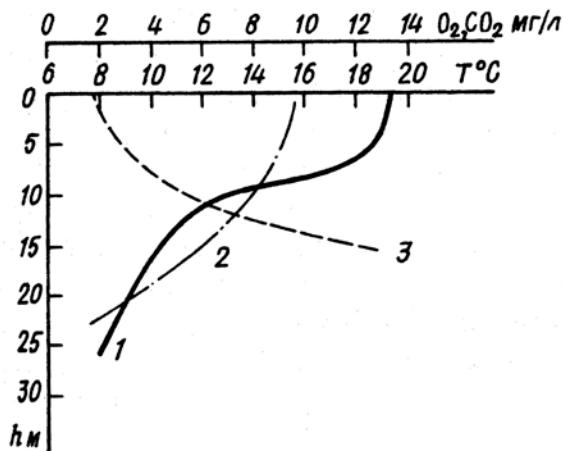


Рис. 7.10. Типичное распределение по глубине температуры воды (1), содержания кислорода (2) и диоксида углерода (3) в глубоком озере в летнее время

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. 7.9, в, 4). Как и во время весенней гомотермии, создаются благоприятные 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 ($5\text{--}6^{\circ}\text{C}$ и выше).

Наконец, наступает *период осеннего (предзимнего) и зимнего охлаждения*. В это время температура в поверхностном слое постепенно понижается до температуры замерзания (0°C для пресных вод), в толще воды устанавливается *обратная температурная стратификация*, а на поверхности озера образуется ледяной покров (Рис. 7.9, в, 1). Температура в придонных слоях снижается до 4°C , а иногда и до $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$, а в очень 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 воды в озерах может вносить сильное ветровое волнение, вызывающее динамическое перемешивание. В мелководных водоемах динамическое перемешивание может в ослабленном виде распространяться до самого дна. В таких случаях в гипolimнии температура воды будет, конечно, выше упомянутых $5\text{--}6^{\circ}\text{C}$. Иногда в результате динамического перемешивания гомотермия в мелководном водоеме может установиться на непродолжительное время даже летом. Кроме того, вызванное сильным ветром и волнением динамическое перемешивание часто приводит к «размыванию» эпилимниона и заглублению слоя скачка. Последующее нагревание поверхностного слоя воды создаст новый эпилимнион и новый слой скачка. В результате в водоеме может сформироваться довольно сложная вертикальная структура вод с 2–3 слоями скачка температуры.

Изменяет распределение температуры и 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 рассмотренном выше глубоком озере схематично представлено на Рис. 7.11. Обращают на себя внимание такие основные особенности внутригодовых изменений температуры воды в озере.

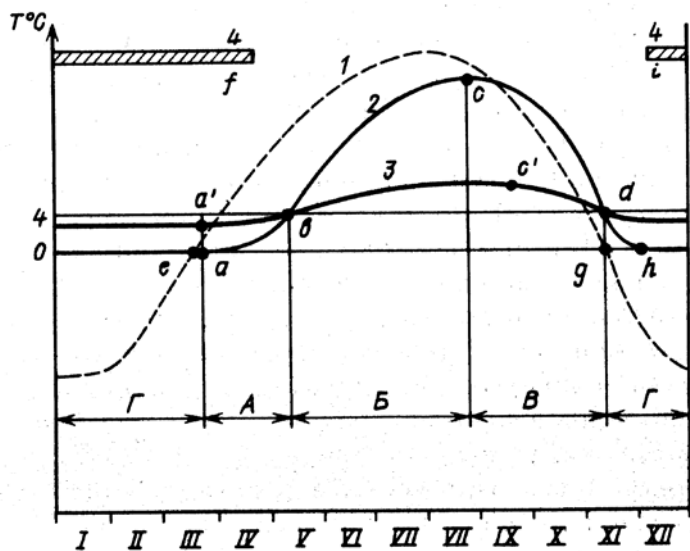


Рис. 7.11. Схема внутригодовых изменений температуры воздуха (1) и температуры воды в поверхностном (2) и придонном (3) слоях глубокого пресноводного озера в умеренных широтах северного полушария, 4 – ледостав; периоды: А – весеннего нагревания, Б – летнего нагревания, В – осеннего охлаждения, Г – предзимнего и зимнего охлаждения (другие обозначения см в тексте)

Во-первых, изменения температуры на поверхности воды отстают от изменений температуры воздуха. Во-вторых, отрицательные значения температура воды в пресноводном озере принимать не может, поэтому среднегодовая температура воды в поверхностном слое озера выше, чем среднегодовая 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°C, то у дна в глубоком озере – всего 2–4°C. Изменения температуры на глубине всегда отстают во времени от ее изменений в вышележащих слоях.

На Рис. 7.11 выделены характерные периоды термического режима глубокого озера. Период весеннего нагревания *A* начинается, когда озеро еще покрыто льдом, но уже температура воды повышается (точка *a*), а заканчивается, когда температура в поверхностном и придонном слоях выравнивается и становится равной приблизительно 4°C (точка *b*). Период летнего нагревания *B* 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°C, 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 озера может отмечаться большая горизонтальная неоднородность

температуры воды, 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. 7.12, 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). Водо- 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. 7.12, б), отделяющий более холодные охлаждающиеся прибрежные воды (с температурой ниже 4°C) от вод с температурой выше 4°C .

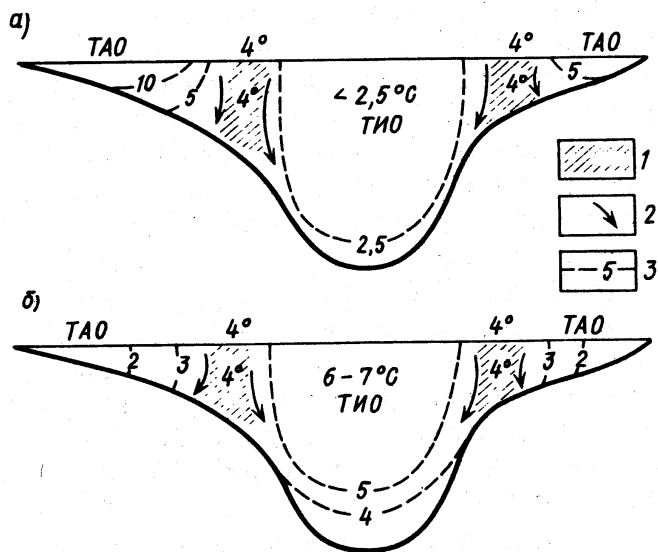


Рис. 7.12. Схема термического бара (по А.И. Тихомирову) весной (а) и осенью (б)
 1 – термический бар, 2 – циркуляция вод, 3 – изотермы

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 отечественным озероведом А.И. Тихомировым (1977).

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 температура воды была 15,5–16,5°С, а у подветренного – всего 5,7–5,8°С.

Термический режим озер с повышенной минерализацией воды существенно отличается от термического режима пресноводных озер. Летом сильно минерализованные воды могут нагреваться до 50–70°С. 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.

Интересное явление (так называемая *термическая инверсия*) наблюдается осенью в прибрежной зоне озер (и морей тоже) с солоноватой и соленой водой, если в этом месте в водоем впадает река. Осенью обычно отмечается заметный контраст в температуре речной воды (она уже охладилась) и морской воды (она еще сохраняет повышенную температуру). В результате в поверхностном слое озера вблизи устья реки вода оказывается холоднее, чем в нижележащих слоях. Вертикальная плотностная устойчивость вод при этом не нарушается: в поверхностном слое располагается хотя и более холодная, но опресненная и поэтому менее плотная вода, а ниже – хотя и более теплая, но более соленая и поэтому более плотная.

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 (например, подледниковые озера в Антарктиде).

У озер третьей группы, находящихся в основном в условиях умеренного климата, так же как и у 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 замерзания (0°C для пресноводных озер, точка *h* на Рис. 7.11). Этот момент, в свою очередь, наступает несколько позже перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C (точка *g*). Ледостав устанавливается позже начала ледовых явлений (точка *l*).

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 полыньях и закраинах (точка *a*) и, наконец, с некоторым запозданием озеро освобождается ото 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 *припаям*. Образованию заберегов и припая 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 России 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, теплоты, поступающей с тальми 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 *закрайками*. 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 25–50‰ (озера с морской соленостью). Озера последней группы иногда называют *соляными*. Воду в озерах с соленостью более 50‰ называют *рассолам*. Озера с соленостью воды выше, чем в океане (35‰) иногда называют минеральными.

Наименьшую минерализацию имеют озера зоны избыточного и достаточного увлажнения. Минерализация вод в озерах Байкал, Онежское, Ладожское менее 100 мг/л (около 0,1‰). В зоне недостаточного увлажнения минерализация озерной воды выше. В Севане соленость воды около 0,7‰, Балхаше 1,2–4,6‰, Иссык-Куле 5–8‰, в Каспийском море 11–13‰. О солености воды в Аральском море и ее быстром возрастании будет специально сказано в разд. 7.10.3. Наибольшую минерализацию озера имеют в условиях засушливого климата. Так, соленость воды в озерах Эльтон и Баскунчак составляет 200–300‰. По данным А.М. Никанорова (1989), в Мертвом море в поверхностном слое соленость воды 262‰, в придонном – 287‰, в Большом Соленом озере в США соленость воды 266‰, в заливе Кара-Богаз-Гол Каспийского моря 291‰.

Солевой баланс озер. Применительно к озерам уравнение солевого баланса можно записать следующим образом:

$$R_{\text{реч}}^+ + R_{\text{поыз}}^+ + R_{\text{х}} = R_{\text{реч}}^- + R_{\text{поыз}}^- + R_{\text{ветр}} + R_{\text{ос}} \pm \Delta R, \quad (7.22)$$

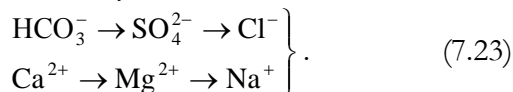
где $R_{\text{реч}}^+$ и $R_{\text{реч}}^-$ – приход и расход солей с поверхностным (речным) стоком, $R_{\text{поыз}}^+$ и $R_{\text{поыз}}^-$ – то же, с подземным стоком, $R_{\text{х}}$ – поступление солей с атмосферными осадками, $R_{\text{ветр}}$ – вынос солей с поверхности озера ветром, $R_{\text{ос}}$ – 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 $R_{\text{кон}}$ и $R_{\text{нач}}$ – конечное и начальное 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: $R = 0,001 \cdot M V$, 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 поступление 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 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^- , в озерах лесной зоны – HCO_3^- и Ca^{2+} , в озерах степной зоны – SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ и K^+ , в озерах пустынь – Cl^- и Na^+ (вода таких озер приближается по своему составу к океанической).

В некоторых озерах вода представляет собой *раскол*, или *рату*, 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 – неперемutable условие жизни и развития большинства водных организмов. В процессе их жизнедеятельности кислород потребляется, а диоксида углерода выделяется. Поэтому к концу летнего периода в глубоких местах озера может возникнуть недостаток кислорода и избыток диоксида углерода (см. Рис. 7.10). 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 озера 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.

Направленность и интенсивность 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 населены *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), *эвтрофные* (озера с большим поступлением питательных веществ, большим содержанием органического вещества, продуцирование которого ведет к пересыщению кислородом поверхностного слоя 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 → эвтрофные → дистрофные озера → болота.

Существенное влияние на эвтрофирование 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 эвтрофированию малые озера, расположенные в густонаселенных районах. Сильно загрязнены и становятся эвтрофными озера в промышленных районах Европы и США. В некоторых Великих американских озерах, начавшееся эвтрофирование, удалось приостановить благодаря водоохранным мерам. Признаки эвтрофирования появились у таких озер, как Ладожское и Онежское.

Наиболее богаты жизнью прибрежные районы озер (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 1,5 м, камыш – 2, кувшинки – 2,5, рдест – около 3 м (Рис. 7.13). По мере накопления донных отложений и повышения дна озера в этом же направлении вдоль склона идет и зарастание озера. Количество 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.

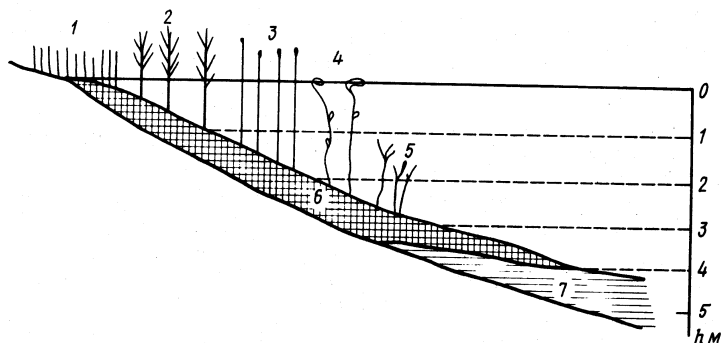


Рис. 7.13. Схема размещения растительности в прибрежной части озера и зарастания озера:
 1 – осока, 2 – тростник, 3 – камыш, 4 – кувшинки,
 5 – рдест, 6 – торф, 7 – сапрпель

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 $R_{\text{э}}$, 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:

$$R_{\text{реч}}^+ + R_{\text{бер}} + R_{\text{э}} + R_{\text{отм}} = R_{\text{реч}}^- + R_{\text{акк}} \pm \Delta R. \quad (7.24)$$

У большинства озер основной вклад в баланс наносов дают $R_{\text{реч}}^+$ и $R_{\text{отм}}$ 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 *торфянистые*. Сапропели образуются в основном в малых и средних эвтрофных озерах лесной зоны. Мощность сапропеля может достигать 30–40 м. О формировании самосадочных солей было сказано в разд. 7.8.1, 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 рек. 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 основные водные массы 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 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, 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), 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, глубинной и придонной водным массам в океанах и морях (см. разд. 10.4).

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 находятся *фронтальный раздел и гидрофронт* (см. разд. 6.14). Расположение водных масс и, соответственно, фронтального раздела и гидрофронта 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 показателей, 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 α .

7.10. ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА КАСПИЙСКОГО И АРАЛЬСКОГО МОРЕЙ

7.10.1. Проблемы, связанные с судьбой Каспийского и Аральского морей

Комплекс проблем, связанных с судьбой Каспийского и Аральского морей, приобрел особую актуальность в начале 1960-х гг. В это время продолжалось быстрое падение уровня Каспийского моря и появились первые признаки начавшегося высыхания Аральского моря. Интерес к этой проблеме объясняется, во-первых, существенными изменениями и природного облика и режима этих озер, произошедшими буквально на глазах одного и того же поколения людей (причем изменения Аральского моря оказались поистине драматическими и могут рассматриваться как крупнейшая в XX в. экологическая катастрофа на Земле); во-вторых, большим экономическим и экологическим значением этих водоемов и заметным ущербом населению, хозяйству и природе, нанесенным изменениями режима Каспия и Арала в последнее время; в-третьих, тем, что результаты изучения реакции береговой зоны Каспия на значительное повышение его уровня в 1978–1995 гг. могут быть использованы в других регионах мира; в-четвертых, большими расхождениями в объяснениях в научной литературе и СМИ не только причин изменений режима этих водоемов, но и того, что вообще в них происходит. Поскольку в

рассматриваемых проблемах важнейшая роль принадлежит факторам гидрологическим, острым вопросам, связанным с судьбой Каспийского и Аральского морей, решено посвятить в учебнике специальный раздел.

Каспийское и Аральское моря, несмотря на различное географическое положение и разную историю развития, имеют много общего.

Первое. Каспий и Арал – одни из самых крупных бессточных озер на Земле (табл. 7.1). Каспийское море – самое большое озеро в мире. По размеру площади оно намного превосходит занимающие второе и третье места озера Верхнее и Виктория. Аральское море в середине XX в. по своему размеру занимало среди озер мира четвертое место. В настоящее время оно это положение утратило, но по-прежнему остается вторым после Каспия крупнейшим бессточным водоемом планеты. Высыхая, оно постепенно приближается по размеру к оз. Балхаш.

Второе. Режим этих озер во многом напоминает морской (частично поэтому эти озера и называют морями). Ветровые течения, термика, режим солености воды, ее солевой состав имеют черты морских, и поэтому изучались в основном специалистами-океанологами, в частности, из Государственного океанографического института и Московского университета. За период с 1970-х по начало 1990-х гг. сотрудниками этих организаций было опубликовано много работ, посвященных гидрологии Каспийского и Аральского морей, в том числе ряд капитальных трудов²⁰.

²⁰ Косарев А.Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. М.: Изд-во МГУ, 1975. Каспийское море. Гидрология и гидрохимия / Под ред. С.С. Байдина и А.Н. Косарева. М.: Наука, 1986. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том VII. Аральское море. Л.: Гидрометеониздат, 1990. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том VI. Каспийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеониздат, 1992.

Третье. Будучи бессточными водоемами, Каспий и Арал не обладают способностью регулировать свой режим, изменяя сток вытекающей из водоема реки, как это происходит у сточных озер. В Каспии и Арале действует другой механизм регулирования режима. В периоды повышенного речного притока уровень и площадь озер увеличиваются, что должно привести к возрастанию потерь воды на испарение (они в этой климатической зоне достаточно велики). Наоборот, при уменьшении притока речных вод, сокращение площади водоема должно привести к уменьшению потерь воды на испарение. Однако эти возможности саморегулирования режима Каспия и Арала ограничены. Поэтому для этих водоемов характерны *значительные вековые и многолетние колебания уровня.*

Четвертое. Крупномасштабные колебания уровня обоих водоемов влекут за собой изменения всех других гидрологических, гидрохимических и экологических характеристик озер, а также возможностей хозяйственного использования природных ресурсов водоемов.

Пятое. У Каспия и Арала велики значения удельного водосбора (для условий середины XX в. 4,7 и 7,9 соответственно). Поэтому режим обоих озер в сильной степени зависит от притока речных вод. Он же формируется в бассейнах впадающих в озера рек и подвержен существенным естественным и антропогенным изменениям. Не имея надежных сверхдолгосрочных климатических прогнозов на обширных территориях и аналогичных прогнозов речного стока, точно предсказать заранее изменения режима Каспия и Арала практически невозможно.

7.10.2. Каспийское море

С 1978 по 1995 г. уровень Каспийского моря быстро повышался, что стало неожиданностью для большинства специалистов. Но после 1995 г. уровень озера стал вновь понижаться. Отмеченные резкие изменения уровня Каспия и его экологические и экономические последствия стали предметом новых исследований²¹.

Уровень Каспийского моря в настоящее время находится на отметке около -28 м абс. (в Балтийской системе высот – БС). В 2013 г. среднегодовой уровень на посту Махачкала составил $-27,69$ м БС. Таким образом, уровень Каспия находится приблизительно на 28 м ниже уровня Мирового океана. При уровне -28 м БС площадь озера составляет $379,56$ тыс. км². Это означает, что изменение уровня воды на 1 см равнозначно увеличению (уменьшению) объема вод в озере на величину около $3,8$ км³ (точно – $3,7956$). Объем вод водоема при уровне -28 м абс. составляет $73,752$ тыс. км³. Деление величины объема на площадь дает среднюю глубину озера 194 м.

Для Каспийского моря характерны сильные ветровые течения (особенно в Северном Каспии), небольшие сейшевые и даже приливные колебания уровня, сильное волнение, значительные нагоны, небольшие изменения солености воды (вдали от устьев рек она равна $11-13\%$). Каспий чрезвычайно богат рыбой; на его долю приходилось около 90% уловов осетровых в бывшем СССР.

²¹ Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря / Под ред. И.А. Шикломанова и А.С. Васильева. СПб.: Гидрометеопедат, 2003. Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Любушкин А.А. Каспийское море. Экстремальные гидрологические события. М.: Наука, 2007. Устья рек Каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и опасные гидрологические явления / Под ред. В.Н. Михайлова. М.: ГЕОС, 2013.

Основная черта Каспия – это неустойчивый режим его уровня. За период плейстоцена (последние 700 тыс. лет), по данным Г.И. Рычагова²², уровень водоема претерпел крупномасштабные колебания в диапазоне около 200 м – от –140 до +50 м БС, т. е. уровень опускался на 112 м ниже и поднимался на 78 м выше современного. В истории Каспия были крупные трансгрессии (бакинская, хазарская, хвалынские, каспийская) и регрессии (например, енотаевская, мангышлакская и др.).

За историческое время (последние 2000 лет) диапазон изменения уровня Каспия составил около 7 м: от –32 до –25 м; самый низкий уровень был во время дербентской регрессии (VI–VII вв.), самый высокий уровень отмечался в XVIII в. Диапазон отметок уровня за последние 1000 лет от –32 до –25 м БС Г.И. Рычагов назвал «зоной риска»; это означает, что в этом диапазоне в современную климатическую эпоху возможны изменения уровня Каспия и этого нельзя не учитывать при хозяйственном освоении побережья.

Надежные данные инструментальных наблюдений за уровнем воды на посту Махачкала имеются лишь с 1900 г. (Рис. 6.7, в в гл. 6). За это время среднегодовой уровень Каспия изменялся в диапазоне от –29,01 (1977 г.) до –25,55 м БС (1903 г.), т. е. почти на 3,5 м.

За 1900–2013 гг. в колебаниях уровня Каспия четко выделяются пять периодов: 1) медленного понижения (1900–1929); 2) быстрого и резкого падения (1930–1941); 3) медленного понижения (1942–1977); 4) быстрого и резкого подъема (1978–1995); 5) медленного понижения в последние годы (1996–2013) (табл. 7.2).

²² Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997.

Таблица 7.2. Данные об изменениях среднегодовых уровней Каспийского моря (Махачкала) в 1900–2013 гг.

Период (число лет)	Уровень воды, м БС		Изменение уровня за период	
	в начале периода	в конце периода	м	см/год
1900–1929 (30)	–25,57	–25,88	–0,31	–1,0
1930–1941 (12)	–25,88	–27,84	–1,96	–16,3
1942–1977 (36)	–27,84	–29,01	–1,17	–3,3
1978–1995 (18)	–29,01	–26,66	+2,35	+13,1
1996–2013 (18)	–26,66	–27,69	–1,03	–5,7

Падение уровня Каспия в 1930–1970-х гг. привело к обмелению прибрежной зоны, выдвигению береговой линии в сторону моря, образованию широких пляжей. Последнее было, пожалуй, единственным положительным следствием падения уровня. Негативных последствий было значительно больше: сократились площади кормовых угодий для рыбного стада в Северном Каспии; обмелевшее устьевое взморье Волги стало интенсивно зарастать водной растительностью, что ухудшило условия прохода рыб на нерест в реку; резко сократились уловы рыбы, особенно ценных пород (осетра, стерляди); уменьшились глубины в судоходных подходных каналах.

Подъем уровня в 1978–1995 гг. привел к еще большим негативным последствиям. Хозяйство и население к этому времени «приспособились» к низкому стоянию уровня Каспия и, к сожалению, уже освоили «зону риска». В результате в зоне затопления и подтопления оказались значительные освоенные территории, особенно в равнинной части Дагестана, в Калмыкии и Астраханской области. От подъема уровня моря

пострадали приморские районы городов Дербент, Каспийск, Махачкала, Сулак, Каспийский (Лагань) и десятки более мелких населенных пунктов. Были затоплены значительные площади сельскохозяйственных угодий. Усилился размыв морского берега (абразия). Пожалуй, единственными (хотя и немаловажными) положительными следствиями подъема уровня Каспия были увеличение глубин и сокращение площадей, занятых на взморье Волги водной растительностью, что улучшило условия миграции рыб и воспроизводства рыбных ресурсов.

В чем же причины быстрых и значительных колебаний уровня Каспийского моря?

В ответах на вопрос о причинах крупномасштабных колебаний уровня Каспия уже давно противостоят две концепции – геологическая и климатическая.

Согласно геологической концепции, к причинам изменения уровня водоема относят процессы двух групп. Процессы первой группы, по мнению геологов, ведут к изменению размеров каспийской впадины и, как следствие, – к изменению уровня водоема. К числу таких процессов относят вертикальные и горизонтальные тектонические движения земной коры, накопление донных осадков, сейсмические явления. Во вторую группу включают процессы, которые, по мнению геологов, воздействуют на подземный сток в море, то увеличивая его, то уменьшая (например, периодическое выдавливание или поглощение вод при сжатии и растяжении горных пород).

Геологические процессы, безусловно, влияют на каспийскую впадину и подземный сток. Однако действуют они медленно и локально. Накопление донных отложений, например, дает прирост отметок дна не более 1 мм в год. Крупномасштабная разгрузка подзем-

ных вод в Каспийское море пока подтверждений не получила. Такой гипотезе противоречат, по мнению геоморфолога Е.Г. Маева и океанолога А.Н. Косарева, например, ненарушенная структура иловых вод на дне моря и отсутствие заметных гидрологических и гидрохимических аномалий в водоеме, которые неизбежно должны были бы сопутствовать разгрузке подземных вод в объемах, достаточных для изменения уровня моря.

Главным же доказательством несущественной роли геологических факторов в режиме всего Каспийского моря является убедительное количественное подтверждение второй – климатической, а точнее – водно-балансовой концепции колебаний уровня Каспия.

Впервые о климатической природе колебаний уровня Каспийского моря написали еще Э.Х. Ленц (1836 г.) и А.И. Воейков (1884 г.). Позже ведущая роль изменений составляющих водного баланса Каспия в колебаниях его уровня неоднократно доказывалась многими гидрологами, океанологами, геоморфологами. Ключевым при таких доказательствах стал анализ уравнения водного баланса Каспия и его составляющих.

Такое уравнение может быть записано в следующем виде:

$$X + Y + W = Z + Y_{\text{КБГ}} \pm \Delta V, \quad (7.25)$$

где X – атмосферные осадки на поверхности водоема, Y – водный сток всех рек, впадающих в море, W – подземный сток, Z – испарение с водной поверхности водоема (кроме залива Кара-Богаз-Гол), $Y_{\text{КБГ}}$ – отток вод в залив Кара-Богаз-Гол (там воды полностью тратятся на испарение), $\pm \Delta V$ – изменение объема вод в

море. Обычно члены уравнения (7.25) задают в км³/год или пересчитывают в см/год.

Наиболее достоверные и новые данные о водном балансе Каспийского моря приведены в табл. 7.3.

Как следует из табл. 7.3, полученные воднобалансовым расчетом величины изменения уровня водоема в целом хорошо соответствуют данным наблюдений. Это как раз и подтверждает обоснованность климатической (воднобалансовой) концепции колебаний уровня Каспия. Уровень моря повышается тогда, когда приходная часть водного баланса (прежде всего водный сток рек) возрастает и начинает превышать расходную часть; уровень понижается, если приток вод сокращается. Роль изменений атмосферных осадков и испарения в колебаниях уровня Каспия значительно меньше.

Показательна важная роль стока Волги в водном балансе Каспия и колебаниях его уровня (Рис. 6.7, в гл. 6, табл. 7.3). В маловодные и средние по водности периоды Волга дает около 73–78% стока всех рек в Каспий и более 60% приходной части его водного баланса. А в исключительно многоводный период 1978–1995 гг. Волга дала 87% всего речного притока в море и почти 68% приходной части водного баланса моря (табл. 7.3).

Таблица 7.3. Среднегодовые величины составляющих водного баланса и морфометрических характеристик Каспийского моря по характерным периодам XX – начала XXI вв.

Период (годы)	Средние			Сток рек $\Delta V_6 / \Delta H_6$	В том числе сток Волги, $\Delta V_6 / \Delta H_6$	Осадки, км ³ /см	Полезный сток, км ³ /см	Испарение км ³ /см	Сток в залив КБГ, км ³ /см	$\Delta W_6 / \Delta H_6$ км ³ /см	ΔH_{Φ} , см	ΔH_n , см
	уровень моря, м БС	объем вод моря, тыс. км ³	площадь моря, тыс. км ²									
1900– 1929 ¹ (30)	-26,08	78,81	404,2	<u>332,4</u> 82,3	<u>251,2</u> 62,1	<u>70,0</u> 17,3	<u>5,0</u> 1,2	<u>390,3</u> 96,6	<u>21,8</u> 5,4	<u>-5,8</u> -1,4	-1,2	-0,2
1930– 1941 ¹ (12)	-26,81	78,54	394,4	<u>268,6</u> 68,1	<u>200,4</u> 50,8	<u>72,1</u> 18,3	<u>5,0</u> 1,3	<u>397,0</u> 100,7	<u>12,4</u> 3,1	<u>-63,7</u> -16,2	-15,6	-0,6
1942– 1977 (36)	-28,28	77,96	369,0	<u>275,3</u> 74,5	<u>234,6</u> 63,6	<u>70,9</u> 19,3	<u>4,0</u> 1,1	<u>354,7</u> 96,1	<u>9,8</u> 2,7	<u>-14,5</u> -3,9	-3,3	-0,6
1978– 1995 (18)	-27,77	78,16	379,1	<u>315,0</u> 83,1	<u>274,1</u> 72,3	<u>86,1</u> 22,7	<u>4,0</u> 1,0	<u>348,7</u> 91,9	<u>8,7</u> 2,3	<u>47,7</u> 12,6	13,6	1,0
1996– 2010 (15)	-27,06	78,46	391,7	<u>287,4</u> 73,4	<u>248,2</u> 63,4	<u>75,3</u> 19,2	<u>4,0</u> 1,0	<u>378,3</u> 96,6	<u>16,3</u> 4,2	<u>-27,9</u> -7,1	-6,8	-0,3

Примечания. Расчеты составляющих водного баланса проведены Р.Е. Никоновой (Государственный океанографический институт).¹ – данные по Б.Д. Зайкову (1946); ΔH_6 – «балансовые» изменения уровня, рассчитанные методом водного баланса; ΔH_{Φ} – фактические изменения уровня моря; ΔH_n – невязка между ΔH_6 и ΔH_{Φ} .

О большом влиянии водного стока Волги на многолетние изменения уровня Каспия свидетельствует и сходство графика колебаний уровня и нормированной интегральной кривой среднегодовых расходов воды Волги (Рис. 6.7, б, в в гл. 6). Проведенный анализ еще раз подтвердил воднобалансовую природу колебаний уровня Каспия.

Хотя в многолетних колебаниях уровня Каспия главная роль принадлежит фактору климатическому, важное значение имеет также и влияние на уровни воды хозяйственной деятельности. Изъятие больших объемов воды на заполнение водохранилищ, водозабор на хозяйственные нужды, потери воды на испарение с поверхности водохранилищ, безусловно, сократили приток речных вод в Каспий. И со временем объем этого «недополученного» водоемом стока возрастал (см., например, табл. 6.12 в гл. 6), и поэтому фактический (наблюденный) уровень моря постепенно становился все ниже и ниже по сравнению с «естественным», т. е. с тем, который был бы при отсутствии влияния антропогенного фактора (этот уровень определяют путем воднобалансовых расчетов). Немного повлияли на уровень Каспия и перекрытие пролива, соединяющего море с заливом Кара-Богаз-Гол в 1980 г., его частичное и полное открытие соответственно в 1984 и 1992 гг. Перекрытие пролива уменьшило потери воды на испарение и тем самым ускорило рост уровня моря, открытие – наоборот, несколько замедлило повышение уровня моря.

По расчетам В.Н. Малинина (1994), совокупное влияние всех видов хозяйственной деятельности уменьшило фактический уровень Каспия по сравнению с «естественным» к началу 1960-х гг. всего на 5 см, к 1965 г. (когда большой объем воды пошел на наполнение крупных водохранилищ) – уже на 76 см, к

1980 г. – на 127 см, к 1990 г. – на 157 см. В настоящее время разница между «естественным» и фактическим уровнем, по-видимому, составляет около 180 см. Заметим, что если к наивысшему уровню Каспия (около – 26,7 м БС в 1995 г.) прибавить упомянутую разницу (в 1995 г. – около 1,6 м), то получим как раз верхний предел диапазона, названного Г.И. Рычаговым «зоной риска» – около –25 м БС.

Вопрос о возможных колебаниях уровня Каспийского моря в будущем остается открытым. Надежные сверхсрочные прогнозы речного стока – ведущего фактора в изменениях уровня моря – тем более в условиях нестационарности климата, пока отсутствуют. В настоящее время можно говорить лишь о том, что уровень Каспия в обозримой перспективе не может превысить, с учетом влияния антропогенного фактора, –26...–26,5 м БС. В ближайшие же годы возможно и некоторое понижение уровня (например, до –28 или –28,5 м БС). О возможности такого снижения свидетельствует тенденция изменения уровня моря в 1995–2013 гг. (см. Рис. 6.7, в и табл. 7.2).

7.10.3. Аральское море

Подобно Каспию Аральское море – также водоем с очень изменчивым уровнем. В далеком прошлом происходили периодические трансгрессии и регрессии Арала. Это было в основном связано с тем, куда впадала Амударья – в Арал, Сарыкамышскую впадину или через Узбой в Каспийское море. По данным А.С. Кесь²³, в позднем плейстоцене Амударья впадала в Арал, и его уровень стоял на отметках 68–72 м БС (т. е. значительно более высоких, чем до 1960-х гг.). В нижнем и среднем голоцене (вплоть до II тысячелетия

²³ Кесь А.С. Естественная история Аральского моря и Приаралья // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1991. № 4.

до н. э.) Амударья впадала в Сарыкамышскую впадину и по Узбою – в Каспий. Уровень воды в Арале в то время был очень низким (30–35 м БС), т. е. близким к современному. В II–I тысячелетиях до н. э. Амударья вновь впадала в Арал, и его уровень повысился до 58–60 м БС. В дальнейшем Амударья еще несколько раз поворачивала на запад, что приводило к понижению уровня Арала. Наиболее продолжительные регрессии Арала были в IV–VI, XIII и XIV–XVI вв., когда уровень водоема снижался до 40–41 м БС. В VII–XIII вв. и в XVII в. сток Амударьи в Арал полностью восстановился, и уровень водоема составлял 50–55 м БС. В этом диапазоне уровень озера колебался вплоть до середины XX в.

Совсем недавно, всего 60–70 лет назад, Аральское море представляло собой уникальный водоем среди пустынь Средней Азии, который славился обилием рыбы, пляжами, голубой водой. Дельты рек Амударьи и Сырдарьи были своеобразными зелеными оазисами среди пустынь; природные богатства дельт составляли густые заросли тростника, непроходимые тугайные леса, озера, населенные рыбой, водоплавающей птицей и ондатрой, сенокосные угодья, орошаемые земли и пастбища. Арал в то время получал регулярное питание водой впадающих в него рек – Амударьи и Сырдарьи и имел почти стабильный уровень на отметке около 53 м БС.

Однако в 1960–1970-х гг. ситуация резко изменилась. Начиная с 1961 г. уровень Арала стал быстро понижаться, а само озеро высыхать. За последующие годы уникальный водоем утратил свой прежний природный облик (см. космические снимки на Рис. 7.14).

Систематические экспедиционные гидрологические исследования Аральского моря прекратились с начала 1990-х гг.; в это же время были закрыты гидрологические посты на о-вах Лазарева и Барсакельмес. После этого единственным способом контроля за состоянием Арала стали съемки из космоса.

В Московском университете разработана специальная методика расчета неизвестных характеристик Арала (уровня, объема вод и даже солености воды) по данным о площади водоема и его частей, полученных с помощью космических снимков²⁴.

В основу методики положены: 1) выраженные аналитически связи между уровнем водоема и его отдельных частей с их площадью и между уровнем и соответствующими объемами (эти связи получены с помощью детальной карты рельефа дна Арала на 1961 г.); 2) эмпирическая зависимость между объемом водоема и соленостью воды по данным наблюдений до 1990 г. С помощью указанной методики (она была проверена по данным за те годы, когда уровни и соленость воды еще измерялись) рассчитаны некоторые характеристики Арала за период начиная с 1990 г.

²⁴ Михайлов В.Н., Кравцова В.И., Гуров Ф.Н. Изменения гидрологического состояния и береговой линии Аральского моря // Современные глобальные изменения природной среды. Том 2. М.: Научный мир, 2006.

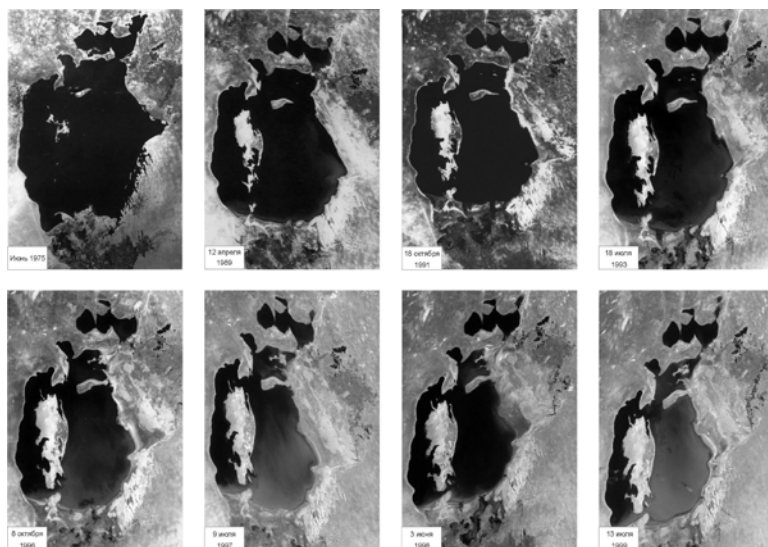


Рис. 7.14. Изменения очертаний Аральского моря за 1975–1999 гг. (космические снимки)

Новые данные о состоянии Аральского моря были экспедициями, Института океанологии РАН (ИО РАН)²⁵. Этим институтом совместно с научными институтами Узбекистана и Казахстана за 2002–2013 гг. было проведено 15 экспедиций. Главным объектом исследований была глубокая западная часть Большого Арала. Некоторые результаты экспедиционных исследований ИО РАН в 2002–2013 гг. приведены в табл. 7.4.

²⁵ Большое Аральское море в начале XXI века. Физика, биология, химия / Под ред. П.О. Завьялова. М.: Наука, 2012.

Таблица 7.4. Сведения об уровне, солености и температуре воды в Большом море по материалам экспедиций ИО РАН

Дата	Часть Большого моря	Уровень, м БС	Соленость, ‰		Температура, °С	
			поверхность	дно	поверхность	дно
Ноябрь 2002 г.	запад	30,47	82	94	10	15
Октябрь 2003 г.	запад	30,50	85	96	14	2
Апрель 2004 г.	запад	–	86	87	5	1
Август 2004 г.	запад	30,71	91	87	25	2
	пролив	–	100	100	23	23
Октябрь 2005 г.	запад	30,12	98	101	18	4
	пролив	–	132	132	17	17
	восток	–	130	134	15	15
Март 2006 г.	запад	30,20	99	–	–	2
Сентябрь 2006 г.	запад	29,60	101	98	19	3
Ноябрь 2007 г.	запад	29,18	104	115	10	11
Июнь 2008 г.	запад	29,28	104	107	23	2
Август 2009 г.	запад	27,64	114	114	24	5
Апрель 2010 г.	запад	–	115	–	11	–
Сентябрь 2010 г.	запад	26,79	117	132	20	12
Ноябрь 2013 г.	запад	–	–	–	12	5

Примечание. Прочерк означает отсутствие данных.

Основные сведения о многолетних изменениях состояния Аральского моря приведены в табл. 7.1 и 7.5.

Радикальные изменения коснулись всех физико-географических, гидрологических и экологических характеристик водоема.

Таблица 7.5. Некоторые характеристики Аральского моря и их изменения

Год	Уровень, м БС	Площадь, км ²			Объем всего моря, км ³	Средняя глубина, м	Соленость воды в Большом море, ‰
		Большого моря	Малого моря	всего Арала			
1945	52,76	59840	6230	66070	1053	15,9	–
1950	52,83	59980	6250	66230	1057	16,0	–
1955	53,17	60660	6350	67010	1078	16,1	–
1960	53,41	61140	6420	67560	1093	16,2	9,9
1965	52,30	58920	6090	65010	1025	15,8	10,7
1970	51,42	57160	5830	62990	972	15,4	11,4
1975	49,01	52340	5103	57443	825	14,4	13,8
1980	45,76	47000	4294	51294	650	12,7	16,9
1985	41,95	41170	3400	44570	466	10,5	23,1
1989	39,10	36450	3000	39450	347	8,8	32
1990	$\frac{38,5^1}{40,0}$	35500	3000	38500	325	8,4	33
1995	$\frac{36,1}{39,5}$	29800	2800	32600	252	7,7	42
2000	$\frac{34,0}{39,5}$	23900	2800	26600	193	7,2	$\frac{65^2}{63}$
2002	$\frac{30,5}{39,5}$	16000	2800	18800	128	6,8	$\frac{110}{82}$
2005	$\frac{30,1}{42,0}$	–	–	–	–	–	$\frac{130}{101}$
2007	$\frac{29,4}{42,0}$	10700	3270	13960	102	–	$\frac{=}{104}$

Примечания.

¹ После разделения Аральского моря на два водоема в 1989 г. уровень дан в двух вариантах: в числителе – в Большом море, в знаменателе – в Малом море;

² с 2000 г. соленость воды дана отдельно для восточной части Большого моря (числитель) и западной (знаменатель). Прочерк означает отсутствие данных.

Начавшееся в 1960-х гг. высыхание Аральского моря привело в 1989 г. к его разделению на две части: Малое море (Малый Арал) на севере и Большое море (Большой Арал) на юге. Оба этих водоема соединял проток, сформировавшийся на месте узкой части Аральского моря – пролива Берга. По этому протоку из Малого моря сбрасывались излишки поступающей в водоем сырдарьинской воды. В Большое море поступала небольшая часть стока Амударьи.

Чтобы сохранить находящееся на территории Казахстана Малое море в качестве ценного рыбохозяйственного водоема, в 2005 г. через проток была сооружена бетонная плотина с водосбросным гидротехническим сооружением. В результате этого мероприятия режим Малого моря был зарегулирован. Уровень в водоеме установился на отметках 40–42 м БС, его площадь и объем «законсервировались» на величинах 2800–3200 км² и 20–27 км³.

Облик Большого моря продолжал быстро изменяться (Рис. 7.14 и 7.15).

Береговая линия Большого моря и его мелководной восточной части переместилась на довольно большие расстояния и выровнялась. Высохли многие заливы (в особенности на востоке и юге водоема), острова сомкнулись с берегом и превратились в полуострова. Практически высохла дельта Амударьи. Приблизительно в 2001 г. соединился с южным берегом Арала о. Возрождения, самый большой остров в водоеме. Постепенно произошло разделение Большого моря на две части – глубоководную западную, примыкающую к плато Устюрт, и мелководную восточную. Эти части Большого моря часто называют западным и восточным бассейнами. Максимальная глубина в восточной части Большого моря была в 2002 г. всего около 6 м.

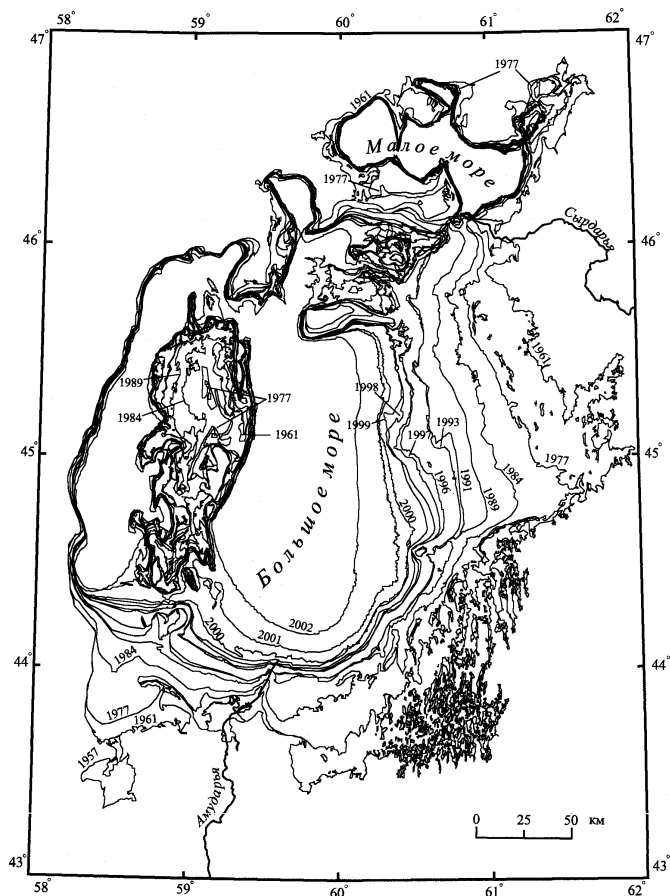


Рис. 7.15. Схема изменений береговой линии Аральского моря с 1957 по 2002 г.

Схема составлена В.И. Кравцовой по космическим снимкам

Водообмен между восточной и западной частями Большого моря осуществляется по узкому и глубокому проливу на севере западного бассейна.

За 1960–2007 гг. (Рис. 7.16, табл. 7.5) уровень Большого Арала снизился с 53,4 до 29,4 м БС, т. е. на 24 м. Наиболее быстро уровень снижался в 1975–1985 гг.

(Рис. 7.16). В некоторые годы уровень падал почти на метр. За этот период площадь всего Арала и Большого моря сократилась в 4,8 и 5,8 раз соответственно (табл. 7.5). Объем вод в Большом море за это время уменьшился с 1010 до 75 км³, т. е. в 13,5 раз.

По мере уменьшения объема Арала быстро (почти «зеркально» по отношению к понижению его уровня и уменьшению ее объема) увеличивалась соленость его вод. До начала падения уровня соленость вод Арала была схожа с соленостью вод Каспия и составляла 10–11‰. К концу 1980-х гг. соленость превысила 25‰, т. е. водоем изменил свой класс с солоноватого на соленый. Приблизительно в 1992–1993 гг. соленость вод Арала достигала средней солености вод Мирового океана (35‰). К 2000 г. Большое море вновь изменило свой класс: его вода из соленой превратилась в рассол ($S > 50‰$). Экспедиции ИО РАН выявили увеличение солености воды в Большом море до 100–130‰. При этом обнаружено, что в мелководной восточной части Большого моря осолонение вод шло быстрее, чем в западной. Таким образом, с 1960 г. соленость воды возросла приблизительно во столько же раз, во сколько уменьшился объем водоема. Это свидетельствует о том, что между соленостью S и объемом вод V существует связь, близкая к гиперболической $S \sim k/V$, и что общая масса солей в водоеме изменилась незначительно.

Существенно изменился термический режим водоема. Весной и летом обширные мелководья стали лучше прогреваться, и температура воды здесь немного возросла. Зимой поверхностные воды стали сильно охлаждаться, так как, согласно формуле 1.3 в гл. 1, при солености воды 100 и 130‰ температура замерзания составляет соответственно $-5,4$ и $-7,0^\circ\text{C}$. Большое море зимой вовсе перестало замерзать.

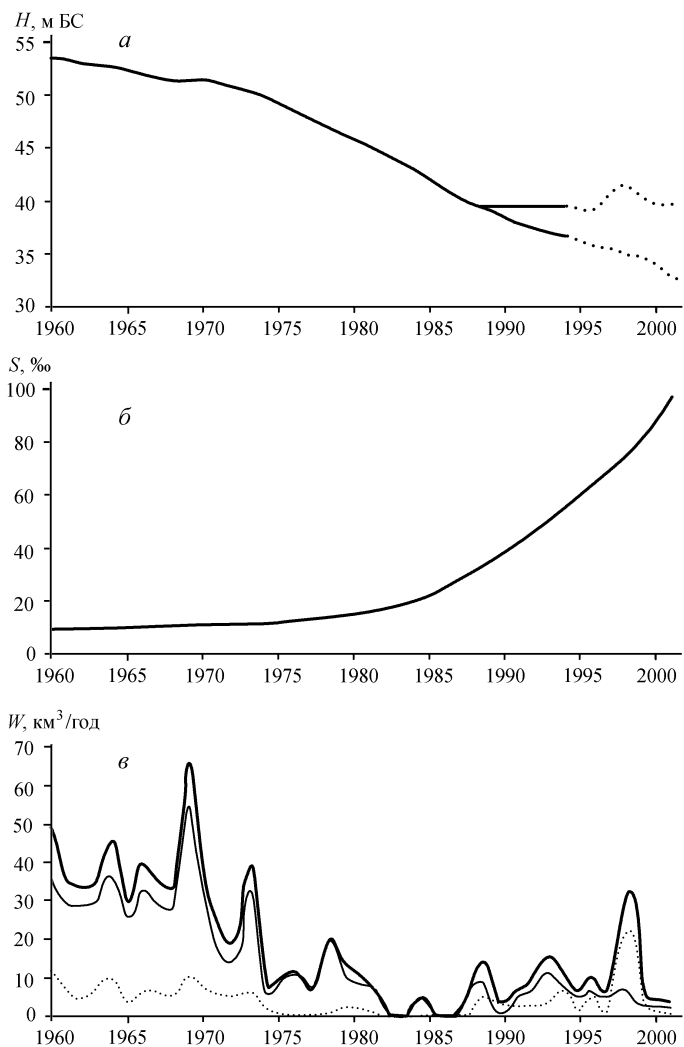


Рис. 7.16. Изменение гидрологических характеристик Аральского моря
 а – уровня моря (м БС): отдельно Большого моря – 1 и Малого моря – 2; б – солености воды (‰); в – стока рек, впадающих в водоем: отдельно Амударьи – 3, Сырдарьи – 4 и обеих рек в сумме – 5

В глубокой западной части Большого моря во время экспедиций ИО РАН обнаружена хорошо выраженная стратификация вод, при этом различия в температуре воды на поверхности и у дна оказались значительно больше, чем различия в солености воды (табл. 7.4).

Нарушилась экосистема Арала. Вымерли все пресноводные и солоноватоводные организмы. Резко сократился видовой состав водных организмов и общая биомасса водоема.

Ухудшились природные условия не только самого озера, но и всего Приаралья. Водоем стал оказывать зимой сильное охлаждающее влияние на окружающие территории. Уменьшилось влагосодержание воздуха. Увеличилась повторяемость пыльных бурь, усилился ветровой вынос песка и солей с высохшей части водоема, превратившейся в солончак. Происходит прогрессирующее опустынивание всего Приаралья.

В чем же причины высыхания и деградации Аральского моря?

Как и в случае с Каспийским морем, в объяснении причин значительного понижения уровня Арала противостоят геологическая и воднобалансовая концепции. Так, например, некоторые геологи считают, что между котловинами Арала и Каспия существует подземный переток вод, который периодически изменяет свое направление; суть другой геологической гипотезы состоит в том, что имеется односторонний подземный переток из русла Амударьи в Каспий, особенно активизирующийся после землетрясений.

Упомянутые гипотезы пока подтверждения не получили. Однако убедительно доказано, что, во-первых, все изменения уровня, размеров и режима Арала могут быть объяснены на основе анализа уравнения водного баланса, во-вторых, главная причина

этих изменений – значительное антропогенное сокращение водного стока Амударьи и Сырдарьи.

Уравнение водного баланса Аральского моря до его разделения на две самостоятельные части можно записать в таком виде:

$$Y_{\text{АА}} + Y_{\text{СА}} + X = Z \pm \Delta V, \quad (7.26)$$

где $Y_{\text{АА}}$ и $Y_{\text{СА}}$ – сток воды рек Амударьи и Сырдарьи, X – осадки на поверхность озера, Z – испарение, $\pm \Delta V$ – изменение объема озера. Результаты одного из последних расчетов водного баланса Арала²⁶ приведены в табл. 7.6.

Таблица 7.6. Водный баланс Аральского моря

Период (число лет)	Приход, км ³ /год см/год		Расход, км ³ /год см/год	Результирующий баланс, км ³ /год см/год	Изменение уровня за период, см по расчетам по наблюдениям
	речной сток	осадки	испарение		
1911–1960 (50)	<u>56</u>	<u>9</u>	<u>66</u>	<u>=1</u>	<u>=50</u>
	85	14	100	-1	-
1961–1970 (10)	<u>43</u>	<u>8</u>	<u>65</u>	<u>-14</u>	<u>-220</u>
	69	13	104	-22	-199
1971–1980 (10)	<u>17</u>	<u>6</u>	<u>55</u>	<u>-32</u>	<u>-570</u>
	29	11	97	-57	-566
1981–1985 (5)	<u>2</u>	<u>7</u>	<u>46</u>	<u>-37</u>	<u>-385</u>
	4	15	96	-77	-381
1985–1988 (3)	<u>11</u>	<u>6</u>	<u>47</u>	<u>-30</u>	<u>-219</u>
	28	15	116	-73	-228

Примечание. Прочерк означает отсутствие данных

²⁶ Бортник В.Н., Кука В.И., Цыцарин А.Г. Современное состояние и возможное будущее Аральского моря // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1991. №4.

Из табл. 7.6 следует, что результаты расчета хорошо совпадают с данными наблюдений и что места для каких-либо заметных подземных потерь вод из Арала в таком анализе не находится. Полученные результаты свидетельствуют о том, что практически единственный фактор, определяющий многолетние колебания уровня Арала – это изменение водного стока Амударьи и Сырдарьи. Таким образом, причина понижения уровня Аральского моря и его деградации – воднобалансовая, а именно – значительное сокращение водного стока рек Амударьи и Сырдарьи. Полагают, что это сокращение приблизительно на 20% объясняется климатическими причинами (усилением засушливости всей Средней Азии) и на 80% – антропогенным фактором.

О значительном антропогенном сокращении стока Амударьи уже говорилось в гл. 6. Крупномасштабный забор воды на орошение привел к тому, что к 1980–1990-м гг. водные ресурсы обеих рек были практически исчерпаны. Из Рис. 7.16 также видно, как неуклонно снижался сток Амударьи и Сырдарьи в Аральское море. В отдельные годы эти реки вообще не доносили свою воду до Арала. В 1982 г. сброс воды Амударьи по основному руслу в Арал был прекращен: у кишлака Кызылджар построили глухую насыпную плотину, и весь остаточный сток реки направили на орошение левобережной части дельты и обводнение ее высыхающих водоемов. В 1982, 1985 и 1986 гг. приток амударьинских вод в Арал полностью отсутствовал. Точно также не было поступления сырдарьинских вод в Арал в 1982–1987 гг. Только лишь в многоводные годы в конце 1980-х – начале 1990-х гг. часть речного стока попадала в Арал.

Тенденция к ухудшению природных условий Приаралья скорее всего сохранится.

Вместе с тем, не исключена некоторая (возможно временная) стабилизация режима Большого моря. По-видимому, в настоящее время этот водоем приблизился к равновесному состоянию водного баланса (и к «уровню тяготения»), соответствующего современной величине водного стока Амударьи, поступающему в водоем. В дальнейшем, в зависимости от межгодовых колебаний этого стока уровень Большого моря может изменяться в диапазоне 27–29 м БС.

Очевидно, что спасти Аральское море практически невозможно. Восстановить его в том виде, какое это озеро имело до 1961 г., невозможно; для этого понадобилось бы подать в водоем не менее 900 км³ воды. Единственные меры, которые можно осуществить, чтобы сохранить некоторые заливы моря и озера дельты Амударьи – это отгородить их от остальной части высыхающего водоема и обеспечить их амударьинской водой. Такие проекты разрабатывались еще в 1980-х гг., но осуществлены не были.

7.11. ОСОБЕННОСТИ ПОДЛЕДНИКОВОГО ОЗЕРА ВОСТОК В АНТАРКТИДЕ

В 1970-х гг. с помощью спутниковых данных в Восточной Антарктиде советскими учеными было обнаружено крупное подледниковое озеро. Оно находилось вблизи советской антарктической станции Восток и поэтому получило такое же название. В последующее время озеро изучали с помощью сейсмических методов.

Водоем находится под ледяным щитом мощностью 3500–4000 м. Озеро вытянуто в меридиональном направлении. Его длина около 300 м, ширина от 40 до 80 км. Озеро разделено подводным гребнем на две котловины. Глубина в северной части озера составляет

около 400 м, в южной – 800 м. По приближенным оценкам, площадь озера достигает 15,7 тыс. км². Объем озера точно не известен, но очевидно, что и по площади и по объему (не менее 7,8 тыс. км³) оно превосходит многие крупные озера мира (табл. 7.1).

На дне озера обнаружен мощный слой донных отложений толщиной 200–400 м.

Воды озера находятся под большим давлением (до 300 атмосфер, или $3 \cdot 10^7$ Па). При таком давлении (см. Рис. 1.3 в гл. 1) лед тает, а вода замерзает при отрицательной температуре. По данным В.М. Котлякова (2006), температура воды на границе со льдом в озере Восток составляет от $-2,4$ до $-3,2^\circ\text{C}$.

По некоторым данным, температура воды у дна достигает 10°C . Полагают, что причина нагревания вод озера – подземные геотермальные источники.

Гляциологи считают, что оз. Восток изолировалось от атмосферы и было «закупорено» ледником не менее чем 0,5–1 млн лет назад.

Первое бурение ледяной толщи, достигшее вод озера, было проведено российскими специалистами в феврале 2012 г. При этом были приняты технические меры, чтобы не допустить загрязнения вод озера. Первая проба озерной воды была поднята на поверхность 5 февраля 2012 г.

По сообщению Арктического и антарктического научно-исследовательского института в Санкт-Петербурге, утром 25 января 2015 г. были продолжены буровые операции в глубокой скважине на станции Восток. За один день были выполнены два буровых рейса с получением ледяного керна. После первого рейса на поверхность подняли керн длиной 87 см, а после второго – 71 см. Одновременно во втором рейсе был осуществлен экологически чистый забор воды.

Мощность пробуренной толщи ледника составила 3769,15 м. Таким образом пробурена самая глубокая из всех ледниковых скважин, когда-либо пробуренных на Земле. Вода из поверхностного слоя подледникового озера под влиянием давления поднялась вверх на 25 м.

Оз. Восток, находящееся под четырехкилометровым слоем льда, считается ближайшим «земным» аналогом подледных океанов, которые, как предполагается, находятся на некоторых спутниках планет-гигантов Юпитера и Сатурна.

Изучение образцов воды из оз. Восток предпринимается отчасти и для того, чтобы оценить вероятность существования каких-либо форм жизни в подобных экстремальных условиях в других местах Солнечной системы. По мнению ученых, давление и температура в оз. Восток для микроорганизмов могут быть приемлемы, но озерная вода перенасыщена кислородом, ее концентрация в 800 мг/л значительно превышает «земную» норму – 14 мг/л. При содержании кислорода более 70 мг/л обычные бактерии погибают. В результате первого проникновения в оз. Восток были выявлены два вида микроорганизмов, для которых не нашлось аналогов в мировой базе данных. Но эти пробы оказались довольно сильно загрязненными буровой жидкостью, поэтому найденные бактерии нельзя считать жителями именно оз. Восток.

Считается, что обнаружение подледникового оз. Восток стало последним выдающимся географическим открытием в XX в.

7.12. ВЛИЯНИЕ ОЗЕР НА РЕЧНОЙ СТОК. ХОЗЯЙСТВЕННОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОЗЕР

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, теплоты 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 пресных озерах мира, – 91 тыс. км³, в то время как в реках одновременно находится лишь 2,12 тыс. км³ воды. Обновление вод в озерах происходит во много раз медленнее, чем в реках. Поэтому, 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, теплоты и других компонентов речного стока (в широком понимании этого термина). Реки, вытекающие из крупных озер, как правило, несут меньше солей и наносов. Так, Селенга приносит в оз. Байкал воду с минерализацией 100–250 мг/л и мутностью 100–250 г/м³; в воде р. Ангары, вытекающей из этого 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 *сточные 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 озера K_v (формула (7.14)). Чем больше объем озера по сравнению с объемам годового водного стока реки, вытекающей из водоема, тем меньше K_v и более равномерен сток.*

Озера оказывают, таким образом, регулирующее влияние не только на сток воды, но и на сток солей, наносов, теплоты.

Температура воды рек, вытекающих из глубоких озер, в период нагревания ниже, а в период охлаждения – выше, чем на незарегулированных водоемах рек 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, на внутриматериковый влагооборот, 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, увеличивая разнообразие видового состава, численность, биомассу 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 защиты природных ресурсов озер (особенно бессточных) неразрывно связана с

рациональным использованием и охраной водных ресурсов в бассейнах рек, питающих эти озера. Это особенно хорошо видно на примере Аральского моря, судьба которого неразрывно связана с использованием водных ресурсов в бассейнах рек Амударьи и Сырдарьи (разд. 7.10). Изменение режима Аральского моря, вызванное резким сокращением стока впадающих в него рек, – наглядный пример крупномасштабного крайне негативного воздействия хозяйственной деятельности на природу.

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 рек.

Водоохранилища стали сооружать еще в глубокой древности для обеспечения водой населения и орошаемого земледелия. Одним из первых на Земле считается водоохранилище с плотиной Сада-эль-Кафара, созданное в древнем Египте в 2950–2750 гг. до н. э.

Самыми старыми водоохранилищами в России считают Алапаевское на р. Нейва у г. Алпаевск, построенное в 1704 г., и Вышневолоцкое на р. Шлина и ее притоке Цна у г. Вышний Волочек, сооруженное в 1719 г. (К.К. Эдельштейн, 2014).

В XX в. водоохранилища стали сооружать повсеместно. В настоящее время на земном шаре более 60 тыс. больших и малых водоохранилищ; ежегодно в строй вступает несколько сот новых водоохранилищ. Общая площадь всех водоохранилищ мира около 400 тыс. км², а с учетом подпруженных озер – 600 тыс. км². Суммарный полный объем водоохранилищ мира достиг почти 6,4 тыс. км³ (см. табл. 3.1). Многие реки земного шара – Волга, Днепр, Ангара, Миссури, Колумбия, Колорадо, Парана и другие – превращены в каскады водоохранилищ. В скором времени водоохранилищами будет зарегулировано более 2/3 речных систем земного шара.

8.1. НАЗНАЧЕНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ И ИХ РАЗМЕЩЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Более 95% объема всех водохранилищ мира сосредоточено в крупных водоемах с полным объемом более 0,1 км³ каждое. В настоящее время таких водохранилищ более 3000 (табл. 8.1). Большинство из них находится в Азии и Северной Америке (по 31%), а также в Европе (20%).

Таблица 8.1. Изменение количества (числитель) и полного объема (км³) (знаменатель) крупных (с объемом более 0,1 км³) новых водохранилищ, по данным А.Б. Авакяна (2002)

Часть света	до 1900	1901–1950	1951–1960	1961–1970	1971–1980	1981–1990	1991–2000	Всего
Северная Америка	<u>25</u> 8,4	<u>342</u> 344,7	<u>178</u> 254,4	<u>216</u> 534,0	<u>113</u> 339,0	<u>34</u> 176,9	<u>23</u> 24,1	<u>931</u> 1681,5
Центральная и Южная Америка	<u>1</u> 0,3	<u>22</u> 8,8	<u>30</u> 28,8	<u>54</u> 96,9	<u>88</u> 251,5	<u>51</u> 349,1	<u>34</u> 159,8	<u>280</u> 895,2
Европа	<u>2</u> 3,3	<u>104</u> 121,7	<u>113</u> 175,0	<u>172</u> 189,4	<u>24</u> 103,6	<u>76</u> 49,3	<u>35</u> 14,3	<u>603</u> 656,6
Азия	<u>5</u> 1,7	<u>47</u> 17,9	<u>161</u> 293,6	<u>215</u> 640,0	<u>222</u> 484,1	<u>138</u> 321,5	<u>149</u> 226,3	<u>937</u> 1985,1
Африка	<u>1</u> 0,1	<u>15</u> 15,0	<u>21</u> 381,1	<u>24</u> 364,4	<u>57</u> 173,7	<u>52</u> 56,6	<u>15</u> 25,2	<u>185</u> 1016,1
Австралия и Новая Зеландия	–	<u>10</u> 10,6	<u>21</u> 20,1	<u>18</u> 15,5	<u>27</u> 42,4	<u>12</u> 5,9	<u>2</u> 0,45	<u>90</u> 95,0
Всего в мире	<u>41</u> 13,8	<u>540</u> 518,7	<u>524</u> 1153,0	<u>699</u> 1840,2	<u>601</u> 1394,3	<u>363</u> 959,3	<u>258</u> 450,2	<u>3026</u> 6329,5

Интересно проследить изменение количества и объема крупных (объемом более $0,1 \text{ км}^3$) водохранилищ мира в XX в. (табл. 8.1). В начале века таких водохранилищ было всего 41, а их суммарный объем не достигал и 14 км^3 . Наиболее интенсивное сооружение водохранилищ происходило в послевоенные годы, особенно в 1960-х и 1970-х гг. В 1961–1970 гг. в мире было сооружено 699 крупных водохранилищ, в 1971–1980 гг. – 601. В 1980–1990-х гг. крупных водохранилищ стали строить меньше.

Данные о наиболее крупных по объему и площади водохранилищах земного шара приведены в табл. 8.2. Самую большую площадь имеет водохранилище Вольта, а самый большой объем – водохранилище Виктория (при этом объемы и площади подпруженных озер не учитывались).

Согласно оценкам Государственного гидрологического института (2008), полный и полезный объем водохранилищ России составляет соответственно 790 и 324 км^3 , а площадь – $62,4$ тыс. км^2 . По другим данным (К.К. Эдельштейн, 2014), эти цифры больше – 860 км^3 и 67 тыс. км^2 ; по этим данным, число крупных водохранилищ (с объемом более $0,1 \text{ км}^3$) в нашей стране – более 100.

Таблица 8.2. Крупнейшие водохранилища России и зарубежных стран

Водохранилище	Страна	Река, озеро	Объем, км ³		Площадь, км ²		Напор у плотины, м	Год заполнения
			полный	полезный	полная	в том числе подпруженного озера		
Виктория (Оуэн-Фолс)	Уганда, Танзания, Кения	Виктория-Нил, оз. Виктория	205	205	76000	68000	31	1954
Братское	Россия	Ангара	169	48,2	5470		106	1967
Кариба	Замбия, Зимбабве	Замбези	160	46,0	4450		100	1959
Насер (Сада-эль-Аали)	Египет, Судан	Нил	157	74,0	5 120		95	1970
Вольта	Гана	Вольта	148	90,0	8480		70	1967
Гури	Венесуэла	Карони	135	–	4250		162	1986
Красноярское	Россия	Енисей	73,3	30,4	2000		100	1967
Зейское	Россия	Зея	68,4	32,1	2420		98	1974
Кахора-Баса	Мозамбик	Замбези	630	51,8	2740		128	1974
Усть-Илимское	Россия	Ангара	59,4	2,8	1870		88	1977
Куйбышевское	Россия	Волга	58,0	34,6	5900		29	1957
Иркутское (Байкальское)	Россия	Ангара, оз. Байкал	47,6	46,6	32970	31 500	30	1959
Санься (Три ущелья)	Китай	Янцзы	39,3	22,2		1084	175	2010
Миа (Гувер)	США	Колорадо	36,8	33,5	631		170	1936
Вилойское	Россия	Вилой	35,9	17,8	2170		68	1972
Саньмынься	Китай	Хуанхэ	35,4	12,1	2350		90	1962
Пауэлл (Глен-Каньон)	США	Колорадо	33,4	25,7	645		200	1964
Волгоградское	Россия	Волга	31,4	8,2	3115		27	1960

Продолжение табл. 8.2

Онтарио (Ирокуэй)	Канада, США	Святого Лаврентия, оз.Онтарио	29,9	29,9	19560	19500	23	1958
Саяно-Шушенское	Россия	Енисей	29,1	14,7	633		220	1987
Итайпу	Бразилия, Парагвай	Парана	29,0	19,0	1350		165	1984
Рыбинское	Россия	Волга	25,4	16,7	4 550		18	1949
Цимлянское	Россия	Дон	23,6	11,5	2700		26	1953
Яспрета-Апише	Аргентина, Парагвай	Парана	21,0	–	–		–	1994
Колымское	Россия	Колыма	14,6	6,5	440		117	1983
Онежское (Верхнесвирское)	Россия	Свирь, оз. Онежское	13,8	13,1	9930	9700	17	1952
Саратовское	Россия	Волга	12,4	1,8	1830	–	15	1968
Камское (Пермское)	Россия	Кама	12,2	9,2	1915	–	21	1956
Франклин Рузвельт	США	Колумбия	11,8	6,45	318		105	1941

Примечания. Данные по монографии А.Б. Авакяна, В.П. Салтанкина, В.А. Шарапова (1987) с уточнениями и дополнениями по Энциклопедии «Реки и озера мира» (2012). Естественный объем воды в подпруженном озере не включен в полный объем водохранилища, поэтому в этих случаях полный и полезный объемы водохранилища либо близки, либо совпадают. При отсутствии подпруженного водохранилищем озера соответствующая графа не заполнена. Прочерк означает отсутствие данных.

Из водохранилищ России наибольший полный объем имеет Братское водохранилище, а площадь – Куйбышевское (табл. 8.2).

Сооружение водохранилищ – пример крупного техногенного вмешательства в природу в условиях неравномерного естественного распределения водных ресурсов в пространстве и особенно во времени. Водохранилища решают целый ряд важнейших социально-экономических задач, удовлетворяя потребности людей в воде или защищая их 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. С помощью водохранилищ регулируют речной водный сток для нужд гидроэнергетики, так и с целью предотвращения наводнений. Искусственные водоемы используют также для рыбного хозяйства, водного транспорта, рекреации (отдыха людей), водного спорта.

При большинстве водохранилищ имеется *гидроузел* – совокупность гидротехнических сооружений, обеспечивающих функционирование водохранилища и комплексное использование его ресурсов. Гидроузел обычно включает плотину с водосбросами, гидроэлектростанцию (ГЭС), судоходные шлюзы рыбопропускные устройства. ГЭС при водохранилищах служат важными источниками электроэнергии. Сведения о наиболее крупных ГЭС, сооруженных одновременно с водохранилищами на реках, приведены в табл. 8.3.

Гидрологический режим водохранилищ управляет-ся 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 водообмене в речных системах, оказываются под заметным влиянием комплекса природных факторов, и поэтому начинают подчиняться закономерностям, свойственным естественным водным объектам – рекам и особенно озерам.

Таблица 8.3. Крупнейшие ГЭС на реках мира

Водохранилище	ГЭС	Страна	Река	Проектная мощность	Год пуска
Санься	Санься	Китай	Янцзы	18,2	2010
Итайпу	Итайпу	Бразилия, Парагвай	Парана	14,0	1984
Гури	Гури (им. Симона Боливара)	Венесуэла	Карони	10,3	1986
Франклин Рузвельт	Гранд-Кули	США	Колумбия	6,5	1941
Саяно-Шушенское	Саяно-Шушенская	Россия	Енисей	6,4	1986
Красноярское	Красноярская	Россия	Енисей	6,0	1968
Братское	Братская	Россия	Ангара	2,4	1967

Водохранилища – своеобразные водные объекты, новый природно-техногенный компонент ландшафта. Они преобразуют режим рек, влияют (иногда – 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

Водохранилища могут быть подразделены на типы (Рис. 8.1) по характеру ложа, способу его заполнения водой, географическому положению, характеру регулирования стока.

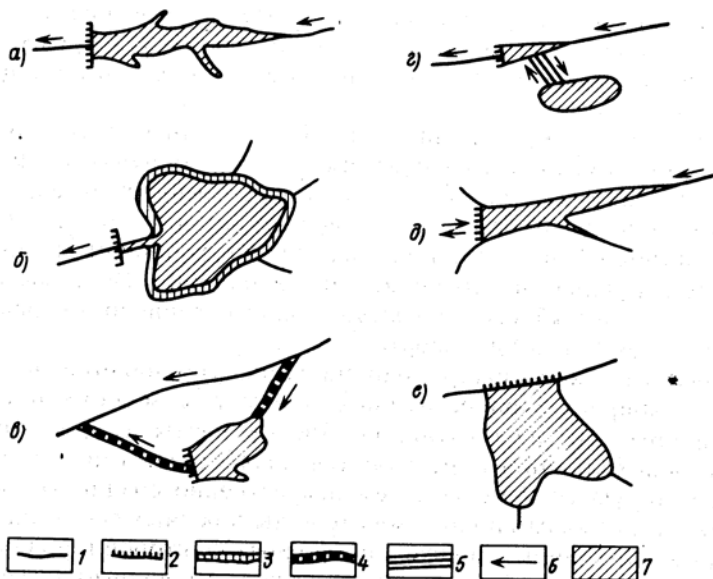


Рис. 8.1. Основные типы водохранилищ, по А.Б. Авакяну, В.П. Салтанкину, В.А. Шарапову (1987)
 а – долинное запрудное, б – котловинное запрудное (подпруженное озеро), в – котловинное наливное, г – котловинное наливное при гидроаккумулирующей электростанции, д – долинное запрудное в эстуарии при приливной 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

По морфологическому строению ложа, согласно К.К. Эдельштейну (1998, 2014), водохранилища делят на два основных типа – *долинные* и *котловинные*. К долинным относятся водохранилища, ложем которых служит часть речной долины. Такие водохранилища возникают после сооружения на реке плотины. 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 относятся подпруженные (зарегулированные) озера и водохранилища, расположенные в изолированных низинах и впадинах, в отгороженных с помощью дамб от моря заливах, лиманах, лагунах, а также в искусственных выемках (карьерах, копанях). Иногда выделяют промежуточный тип водохранилищ – *долинно-котловинные*.

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, согласно А.Б. Авакяну и др. (1987), делят на *горные*, *предгорные*, *равнинные* и *приморские*. Первые из них сооружают на горных реках, такие водохранилища обычно узкие и глубокие и имеют *напор*, т. е. величину повы-

пнения уровня воды в реке в результате сооружения плотины 200 м и более. Глубина у горных водохранилищ часто достигает 100–200 м, величина сработки – до 50–100 м. В предгорных водохранилищах обычно высота напора не более 50–100 м. У предгорных водохранилищ максимальная глубина до 100 м, средняя – 30–35 м, величина сработки – 10–20 м. Равнинные водохранилища обычно широкие и мелкие, высота напора – не более 30 м. У равнинных водохранилищ наибольшая глубина – до 25 м, средняя 5–9 м, величина сработки – в пределах 2–7 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 на Украине, водохранилище Эйсселмер в Нидерландах, образованное 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,

иногда требует переноса на новое место населенных пунктов, предприятий, дорог. При сооружении горных водохранилищ больших затоплений территории не происходит.

Система водохранилищ на реке называется *каскадом*.

По **степени регулирования речного водного стока** (см. разд. 6.15.3, Рис. 6.29) 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

При описании морфологических и морфометрических характеристик водохранилищ применимы те же показатели, что и для озер (см. разд. 7.3). *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 сброски*. Накопление нужного объема воды сопровождается повышением уровня до некоторой оптимальной величины. Такой уровень обычно достигается к концу периода наполнения, может поддерживаться плотиной в течение

длительного времени и называется *нормальным подпорным уровнем* (НПУ) (Рис. 8.2). В редких случаях, во время высокого половодья или больших паводков, допускается временное превышение НПУ на 0,5–1 м. Такой повышенный уровень называют *форсированным подпорным уровнем* (ФПУ). Предельно возможным снижением уровня воды в водохранилище является достижение *уровня мертвого объема* (УМО), сработка ниже которого вообще невозможна.

Объем водохранилища, находящийся ниже УМО, называется *мертвым объемом* (МО). Для регулирования стока и периодической сработки используется объем водохранилища, находящийся между УМО и НПУ. Этот объем называют *полезным объемом* (ПО) *водохранилища*. Сумма полезного и мертвого объемов дает *полный объем*, или *емкость водохранилища*. Объем воды, заключенный между НПУ и ФПУ, называют *резервным объемом*. Именно этот объем воды участвует в процессе наполнения и сработки водохранилища и в регулировании водного стока реки.

Согласно К.С. Лосеву и К.К. Эдельштейну (Экологическая энциклопедия, том 1, 2008), доля полезного объема в полном объеме водохранилищ в среднем для всех водохранилищ мира составляет 62%. Эта доля наибольшая у водохранилищ Африки (75%) и наименьшая – у водохранилищ Европы (53%). У водохранилищ России она составляет в среднем 44%, что заметно меньше общемировой. Такая малая доля полезного объема водохранилищ несколько снижает их водохозяйственную эффективность, но и благоприятствует самоочищению воды в водохранилище и развитию водных биоценозов.

В пределах запрудного водохранилища выделяют несколько зон: *зону переменного подпора*, *верхнюю*, *среднюю* и *нижнюю* (Рис. 8.2).

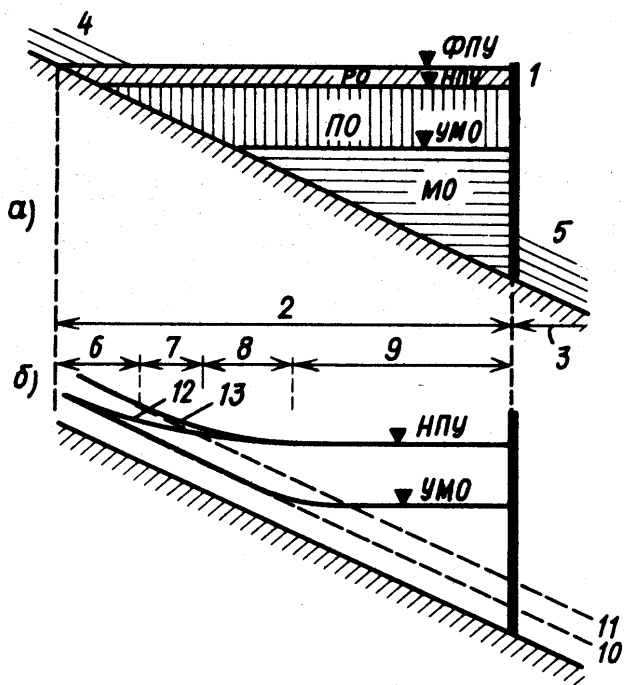


Рис. 8.2. Основные элементы (а) и зоны (б) водохранилища (по А.Б. Авакяну, В.П. Салтанкину, В.А. Шарарову)

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.

8.4. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ВОДОХРАНИЛИЩ

Водный баланс водохранилищ так же, как и водный баланс озера, 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%.

Исключения 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 (годовая величина осадков 1400 мм), а на долю испарения 25% расходной части водного баланса (годовое испарение с поверхности водохранилища 1570 мм). Велико значение коэффициента K_z и для водохранилищ Насер на р. Нил ($K_z = 13\%$, $z_{\text{BAXD}} = 2000$ мм в год), Кариба на р. Замбези ($K_z = 14\%$, $z_{\text{BAXD}} = 1670$ мм в год), Мид на р. Колорадо ($K_z = 10\%$, $z_{\text{BAXD}} = 2100$ мм в год). Все три последних водохранилища расположены в условиях очень засушливого климата («индекс сухости» $z_{\text{в}}/x$ для них равен соответственно 2000; 2,8 и 20,6).

Для водохранилищ, находящихся в условиях избыточного и достаточного увлажнения, $Y_{\text{ип}} < Y_{\text{ст}}$, т. е. ниже водохранилища происходит некоторое увеличение речного водного стока. Наоборот, в условиях недостаточного увлажнения $Y_{\text{ип}} > Y_{\text{ст}}$, и в водохранилищах теряется часть водного стока, причем тем больше, чем больше величина $\bar{x}_{\text{вазд}} - x_{\text{вазд}}$ и площадь водохранилища.

Интенсивность 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 России значения $K_{\text{в}}$ находятся в пределах 0,3–10, т. е. период условного обновления вод в этих водохранилищах составляет приблизительно от 3 лет 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 за 2–3 года).

Как показал М.А. Фортунатов (1979), для более детальной оценки характера водообмена в водохранилищах необходимо коэффициенты условного водообмена $K_{\text{в}}$ и периоды условного водообмена $\tau_{\text{в}}$ рассчитывать отдельно для полного и полезного объемов водохранилища. Для полезного объема величина $K_{\text{в}}$ больше, а $\tau_{\text{в}}$ меньше, чем для полного.

Колебания уровня воды в водохранилищах – в основном следствие искусственно регулируемого процесса наполнения и сработки водохранилища (Рис. 8.3) и могут быть оценены с помощью полного уравнения водного баланса водоема (7.3).

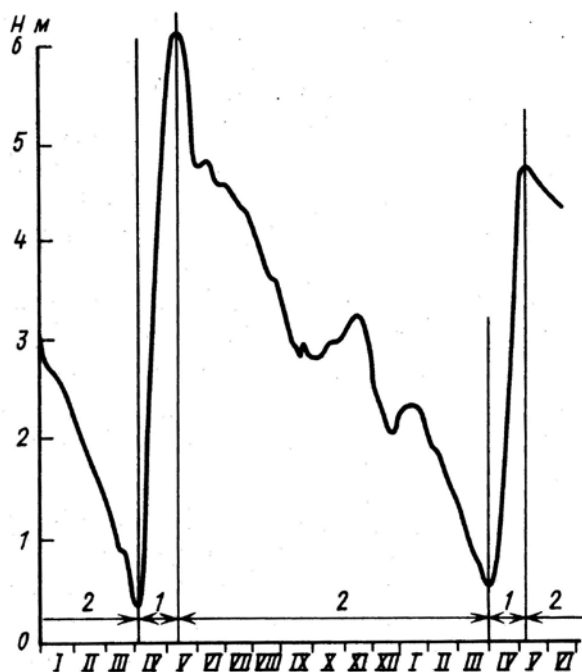


Рис. 8.3. Типичный график изменения уровня воды в водохранилище в течение года
 1 – наполнение, 2 – сработка полезного объема водохранилища

В период наполнения, обычно во время 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 интенсивность 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.

Так же, как и на озерах, на водохранилищах (особенно на мелководьях) 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), но 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 слабопроточных участков водохранилищ, где обычно наблюдается температурная стратификация.

Своеобразен термический режим водохранилищ, специально используемых для охлаждения вод, сбрасываемых с тепловых и атомных 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 в тех же географических условиях. 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 и многолетним регулированием большие объемы льда оседают на берегах.

8.6. ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ И ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВОДОХРАНИЛИЩ

Особенности гидрохимического и гидробиологического режимов водохранилищ определяются в основном тремя факторами: 1) интенсивностью водообмена, 2) характером грунтов и растительности в зонах затопления и подтопления и 3) режимом накопления и сброски 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). 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. 7.13) в водохранилищах с большими колебаниями уровня выражена значительно слабее.

8.7. ЗАИЛЕНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ И ПЕРЕФОРМИРОВАНИЕ ИХ БЕРЕГОВ

Водоохранилища, 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 первые десятилетия существования этих водоемов), а в расходной – аккумуляция наносов $R_{\text{акк}}$ и сброс наносов с водой в нижний бьеф $R_{\text{реч}}^-$.

Так, по Н.А. Зиминовой, 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 $\tau_{3\lambda}$ в годах можно приближенно определить по формуле

$$\tau_{3\lambda} = V_{\text{мо}} / W_R (1 - \sigma), \quad (8.1)$$

где $V_{\text{мо}}$ – мертвый объем водохранилища (м^3), W_R – среднегодовой 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 $W_R = \bar{R} \cdot 31,56 \cdot 10^6 / \rho_{\text{отл}}$, где \bar{R} – среднегодовой расход наносов в кг/с , $31,56 \cdot 10^6$ – количество секунд в среднем году, $\rho_{\text{отл}}$ – 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 Иваньковском 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.А. Вендрова (1979), 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, по разным оценкам, к увеличению объема вод суши приблизительно на 6,4–6,6 тыс. км³ и замедлению водообмена приблизительно в 4–5 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 бывшего 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 в результате 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 водного стока реки по сравнению с естественными условиями (до сооружения водохранилища) может быть оценено с помощью уравнения

$$\Delta W = (\bar{z}_в - \bar{z}_с) \cdot (F_{\text{ВХД}} - F_{\text{р}}) \cdot 10^{-6}, \quad (8.2)$$

где ΔW – величина уменьшения годового объема водного стока, км³, $\bar{z}_в$ и $\bar{z}_с$ – годовое испарение с водной поверхности и суши, мм, $F_{\text{ВХД}}$ и $F_{\text{р}}$ – 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 водного стока рек. В условиях недостаточного увлажнения, а в особенности в условиях засушливого климата, когда «индекс сухости», по М.И. Будыко, $\bar{z}_в/x > 3,0$, а $\bar{z}_в$ значительно превышает $\bar{z}_с$, сооружение водохранилищ приводит к существенным потерям водного стока рек.* По расчетам А.А. Соколова, процент уменьшения речного водного стока в результате сооружения водохранилищ возрастал по территории Европейской части бывшего СССР с севера на юг и достигал максимума в засушливых районах Средней Азии.

Во всех водохранилищах мира, по данным ГГИ, в 1980 г. терялись на испарение 120 км³ воды в год, т. е. около 3% водного 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 должны были возрасти до 220 км³/год. В России больше всего теряют на испарение водохранилища Бухтарминское (1,5 км³/год), Куйбышевское и Волгоградское (по 1,1 км³/год).

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 (1989), *сооружение водохранилищ привело к увеличению на 27% устойчивого меженного речного водного 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 осыханию речных пойм и дельт, что может нанести серьезный ущерб хозяйству. Осушение пойм в зоне избыточного увлажнения – явление положительное, способствующее их хозяйственному освоению, а повышенный сток ниже водохранилищ в летнюю межень – мелиорации пойм и обеспечению на них устойчивого земледелия с весны до осени.

В то же время, водохранилища служат *мощными поглотителями биогенных и загрязняющих веществ благодаря процессам деструкции, осаждения и биоседиментации*. Однако, по мнению К.К. Эдельштейна (1998), это положительное воздействие водохранилищ на качество воды может быть реализовано лишь при правильном режиме эксплуатации водохранилища, при условии ограничения антропогенной нагрузки на качество воды и принятии природоохранных мер на водосборе водоема. В некоторых случаях потребуется и реконструкция самого водохранилища.

В результате сооружения водохранилищ и отложения в них наносов *существенно уменьшается и сток наносов рек*. По некоторым оценкам, под влиянием водохранилищ сток наносов всех рек мира уменьшился не менее чем на четверть, а некоторых рек – в 200–250 раз (см. разд. 6.10.4).

Уменьшение стока наносов рек вследствие их отложения в водохранилищах может вызвать нарушение баланса наносов в устьях рек и стимулировать волновое разрушение морского края дельты, как это уже произошло в устье Нила после возведения Высотной Асуанской плотины и создания водохранилища Насер в 1970 г., а также в устье Сулака после сооружения Чиркейского водохранилища в 1974 г. и устье Эбро после строительства водохранилищ Мекиненса и Рибарроха в 1964 и 1969 гг. соответственно.

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, это способствует 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 (1989), суммарная площадь такого затопления в мире в конце XX в. составила приблизительно 240 тыс. км², что равно 0,3% земельных ресурсов суши. Площади затопления на территории бывшего СССР, по данным С.Л. Вендрова (1979), составила 80 тыс. км². По данным К.К. Эдельштейна (1998), в результате сооружения водохранилищ озерность территории России возросла с 2,1 до 2,5%.

Очевидно, что период строительства крупных водохранилищ, приводящих к большим затоплениям земель, окончился. В последнее время отдается явное предпочтение сооружению небольших водохранилищ, в частности, в горных и предгорных районах.

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 нерести рыб многих пород; нередко ухудшается качество воды вследствие возникновения в некоторые периоды года дефицита кислорода в придонных слоях гниения затопленных остатков деревьев и кустарников, 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; проведение комплекса природоохранных мероприятий на водосборе водохранилища, восстановление на нем 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 болото — 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 солонатоводных 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 земного 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 достаточного 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.

Зарастание или заболачивание водоемов свойственно в основном условиям умеренного климата. Оно обычно начинается с берегов (первичные фазы зарастания

водоемов рассматривались в разд. 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 зарастание 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, по данным ГГИ (2008), около 2,7 млн км², или около 2% площади суши. В них сосредоточено более 11 тыс. км³ воды, или 0,03% пресных вод гидросферы (см. табл. 3.1). Общая площадь болот всех типов на Земле, по данным Е.Я. Каца (1971), еще больше – до 3,5 млн км². Наиболее заболоченные материка – Южная Америка (70% территории) и Евразия (18%).

В России общая площадь торфяных болот составляет 0,6 млн км², а с учетом заболоченных земель общая площадь всех болот равна 1 млн км² (37% площади болот мира и 5,9% территории страны). Запасы воды в болотах России, по оценкам РосНИИВХ, составляют около 3 тыс. км³. Наиболее велика заболоченность Западной Сибири. Здесь болота покрывают 0,32 млн км² и содержат около 1 тыс. км³ воды. Заболоченность северной части Западной Сибири достигает 50%, а в некоторых районах – 70%.

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 солоноватоводные 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).

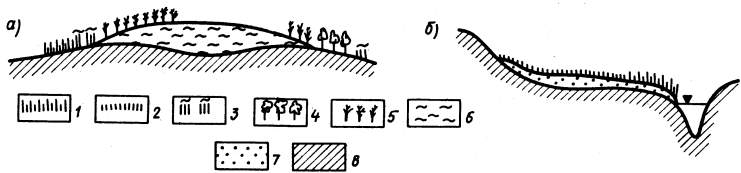


Рис. 9.1. Схема верхового (а) и низинного (б) торфяного болота:

микрорландшафты: 1 – осоковые, осоково-тростниковые, осоково-гишновые, 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 застою 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 низинных болот – наличие близлежащего водоема или водотока, неглубокое положение уровня грунтовых вод, преобладание в водном питании поверхностных и грунтовых вод – поставщиков минеральных биогенных веществ.

Характерной чертой низинных болот являются эвтрофные 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-мочажинки, 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, очень типичными микроландшафтами, по К.И. Иванову (1975), 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.

В последнее время широкое распространение получило понятие «водно-болотные угодья» (wetlands – «ветланды»). Согласно Экологической энциклопедии (том 1, 2008), *водно-болотные угодья* – это земли, постоянно или временно покрытые небольшим слоем воды. В Рамсарской конвенции дано следующее определение: водно-болотные угодья (wetlands) – это болота, торфяники, неглубокие естественные или искусственные постоянные или временные, стоячие или проточные, пресные, солоноватые или соленые, неглубокие водоемы (в том числе в береговой зоне морей).

Водно-болотные угодья представляют большую экологическую ценность, как правило, они обладают большим биоразнообразием и высокой биопродуктивностью. Эти объекты служат местом бурного развития водной и околоводной растительности, нереста и

откорма рыб, обитания водоплавающих птиц, их гнездования и отдыха при миграциях.

Водно-болотные угодья служат регуляторами стока воды, наносов, растворенных веществ.

Основные типы водно-болотных угодий: изолированные заболоченные депрессии; земли, увлажненные в результате поступления подземных вод; лагуны и соленые марши; низинные болота; заболоченные поймы рек; арктические болота; верховые болота на междуречьях (водоразделах); зарастающие озера.

Водно-болотные угодья распространены на Земле повсеместно. Крупнейшие водно-болотные угодья в мире – природная область Пантанал в Бразилии, Боливии и Парагвае.

Часть водно-болотных угодий, равная 87,7 млн км², объявлена имеющей международное значение и требующая охраны. Во многих странах мира ведутся работы по сохранению водно-болотных угодий. Например, в Нидерландах обводняют ранее осушенные польдеры, в дельте Дуная восстанавливают некоторые высохшие озера, в низовьях рек Тигр и Евфрат в Ираке перестали осушать болота, ранее предназначавшиеся под сельскохозяйственное освоение, в дельтах Годавари и Замбези возрождают вырубленные мангровые заросли. В России площадь земель, которые признаются в качестве водно-болотных угодий, достигает 20% территории страны. К таким землям можно отнести тундровые болота, обширные верховые болота, плавни в поймах и дельтах рек.

Наиболее известные, крупные и ценные водно-болотные угодья в России²⁷ – это Большое Васюганское болото в Новосибирской, Томской и Омской

²⁷ Водно-болотные угодья России. Том 2. Ценные болота. М.: Wetlands International. Publication № 49, 1999.

областях с площадью 52 тыс. км², Салымо-Юганская болотная система в Тюменской области и Ханты-Мансийском АО (15 тыс. км²), Верхневолжский болотный комплекс в Тверской области (2,5 тыс. км²), Камско-Бакалдинская группа болот в Нижегородской области (2,26 тыс. км²), Сельгоно-Харпинские болота в Хабаровском крае (1,58 тыс. км²), Усинское болото в республике Коми (1,39 тыс. км²).

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.

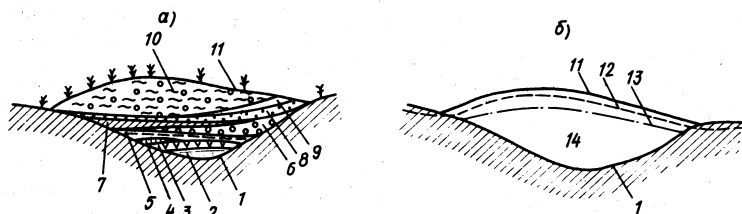


Рис. 9.2. Схема слоистого строения торфяной залежи (а) и деятельного и инертного слоев (б) верхового болота:

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 – пушинцево-сфагновый торф, 10 – сфагновый торф с пнями сосны, 11 – поверхность болота, 12 – уровень грунтовых вод, 13 – нижний горизонт деятельного слоя, 14 – инертный слой

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 толщу 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 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 среднеголетнему 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.

Основное движение воды происходит путем фильтрации в деятельном слое. Скорость движения воды (см/с) можно рассчитать по формуле Дарси для ламинарного движения воды в пористой среде (см. разд. 5.4):

$$u_{\text{ф}} = K_{\text{ф}} I, \quad (9.1)$$

где $K_{\text{ф}}$ – коэффициент фильтрации торфяной залежи, I – уклон уровня грунтовых вод в болоте. Значение $K_{\text{ф}}$ обычно находится в пределах 10^{-2} – 10^{-6} см/с. Коэффициент фильтрации быстро уменьшается с глубиной. Он сильно зависит от степени разложения растительных остатков и самого торфа: с ростом разложения $K_{\text{ф}}$ быстро уменьшается, так как при этом уменьшаются размеры пор и увеличивается содержание мелких и мельчайших фракций торфа. Зимой деятельный слой болота в условиях холодного и умеренного климата обычно промерзает и водоотдача болота резко уменьшается.

Поверхность болота, как уже отмечалось, может быть вогнутой, плоской или выпуклой. Характерными элементами рельефа болота служат: положительные – гряды, кочки, бугры; отрицательные – мочажины, межкочечные и межбугровые понижения.

Гряды – это отдельные вытянутые в длину повышенные участки болота, отделенные друг от друга вытянутыми, сильно обводненными понижениями – мочажинами. Гряды и мочажины обычно вытянуты

вдоль горизонталей и располагаются концентрически вокруг наиболее высоких точек болота. *Бугры* сложены торфом и обычно связаны с явлением морозного выпучивания в условиях лесотундры; высота бугров до нескольких метров. *Кочки* также состоят из торфа и связаны с неравномерным распределением растительного покрова и накопления торфа.

Болота имеют специфическую гидрографическую сеть, включающую болотные водоемы, болотные водотоки и топи.

К *болотным водоемам* относятся болотные озера и озерки. *Болотные озера* – это относительно крупные водоемы (с площадью до 10 км² и глубинами до 10 м), имеющие торфяные берега, иногда плавающие моховые сплавины. *Озерки* – водоемы меньших размеров; они обычно приурочены к местам перегибов поверхности болота и, как правило, располагаются большими группами, включающими десятки, а иногда и сотни озерков. Водоемы в болотах по своему происхождению бывают первичными, сохранившимися остатками тех водоемов, которые существовали еще до начала формирования болота, и вторичными, возникшими уже в процессе заболачивания суши или эволюции болота.

Болотные водотоки (речки и ручьи) представлены как заторфованными и зарастающими первичными водотоками, существовавшими еще до образования болота, так и вторичными водотоками, сформировавшимися в процессе болотообразования. И те, и другие водотоки способствуют дренажу болот. Течение воды во вторичных водотоках обычно очень медленное, а расходы воды в них небольшие. Своеобразные водные объекты болот – *топи*, т. е. сильно переувлажненные участки с разжиженной торфяной залежью. Здесь практически отсутствует деятельный слой, и уровень грунтовых вод стоит выше поверхности торфа.

9.4. РАЗВИТИЕ ТОРФЯНОГО БОЛОТА

Развитие торфяного болота – закономерный взаимосвязанный процесс накопления торфа (в результате роста, отмирания и частичного разложения растительности) и изменения водного режима торфяной залежи.

Водный режим не только создает начальные условия возникновения болота (при заболачивании суши или зарастании водоема), но и влияет на последующие фазы его развития. Накопление торфа ведет к изменению водного режима, а оно, в свою очередь, вызывает изменение условий существования растений и их видового состава, изменения интенсивности роста и разложения растительной массы и накопления торфа. Эти взаимодействующие процессы и приводят к развитию торфяного болота, проявляющемуся в постепенном накоплении торфа, увеличении мощности торфяной залежи и повышении поверхности болота; в распространении болота в ширину и расширении зоны заболачивания; в последовательной смене типа растительного покрова от эвтрофного к мезотрофному, а затем олиготрофному; в изменении водного режима болота, увеличении роли атмосферных осадков в его питании, повышении уровня грунтовых вод в торфяной залежи и на смежных территориях.

Образование торфяных болот начинается с очагов заболачивания, которыми могут быть водоемы, неглубокие депрессии, русла слабопроточных водотоков, места выхода грунтовых вод на поверхность (родники, мочажины), участки подтопления вблизи водохранилищ, насыпей железных и шоссейных дорог и т. д.

Рассмотрим в качестве примера процесс развития болота на месте неглубокой депрессии (Рис. 9.3). Этот процесс включает три фазы: низинную, переходную и верховую.

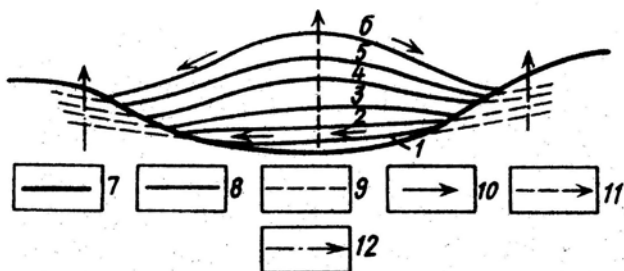


Рис. 9.3. Схема развития торфяного болота на месте неглубокой депрессии:
фазы: 1 – низинная, 2 – переходная, 3–6 – верховая,
 7 – исходный рельеф, 8 – поверхность болота,
 9 – уровень грунтовых вод;
направление: 10 – стекания вод, 11 – наращивания торфяной залежи по высоте, 12 – повышения уровня грунтовых вод в минеральном грунте

Поступление поверхностных и грунтовых вод, направленное к центру депрессии, ведет к формированию застойного водного режима и возникновению низинного болота (1 на Рис. 9.3) с присущей ему эвтрофной растительностью. Пройдя переходную фазу 2, 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.

В последующем может наступить и фаза деградации торфяного болота как результат увеличения дренажной роли русловой сети, пересушения болота и его выгорания.

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 ($\pm \Delta w$).

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 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:

$$\Delta u = [\Sigma(a_i \Delta H_i F_i)] / F, \quad (9.4)$$

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 (эвтрофные 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 России) 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 его 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.

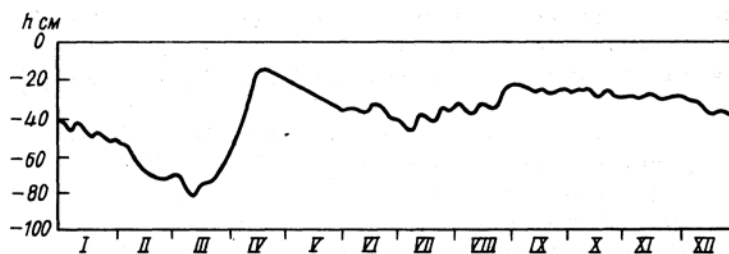


Рис. 9.4. Сезонные колебания уровня грунтовых вод относительно поверхности болота в условиях умеренного климата (по К.Е. Иванову)

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 величина 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 соотношения 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 России 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 России. Непродуктивное испарение – это потери воды с открытой водной поверхности и при транспирации болотной (не «культурной», т. е. сельскохозяйственной) растительностью.

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 стать такой же, как до осушения, или даже уменьшиться.

Влияние болот на сезонный сток неоднозначно. 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 (1979, 1989, 2008), в 1,5–2 раза) минимальные расходы вода 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 (1975), эти причины и вызвали как заболочивание 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 осадками, 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 хозяйственное значение. Добываемый после осушения болот торф широко используют как топливо (ряд ГРЭС работает в нашей стране на торфе), как удобрение (в особенности торф низинных болот) 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

России. Наибольшее промышленное значение имеют торфяники в Западной Сибири. Общие промышленные запасы торфа в России оцениваются не менее, чем в 150 млрд т. Из зарубежных стран наибольшие промышленные запасы торфа имеют Канада, Финляндия и США. Годовая добыча торфа в бывшем СССР составляла 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

Согласно древнегреческому мифу, титан Океан, сын Неба-Урана и Земли-Геи, – это великая безбрежная река, обтекающая сушу. По мере развития цивилизации и географических знаний общая картина распределения суши и воды на поверхности Земли уточнялась, и сейчас *Мировым океаном называется единая непрерывная водная оболочка Земли, окружающая все материки и острова и обладающая общностью солевого состава*. Мировой океан, включающий четыре океана и множество морей, – главная часть гидросферы, он играет важнейшую роль в круговороте воды и тепловой энергии на Земле.

10.1. МИРОВОЙ ОКЕАН И ЕГО ЧАСТИ. КЛАССИФИКАЦИЯ МОРЕЙ.

Из общей площади планеты, равной 510 млн км², 361 млн км² занимают воды Мирового океана, что составляет около 71% всей площади поверхности Земли. Такое преобладание воды определяет многие важнейшие особенности Земли как планеты – климат, формы жизни, характер обмена энергией и веществом между отдельными сферами и др. Мировой океан содержит 96,4% всего количества воды, находящейся на Земле (включая материковые льды Антарктиды и Гренландии – см. гл. 3), поэтому его воды можно рассматривать как самостоятельную оболочку – *океаносферу*. Несмотря на преобладание водной поверхности, общее количество воды по сравнению с размерами самой планеты невелико и составляет примерно 1/800 объема Земли. Следовательно, в планетарном масштабе Мировой океан представляет собой сравнительно тонкую пленку на поверхности Земли.

В соответствии с конфигурацией берегов, рельефом дна, динамикой вод и атмосферной циркуляцией,

характером распределения гидрологических характеристик (температуры, солености) Мировой океан подразделяют на отдельные океаны. *Океан* – обширная часть Мирового океана, расположенная между материками, обладающая самостоятельной системой циркуляции вод и специфическими особенностями гидрологического режима. В процессе эволюции наших знаний об океанах появлялись различные варианты деления Мирового океана. Общепринято выделение четырех океанов: Атлантического, Тихого, Индийского и Северного Ледовитого. Их морфометрические характеристики приведены в табл. 10.1.

Как видно из таблицы, площадь Тихого океана составляет почти половину всей площади Мирового океана и превышает поверхность всех материков и островов Земли. Тихий океан имеет наибольшую среднюю глубину, здесь же расположен и самый глубокий в Мировом океане Марианский желоб. Его максимальная глубина – 11022 м; она была измерена экспедицией на советском научно-исследовательском судне «Витязь» в 1957 г.

Таблица 10.1. Основные морфометрические характеристики океанов*

Характеристики	Океаны				
	Атлантический	Индийский	Тихий	Северный Ледовитый	Мировой
Площадь поверхности, млн км ²	91,7	76,2	178,7	14,7	361,3
Объем, млн км ³	329,7	282,6	710,3	18,1	1340,7
Средняя глубина, м	3597	3711	3976	1225	3711
Наибольшая глубина, м (место измерения)	8742 (желоб Пуэрто-Рико)	7209 (Яванский желоб)	11022 (Марианский желоб)	5527 (Гренландское море)	11022 (Марианский желоб)

Примечание.* Атласы океанов. Термины. Понятия. Справочные таблицы. ГУНИО МО СССР, 1980.

По своему географическому положению, морфометрическим характеристикам и особенностям природных условий Северный Ледовитый океан существенно отличается от остальных океанов. Площадь его в 12 раз меньше площади Тихого океана, в 6 раз – Атлантического и в 5 раз – Индийского. Средняя глубина Северного Ледовитого океана примерно втрое меньше, чем у других океанов. Отношение площади этого океана к площади бассейна его водосбора составляет 0,92, в то время как для Тихого океана это отношение равно 0,04; для Атлантического – 0,3; для Индийского – 0,09.

В последнее время часто выделяют и пятый океан – Южный, который в соответствии с данным выше определением океана действительно представляет собой самостоятельный объект со специфическим режимом. На юге он простирается до побережья Антарктиды, на севере же не имеет четко очерченной границы: ее проводят либо по северной границе Антарктического циркумполярного течения, либо по линии, соединяющей южные оконечности Южной Америки, Африки, Тасмании и Новой Зеландии. Общая площадь Южного океана составляет около 80 млн км². Это означает, что при делении Мирового океана на пять основных частей к Южному океану отойдут южные сектора трех наиболее крупных океанов, и он окажется вторым по площади после Тихого.

Внутри океанов выделяются моря. *Море – сравнительно небольшая часть океана, вдающаяся в сушу или обособленная от других его частей берегами материка, повышениями дна (порогами) или островами и обладающая специфическими чертами гидрологического режима.* Площадь морей составляет около 10% всей площади Мирового океана, а объем воды в морях не превышает 3% объема вод

Мирового океана. По степени обособленности и расположению относительно суши моря подразделяют на *внутренние (средиземные)*, *окраинные* и *межкостровные*.

Внутренние моря обычно глубоко вдаются в сушу и имеют затрудненную связь с океаном через сравнительно узкие проливы. В свою очередь, внутренние моря подразделяют на *межматериковые* (например, Средиземное, Красное) и *внутриматериковые* (находящиеся внутри одного материка, например, Балтийское, Белое, Черное, Азовское). Гидрологический режим этих морей обычно значительно отличается от режима прилегающей части океана.

Окраинные моря сравнительно неглубоко вдаются в сушу и отделены от океана полуостровами, грядами островов или порогами (например, моря Баренцево, Карское, Охотское, Филиппинское, Японское). Водобмен этих морей с океаном больше, чем у внутренних, а гидрологический режим ближе к режиму прилегающей части океана.

Границами *межкостровных морей* являются острова и поднятия дна (например, моря Банда, Фиджи, Филиппинское).

Общее число морей в Мировом океане по подразделению, принятому Межправительственной океанографической комиссией ЮНЕСКО – около 60. Характеристики основных морей приведены в табл. 10.2. При этом еще ряд морей выделяется только государствами, выходящими на их побережья. Например, внутри Средиземного моря часто выделяют море Альборан, Лигурийское море, в восточной части Баренцева моря выделяют Печорское море и т. д. Самое большое по площади море Мирового океана и одновременно самое глубокое – Филиппинское (5,7 млн км²), одноименный желоб имеет глубину до

10265 м (табл. 10.2). Объем этого моря на 30% больше объема всего Северного Ледовитого океана. Крупнейшие по площади моря в Тихом океане, помимо Филиппинского – Коралловое (4,1 млн км²), Южно-Китайское (3,5 млн км²), Гасманово (3,3 млн км²), в Атлантическом океане – Уэдделла (2,9 млн км²), Карибское (2,8 млн км²) и Средиземное (2,5 млн км²), в Индийском – Аравийское (4,8 млн км²), а в Северном Ледовитом – Баренцево (1,4 млн км²) и Норвежское (1,3 млн км²).

В океанах и морях выделяют также отдельные части, отличающиеся конфигурацией берегов, рельефом дна и гидрологическим режимом. Прежде всего, это *проливы и заливы*.

Пролив – водное пространство, которое разделяет два участка суши и соединяет отдельные океаны и моря или их части. Пример – 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). Самый широкий – пролив Дрейка, разделяющий Южную Америку и Антарктиду (около 1000 км), а самый длинный пролив – Мозамбикский (почти 1800 км). 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.

Залив – часть океана или моря, вдающаяся в сушу и не отделенная от нее островами или поднятиями дна. 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, Калифорнийский в Тихом океане, Бенгальский (самый крупный по площади – 2,2 млн км²) и Большой Австралийский в Индийском океане.

Следует иметь в виду, что выделение отдельных морей и заливов, а также их границ – историческая традиция, иногда приводящая к противоречиям. Ряд районов Мирового океана, имеющих одинаковую обособленность и своеобразные черты гидрологических условий, в одних случаях называются морями, в других – заливами. Например, такие океанские заливы, как Мексиканский, Персидский, Гудзонов, правильнее было бы называть морями, моря Аравийское и Бофорта – скорее заливы, а не имеющее берегов Саргассово море – это по существу внутренняя часть субтропического круговорота Северной Атлантики.

В зависимости от происхождения, формы, строения берегов заливы имеют различные, зачастую местные названия: бухта, лиман, фиорд, губа, лагуна и др.

Таблица 10.2. Основные морфометрические характеристики некоторых морей мира*

Море	Площадь, тыс. км ²	Объем, тыс. км ³	Средняя глубина, м	Наибольшая глубина, м
<i>Тихий океан</i>				
Банда	714	1954	2737	7440
Берингово	2315	3796	1640	4097
Восточно-Китайское	836	258	309	2719
Желтое	416	16	38	106
Коралловое	4068	10038	2468	9174
Охотское	1603	1316	821	3521
Тасманово	3336	10960	3285	5466
Филиппинское	5726	23522	4108	10265
Южно-Китайское	3537	3623	1024	5560
Японское	1062	1631	1536	3699
<i>Атлантический океан</i>				
Азовское	39	0,29	7	13
Балтийское	419	21	50	470
Карибское	2777	6745	2429	7090
Лабрадор	841	1596	1898	4316
Мексиканский залив	1555	2366	1522	3822
Мраморное	12	3	250	1389
Северное	565	49	87	725
Средиземное	2505	3603	1438	5121
Уэдделла	2910	8375	2878	6820
Черное	422	555	1315	2210
<i>Индийский океан</i>				
Аравийское	4832	14523	3006	5803
Арафурское	1017	189	186	3680
Красное	460	201	437	3039
Тиморское	432	188	435	3310

Северный Ледовитый океан

Баренцево	1424	316	222	600
Баффина	530	426	804	2414
Белое	90	6	67	350
Восточно-Сибирское	913	49	54	915
Гренландское	1195	1961	1641	5527
Карское	883	98	111	600
Лаптевых	662	353	533	3385
Норвежское	1340	2325	1735	3970
Чукотское	595	42	71	1256

Примечание.* Атласы океанов. Термины. Понятия. Справочные таблицы. ГУНИО МО СССР, 1980.

Бухта – небольшой залив, обособленный 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 Севастопольская и Цемесская бухты на Черном море, Золотой Рог и Находка в Японском море.

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, Днепро-Бугский, Днестровский лиманы на побережье Черного моря). На характеристики вод в лимане может сильно влиять впадающая в него река. Эти водные объекты иногда относят к озерам, но правильнее считать их устьевыми областями рек (разд. 6.14).

Губа – распространенное на севере России 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).

10.2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ, СТРОЕНИЕ И РЕЛЬЕФ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА. ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

10.2.1. Происхождение ложа океана

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 70 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, «гранитный», «базальтовый».* Истинный состав двух последних слоев может и не соответствовать гранитам и базальтам, но скорость прохождения сейсмических волн свойственна таким породам. Под континентами толща осадочного слоя достигает в среднем 5 км, «гранитного» –15–20, «базальтового» –15–20 км. Под крупными горными системами толщина слоев возрастает.

На дне океанов осадочная толща значительно меньше – от сотен метров до нескольких километров. Гранитный слой отсутствует, а ложе океанов, подстилающее осадочную толщу, сложено только базальтами особого, океанского типа толщиной до 10 км.

10.2.2. Рельеф дна Мирового океана

В первых представлениях географов о характере рельефа дна 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 XX в. взгляды коренным образом изменились. В настоящее время рельеф дна океана изучен довольно подробно и предстает перед нами не менее сложным, чем рельеф суши.

Общее, осредненное представление 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 4000–5000 м и очень малые по площади участки больших глубин. С помощью батиграфической кривой можно выделить главные элементы рельефа дна океана (Рис. 10.1).

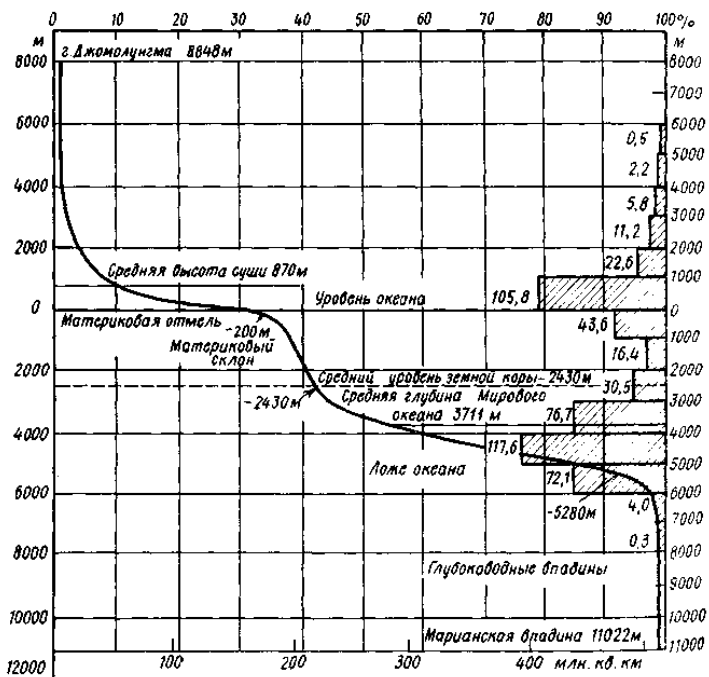


Рис. 10.1. Гипсографическая кривая земного шара (объяснения см. в тексте)

1) *подводная окраина материков* (22% площади дна Мирового океана), 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.

На Рис. 10.1 показано распределение по площади различных ступеней высот суши и глубин дна

Мирового океана. Выделяются два максимума площадей – 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 3500 м. Это как бы боковая грань материковой глыбы. Материковый склон имеет большие углы наклона (в среднем 4–7°, иногда до 30°). На некоторых участках океана материковый склон прорезан глубокими *подводными каньонами*. Полагают, что часть каньонов – результат тектонических процессов, а большинство – следствие воздействия так называемых «мутевых», или суспензионных потоков, как бы «пропиливающих» склон. Некоторые каньоны представляют собой затопленные долины и русла крупных рек.

Материковое подножие занимает пространство с глубинами 2000–2500 м, а кое-где 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 другими южными материками: Южной Америкой, Африкой и Австралией. Это величайшая горная система Земли, поэтому ее называют *планетарной системой срединно-океанических хребтов*. Общая протяженность системы более 60000 км. Она занимает более 15% поверхности дна Мирового океана, имеет очень сложную геологическую структуру. Вдоль гребня хребта проходят рифтовые долины, 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 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, гидрохимических 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

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 океанов.

Органогенные отложения формируются из остатков отмерших (в основном планктонных) организмов, живущих в воде – скелетов, раковин и др.

В состав донных отложений входят также (в небольших количествах) *эоловые* (приносимые ветрами с суши), *пирокластические* (*вулканогенные*), *хемогенные* (осаждение солей из морской воды) 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 наносов; ветры и вулканы – по 2 млрд т, абразия берегов и айсберги – по 1 млрд т, космический материал составляет всего 10 млн т в год. Всего же, если учесть еще и сток растворенных веществ, а также жизнедеятельность морских организмов, в донные отложения Мирового океана ежегодно поступает около 25 млрд т разных осадков. Скорость осадкообразования в океанах очень мала, она измеряется миллиметрами за 1000 лет и весьма разнообразна: для красной глины – менее 1 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 (алеврит) 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 содержащегося на глубинах 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: *глобигерфиновыми* (покрывают около 3% ложа Мирового океана) и *терфоподовыми илами*, вторые – *диатомовыми илами*, свойственными умеренным и полярным широтам, и *радиоляриевыми*, приуроченными к экваториальным широтам.

Вулканогенные отложения связаны с извержениями вулканов 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 химических или биохимических процессов на дне и в придонных водах океана. Среди таких отложений – *железомарганцевые конкреции*; биохимические процессы, участвующие в их образовании, еще недостаточно изучены. Железомарганцевые конкреции представляют большой экономический интерес как концентраты полиметаллической руды. Уже разработана технология их добычи. На дне океана встречаются и *фосфоритные конкреции*.

В некоторых районах в прибрежных пляжевых песках формируются *россыти тяжелых минералов*. В небольших прибрежных морских районах 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 органического происхождения и занимающая более 25% площади ложа океана.

Изучение донных грунтов необходимо для решения многих как научных, так и прикладных вопросов. Для морской биологии донные грунты – это биотоп, место обитания донных организмов (бентоса). Для морской и не только морской геологии – это первая фаза образования горных пород (процессы диагенеза), а также 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, прокладки газо- и нефтепроводов по морскому дну.

10.3. ВОДНЫЙ БАЛАНС МИРОВОГО ОКЕАНА

Как было показано в гл. 3 (табл. 3.4), общее уравнение среднемноголетнего 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 1269 мм в год, или $458\,000\text{ км}^3$ в год), y – поверхностный сток (116 мм, $41\,800\text{ км}^3$, из них $39\,500\text{ км}^3$ приходится на реки, 2300 км^3 на «ледниковый» сток Антарктиды и арктических островов), w – подземный сток (7 мм, 2400 км^3), z – испарение с поверхности океана (1390 мм, $502\,000\text{ км}^3$).

Если же рассматривать неустановившиеся условия, т. е. учитывать некоторое небольшое изменение уровня Мирового океана, то уравнение годового водного баланса должно быть записано иначе:

$$x + y + w \approx z + \Delta u \quad (10.2)$$

где Δu – изменение уровня (если члены уравнения представлены в величинах слоя) или объема вод океана (если члены уравнения даны в объемных единицах).

Как уже упоминалось в разд. 3.2, в уравнении (10.2) в период 1901–2010 гг. Δu составляла 1,7 мм/год, или $610\text{ км}^3/\text{год}$, а в период 1990–2010 гг. средняя скорость подъема уровня достигла ~ 3 мм/год. Повышение уровня Мирового океана происходит в основном вследствие увеличения поступления вод в результате таяния ледников Антарктиды, Гренландии и арктических островов, увеличения атмосферных осадков, а также благодаря увеличению объема океана в результате термического расширения воды (см. разд. 1.3.2) – отмечаемое повышение температуры океана в последние десятилетия дает скорость прироста его уровня в 0,8–1,1 мм/год. По оценкам Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC-2013) в течение XX в. уровень Мирового океана в среднем повысился на 19 см (см. разд. 3.2), что дало прирост объема его вод на 69 тыс. км^3 , или на 0,005%.

Атмосферные осадки составляют 91,2% 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 поверхность океана и испарение с его поверхности (Рис. 10.2).

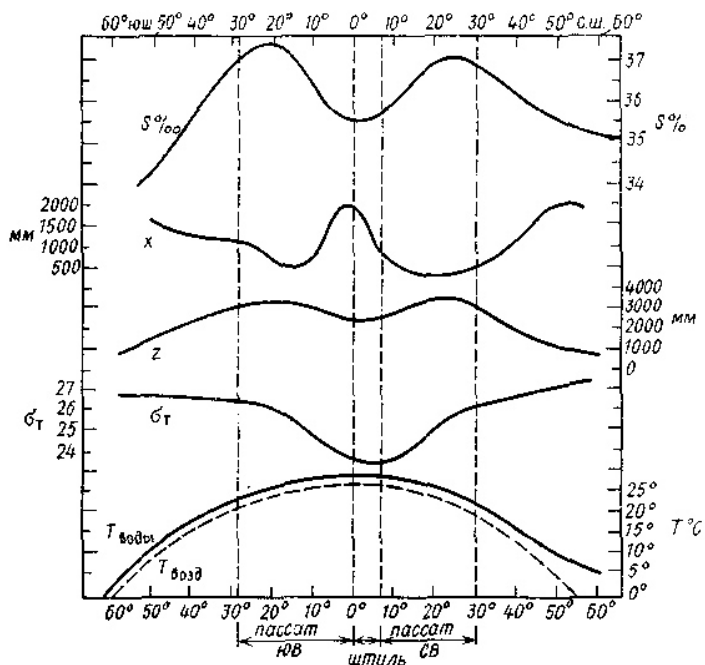


Рис. 10.2. Распределение гидрометеорологических характеристик по широте в Мировом океане

Основные особенности распределения осадков, испарения и разности ($x - z$) таковы: 1) общее увеличение осадков и испарения от полярных районов к низким широтам; 2) существование избытка осадков над испа-

рением: в высоких широтах Северного полушария (арктический, субарктический и частично умеренный климатические пояса), в высоких широтах Южного полушария (антарктический, субантарктический и частично умеренный климатические пояса) и низких широтах (экваториальный и субэкваториальный северного полушария климатические пояса); 3) существование двух зон превышения испарения над осадками в обоих полушариях (тропический и субтропический климатические пояса).

Таким образом, в зонах, где $x - \bar{x} > 0$, наблюдается разбавление морской воды пресной, уменьшение ее солености, причем избыток вод должен вызывать отток поверхностных вод из этих районов океана; в зонах, где $x - \bar{x} < 0$, происходит осолонение вод, убыль вод должна приводить к их компенсации путем притока 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 502 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 химические 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 многие 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 имеет порядок миллиграммов на кубический метр, т. е. в миллион раз меньше, чем у веществ первой группы. 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, осевшего с суши, или остатков отмерших организмов, и, наконец, живые организмы – 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. В последние годы с помощью глубоководных обитаемых аппаратов удалось установить, что масштабы подводного вулканизма превосходят приблизительно в десять раз масштабы вулканизма на суше. Подводные вулканы в значительной мере определяют химический состав морской воды и атмосферы. Подсчитано, что вся вода Мирового океана проходит через гидротермическую стадию, нагреваясь до 300–400°C, и вступает в реакцию с базальтами за 1,5–3 миллиона лет. Этот огромный срок в то же самое время примерно в сотню раз меньше возраста самих океанов. 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 содержания различных солей, определяющих соленость вод, во всех районах Мирового океана приблизительно одинаковы. Эта закономерность формулируется как свойство постоянства солевого состава морских вод («закон Дитмара»), она была обнаружена в результате изучения химических анализов проб воды, полученных во время кругосветной экспедиции «Челленджера» В. Дитмаром. Было показано, что как в опресненном Балтийском море, так и в сильно осолоненном Красном море солевой состав вод почти одинаков. Исключения 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):

<i>Содержание солей, % массы солей</i>	
Хлориды (галониды)	88,7
Сульфаты	10,8
Карбонаты	0,3
Прочие	0,2
Всего	100%
<i>Анионы, ‰</i>	<i>Катионы, ‰</i>
Cl ⁻ 19,35	Na ⁺ 10,76
SO ₄ ²⁻ 2,70	Mg ²⁺ 1,30
HCO ₃ ⁻ 0,14	Ca ²⁺ 0,41
Br ⁻ 0,07	K ⁺ 0,39
H ₃ BO ₃ ⁻ 0,03	Sr ²⁺ 0,01
Сумма 22,29	Сумма 12,87
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°C. Соленость воды выражается в г/кг, т. е. в тысячных долях – промилле и, как было сказано, обозначается S ‰.

Соленость морской воды близка к понятию минерализации (M , мг/л). При солености до 20‰ $S \text{ ‰} \sim M \cdot 10^{-3}$.

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 электрическое 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 ‰.

Ранее использовался 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 позволяет определять соленость с точностью до 0,01‰. М. Кнудсен еще в 1902 г. получил формулу

$$S\text{‰} = 0,030 + 1,805 \text{Cl‰}, \quad (10.3)$$

где Cl – хлорность воды. В 1967 г. международным соглашением вместо формулы Кнудсена была принята новая формула, получившая название «международной»: $S\text{‰} = 1,80655 \text{Cl‰}$. Из-за того, что солевой состав окраинных и внутренних 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 $S = 1,1856 + 1,7950 \text{Cl}$, Балтийского $S = 0,115 + 1,805 \text{Cl}$, Азовского $S = 0,21 + 1,794 \text{Cl}$ (S и Cl – в ‰). По той же схеме рассчитаны формулы и для многих озер с соленой и солоноватой водой. Так, для вод Каспийского моря используется формула $S = 0,140 + 2,360 \text{Cl}$.

В связи с переходом в последние годы на электрометрический метод измерения солености была принята новая формулировка понятия солености через относительную электропроводность R_{15} при 15°C и атмосферном давлении:

$$S = a_0 + a_1 R_{15} + a_2 R_{15}^2 + a_3 R_{15}^3 + a_4 R_{15}^4 + a_5 R_{15}^5 \quad (10.4)$$

где $R_{15} = C_{\text{пробы}} / C_{35\text{‰}, 15^\circ}$ – относительная электропроводность морской воды при $T=15^\circ$ и $P_{\text{атм.}}$, $C_{35\text{‰}, 15^\circ}$ – электропроводность пробы морской воды при температуре 15° и солености 35‰ . Вместо природной воды в знаменателе выражения для R_{15} стали использовать раствор хлористого калия KCl, была введена *Шкала практической солености* 1978 года. При массовой доле $\text{KCl} = 32,4 \cdot 10^{-3}$, $T=15^\circ$ и атмосферном давлении $R_{15}=1$, а практическая соленость при этом равна $35,00\text{‰}$ или 35 единиц практической солености.

10.4.3. Распределение солености в Мировом океане

Распределение солености 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).

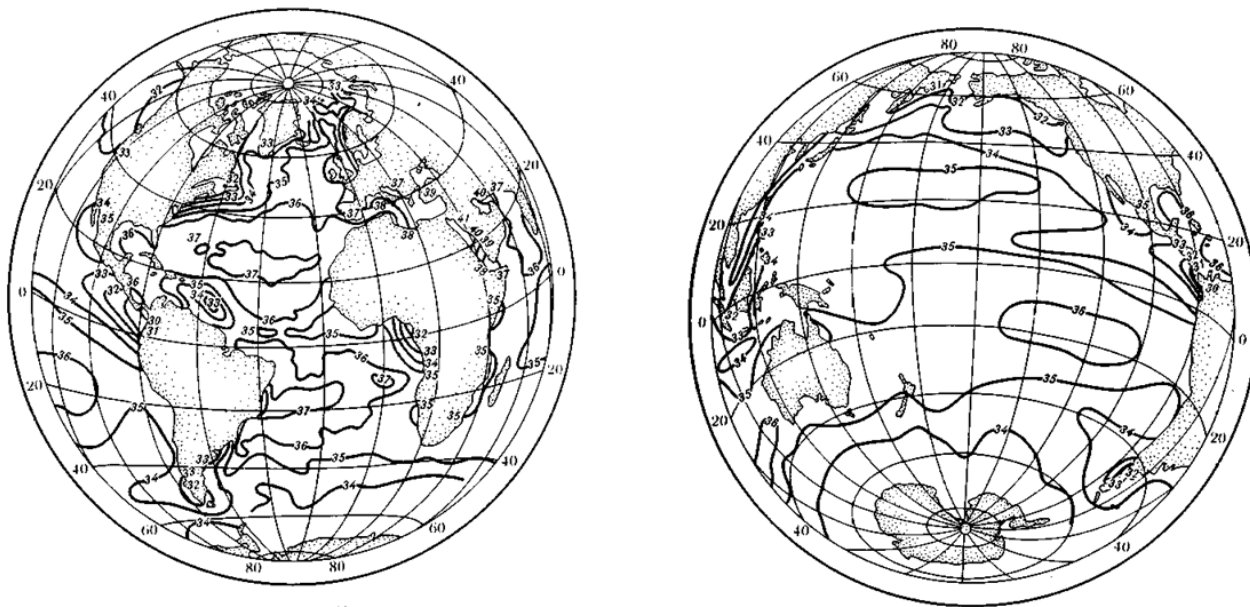


Рис. 10.3. Соленость (‰) на поверхности Мирового океана (среднегодовая)

Зональные закономерности в распределении солености на поверхности океана показывают среднегодовые карты изолиний равной солености – *изогалин* (Рис. 10.3). По картам видна общая картина уменьшения солености в направлении к высоким широтам, связанного с увеличением в этом направлении разницы $x - \xi$ и материкового стока, и понижение солености воды (до 34–35‰) непосредственно в экваториальной зоне, обусловленное резким повышением количества осадков и несколько пониженными значениями испарения (зона штителей и повышенной влажности воздуха). Выделяются зоны повышенной солености в тропических районах по обе стороны экватора, связанные с пониженным количеством осадков и повышенным испарением в районах сильных пассатных ветров.

Широтное (зональное) распределение солености 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 пассатных потоков в сторону полюсов: на север в Северном полушарии и на юг в Южном. Они переносят более соленые (и теплые) воды в направлении высоких широт. С севера и юга из умеренных широт, вдоль восточных берегов океанов течения направлены к области пассатов, они несут менее соленые воды. Оба эти элемента общей циркуляции вод нарушают зональное распределение солености, и у западных и восточных берегов океанов наблюдается почти меридиональное направление изогалин. Например, в Атлантическом океане у восточных берегов Северной Америки соленость значительно ниже, чем у побережья Европы.

Реки опресняют предустьевые районы океанов и особенно морей. Очень велико влияние Ганга, Нигера, Конго (Заир) и, конечно, Амазонки, опресняющее влияние которой ощущается в океане на расстоянии порядка 1000 км от места впадения реки в океан. 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 превышением осадков над испарением и таянием материковых пресных льдов, существенное опресняющее влияние имеют льды, тающие в заливах, особенно весной.

Из общей схемы распределения солености воды на поверхности Мирового 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 по сравнению с другими океанами относятся поверхностные воды Атлантического океана (в среднем 35,3‰ без внутренних морей). Менее соленая вода в Тихом (34,6‰) и Индийском (34,7‰) океанах. Значительно опреснена вода верхних слоев в Северном Ледовитом океане (29–34‰, у берегов менее 10‰).

Распределение солености в толще вод океана. На поверхности океана различия в солености наибольшие, здесь они определяются процессами, формирующими водный баланс: соленость выше там, где пресная составляющая мала, и ниже – в районах, где приток пресной воды высок. Распределение солености на глубинах зависит от условий перемешивания с вышележащими слоями и с горизонтальным переносом вод течениями. Поэтому вертикальная структура вод океана весьма неоднородна, в океане существуют слои повышенной и пониженной солености толщиной в несколько сотен метров, простирающиеся по горизонтали на тысячи километров. Общую закономерность их распределения хорошо показывают разрезы вдоль меридианов для трех океанов

(Рис. 10.4). Для Атлантического океана повышенная по сравнению с другими океанами соленость на поверхности сохраняется и на нижележащих горизонтах; для этого океана вообще характерна наибольшая вертикальная изменчивость солености. В Тихом океане, напротив, соленость наиболее однородна по вертикали. В целом соленость в высоких широтах с глубиной повышается, а в тропических областях понижается. Соленость вблизи дна во всех океанах составляет 34,6–35,0‰.

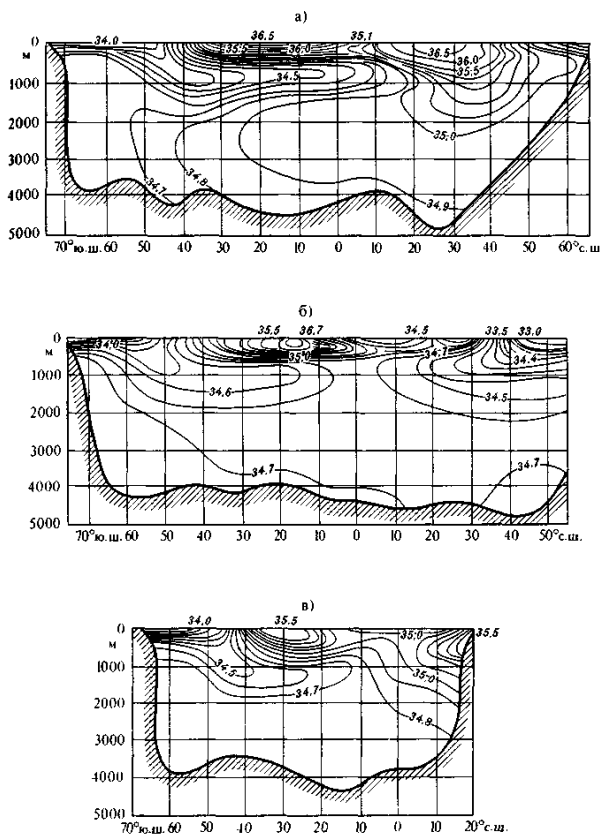


Рис. 10.4. Соленость (‰) на меридиональных разрезах в океанах: Атлантическом (а), Тихом (б), Индийском (в)

10.5. ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МИРОВОГО ОКЕАНА

10.5.1. Тепловой баланс Мирового океана

Термический режим и тепловой баланс океана во многом определяют тепловой режим и климат всей планеты об этом упоминалось в разделе 3.3 и более подробно будет сказано в разд. 10.15). К главным приходным статьям теплового баланса Мирового океана относится солнечная радиация и контактный теплообмен с атмосферой (если воздух теплее воды), к дополнительным – тепловой сток рек, геотермический поток теплоты через дно и выделение теплоты при ледообразовании. Главные расходные члены уравнения теплового баланса Мирового океана – это потери теплоты на испарение и контактный теплообмен с атмосферой (если поверхность воды теплее воздуха), дополнительные – потери теплоты на плавление льда.

Главное значение в тепловом балансе океана, конечно, имеет теплообмен через поверхность, на которую поступает солнечная радиация – главный источник теплоты, и где происходит испарение – основной процесс, приводящий к теплоотдаче.

10.5.2. Распределение температуры в Мировом океане

Распределение температуры воды на поверхности океана. Оно в целом подчиняется закону широтной зональности (рис 10.5), так как поступление солнечной энергии зависит от географической широты. Распределение температуры воды на картах показывают при помощи *изотерм* (*линий равной температуры*).

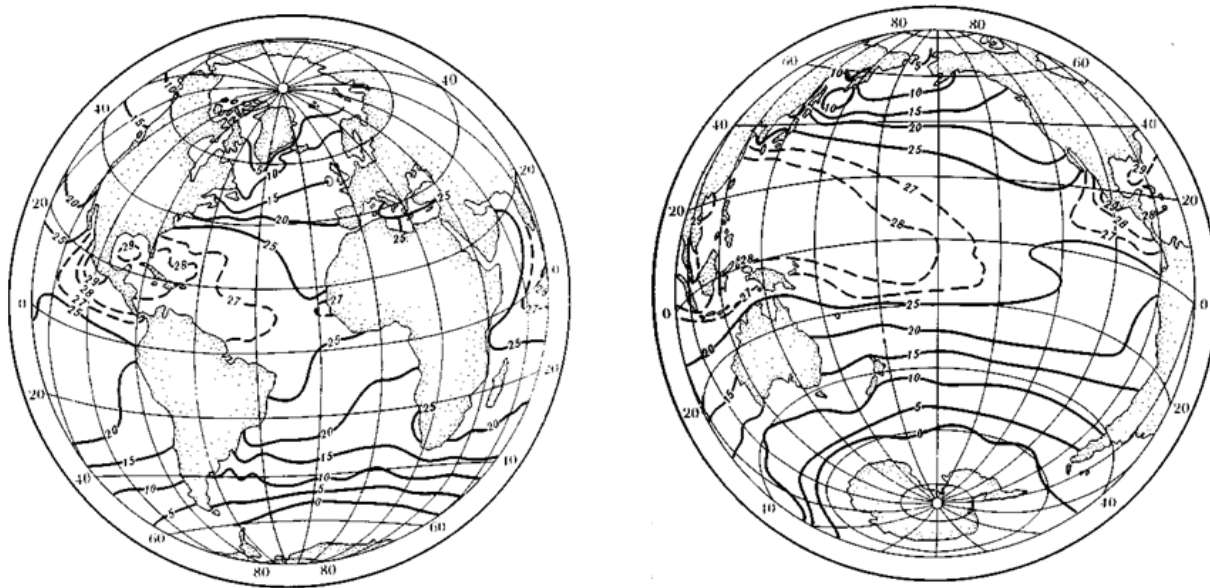


Рис. 10.5. Температура (°C) на поверхности Мирового океана в августе

Наиболее высокая температура воды на поверхности Мирового океана наблюдается в экваториальном поясе, несколько севернее экватора. Линия наивысшей температуры воды называется *термическим экватором*. Вблизи него среднегодовая температура воды 27–28°C. Эта линия смещается на несколько градусов широты к северу летом Северного полушария и к югу – зимой.

От термического экватора температура воды в поверхностном слое океана понижается в направлении полюсов до – 1,0 – 1,8°C. (Известно, что морская вода замерзает при отрицательной температуре.) У берегов в заливах температура воды летом может повышаться до 30–32°C.

Общее зональное распределение температуры (так же, как и распределение солёности воды), нарушается течениями, реками и льдами.

Поступая из тропических широт в район 30–40° ш., течения несут вдоль западных берегов океанов более теплые воды. Навстречу этим течениям из высоких широт движутся холодные воды. У восточных же берегов океанов от умеренных широт более теплая вода поступает в высокие широты, а в сторону экватора распространяется холодная вода. Наиболее заметно отклонение от зонального распределения изотерм в северной части Атлантического океана, где в районе 50° с. ш. разница среднегодовых температур на поверхности между западным и восточным побережьями составляет более 10°.

Реки, как правило, не оказывают существенного влияния на температуру вод океана. Но в некоторые районы они вносят весной более нагретую, а осенью более холодную воду. 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.

Сезонные колебания температуры воды на поверхности Мирового океана определяются изменением теплового баланса в течение года. Наибольшие колебания температуры (более 10° в Северном полушарии и 4–6° в Южном) приурочены к

умеренным широтам (30–50° с. ш.), от которых к экватору и к полюсам они уменьшаются до 1–3°.

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 практически 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 воды в морях гораздо значительнее и возрастают *в пределах одного климатического пояса* по мере удаления от океана. Так, в Северном море разность летней и зимней температуры 10–14°C, в Балтийском и Черном море – 14–20°C, в Азовском – 25–28°C.

Суточные колебания температуры, вызываемые суточным ходом составляющих теплового баланса, наблюдаются лишь в самом верхнем слое воды и редко превышают 1–2°C в тропиках, а в полярных районах еще меньше.

Наивысшая среднегодовая температура воды в поверхностном слое Мирового океана около 30°C, наименьшая – минус 1,9°C (во льдах).

Существенное влияние на температуру поверхности воды океана оказывают стонно-нагонные явления в прибрежных районах. Ветры определенных направлений в районе Крыма в летнее время могут отогнать верхний нагретый слой воды в море, а поднявшиеся им на смену более глубоко залегающие холодные воды создадут эффект понижения температуры воды. Такие понижения бывают весьма значительными, на 10°C и более за несколько часов.

Поступление вод из более глубоких слоев 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 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 температуры в районе Гольфстрима в Атлантическом океане, Курошио – в Тихом, Шпицбергена – в Северном Ледовитом. Аномалии имеют относительные, а не абсолютные значения. Так, теплая аномалия у Шпицбергена (около 80°C . ш.) имеет температуру 3°C , а холодная у берегов Перу (около 5° ю. ш.) – $22\text{--}24^{\circ}\text{C}$.

В Тихом океане среднегодовая температура воды на поверхности $19,4^{\circ}\text{C}$, в Индийском – $17,3$, в Атлантическом – $16,5$, а в Северном Ледовитом – минус $0,8^{\circ}\text{C}$. Среднегодовая 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 теплота от Солнца. В толщу воды эта теплота переносится конвективным перемешиванием и течениями – адвекцией. Так, как при средней солености плотность воды океана при повышении температуры уменьшается, нагревание воды не приводит к вертикальной конвекции. Напротив, зимнее

охлаждение вод в высоких широтах приводит к погружению холодных плотных вод на большие глубины. Поэтому глубинные воды Мирового океана имеют температуру значительно более низкую, чем поверхностные, за исключением полярных областей.

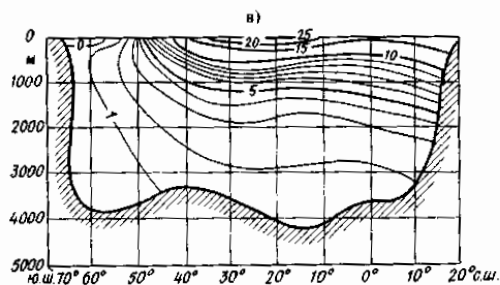
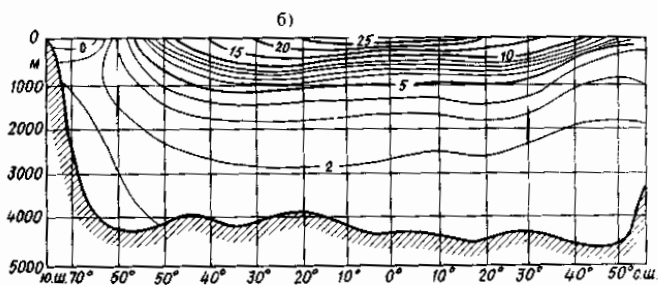
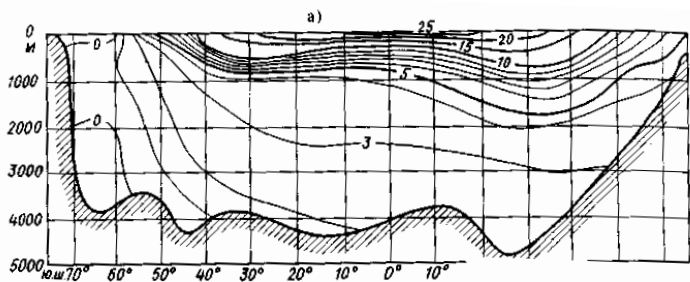


Рис. 10.6. Температура ($^{\circ}\text{C}$) на меридиональных разрезах в океанах: Атлантическом (а), Тихом (б), Индийском (в)

Таким образом, в реальном распределении температуры в толще вод океана выделяются различные типы. Генеральную картину распределения температур достаточно хорошо отражает табл. 10.3.

Таблица 10.3. Средние значения температуры воды (°С) по климатическим типам (по В.Н.Степанову, 1983)

Климатический тип	Глубина, м						
	0	100	200	500	1000	3000	5000
Экваториально-тропический	26,6	19,5	13,0	8,1	4,9	2,0	1,6
Тропический	26,1	23,5	18,1	8,8	4,6	1,9	1,5
Субтропический	20,3	17,2	14,9	10,0	4,9	2,0	1,6
Субполярный	8,2	5,8	4,8	3,6	2,8	1,4	0,9
Полярный	1,7	0,6	1,3	1,8	1,6	0,4	0,6

Сезонные колебания температуры охватывают лишь относительно тонкий поверхностный слой (обычно не более 200–400 м). Ниже располагаются относительно холодные воды с температурой от -1 до $+2^{\circ}\text{C}$. Между верхним слоем перемешивания с наиболее высокой температурой и глубинной холодной водой лежит «слой скачка» температуры, слой с наибольшими вертикальными градиентами. «Слой скачка» создаются преимущественно сезонным летним прогревом поверхностного слоя. 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/м^3 (см. разд. 1.3.2, Рис. 1.5), что связано с соленостью морской воды. Плотность воды зависит также от температуры и давления (глубины). 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. Связь плотности морской воды с температурой, соленостью и давлением называется *уравнением состояния морской воды*, точные алгоритмы расчета плотности приводятся в специальных океанографических таблицах.

В практических расчетах неудобно оперировать многозначными значениями, изменяющимися лишь в последних знаках (например, 1026,34 кг/м³). Поэтому в океанологии для упрощения вычислений введено понятие *условной плотности*, которую получают из истинной по формуле

$$\sigma_T = \rho - 1000 \text{ или } \sigma_T = (\rho - 1) \cdot 10^3 \quad (10.5)$$

Таким образом, практически пользуются цифрами, содержащими лишь последние знаки величин, т. е., например, не 1026,34, 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 солености и температуры.

Кроме условной плотности для характеристики плотности используется и понятие *удельного объема* α — величины, обратной плотности, т. е. $\alpha = 1/\rho$.

10.6.2. Распределение плотности в Мировом океане

Распределение плотности воды на поверхности океана. Поскольку плотность зависит от температуры и солености воды, распределение ее связано с распределением температуры и солености (Рис. 10.2 и 10.5).

Наиболее общие закономерности распределения плотности воды на поверхности 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 термическому фактору, 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 солености, поскольку при низких температурах вклад изменений солености в изменения плотности превышает влияние термического фактора.

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 воды. *Обратная стратификация плотности* — явление весьма кратковременное. Наблюдается иногда также полная однородность слоев по плотности, *нейтральное равновесие*.

В экваториальном поясе 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 – *устойчивостью* E . 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 (T_1, S_1, ρ_1) частица окажется в среде с другими значениями этих характеристик (T_2, S_2, ρ_2) . На перемещенную частицу будет действовать архимедова сила F (сила плавучести), равная произведению ускорения свободного падения g на разность плотностей $\Delta\rho$. 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^*) . Последняя величина не равна ρ_1 , так как она изменилась вследствие изменения давления, сжатия и, следовательно, адиабатического изменения температуры ΔT_A . Поведение частицы зависит от направления действия архимедовой силы, т. е. от характера изменения плотности с глубиной (*стратификации*). Если у частицы окажется меньшая плотность, чем плотность окружающей воды, она будет стремиться вернуться на прежний уровень, если больше – она продолжит движение от первоначального горизонта, а если окажется той же плотности, что и окружающая вода, – останется на этом уровне. Это – три случая равновесия – *устойчивое, неустойчивое и безразличное*. Хессельберг и Свердруп предложили критерий вертикальной устойчивости:

$$E = \frac{d\rho}{dz} - E_A \quad (10.6)$$

Формула (10.6) отличается от приведенного ранее коэффициента устойчивости (2.33) наличием поправки E_A , связанной с адиабатическим изменением температуры ΔT_A . 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 отдельно 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. Для приближенной оценки устойчивости можно пользоваться градиентом плотности по вертикали (dp/dz). В пределах верхнего тысячеметрового слоя адиабатическая поправка мала и ради упрощения расчетов ею можно пренебречь.

В океане господствует устойчивое равновесие ($E > 0$), в верхнем однородном слое и в нижних слоях желобов отмечается безразличное ($E = 0$) или даже иногда неустойчивое ($E < 0$) равновесие.

Перемешивание или обмен (массообмен, теплообмен и т. д.) в природных водах всегда связан с турбулентностью. 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 течениях (в том числе приливных), при волнении вследствие различия скоростей в отдельных объемах движущейся воды. Этот вид перемешивания приводит только к перераспределению характеристик без изменения общего количества теплоты, 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 – см. раздел 10.7.2). 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°C, имеющих одинаковую плотность 999,87 кг/м³, то получим, смесь с температурой 4°C и плотностью 1000 кг/м³ т. е. плотность смеси будет 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 значительной его акватории 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 достигала в середине XX в. почти 11 млн км² (апрель), в Антарктике – почти 19 млн км² (сентябрь). Однако вследствие потепления климата в последние годы площадь льдов в Арктике сократилась до 6–7 млн км² (табл. 3.2), а в 2012 г. зафиксирован абсолютный минимум площади – менее 4 млн км². 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 острова Ньюфаундленд и др.). На морях, омывающих берега России,

льды наблюдаются каждый год. Есть только несколько крупных портов, которые не замерзают. Это Мурманск, расположенный в Баренцевом море, Калининград на Балтийском море, Новороссийск и Туапсе и другие черноморские порты. При этом в мягкие зимы могут оставаться свободными ото льда и ряд других портов Балтийского и Азовского морей.

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 покровных 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 — *ледяных игл*. Так как у переохлажденной и еще не замерзшей морской воды с соленостью $> 24,7 \text{ ‰}$ 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*. 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 *блинчатым*. 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* – больших площадей светлосерого, сравнительно ровного льда толщиной 10–30 см. При условии продолжительного выхолаживания он увеличивает свою толщину вследствие образования нового льда на его нижней поверхности. По мере утолщения льда скорость его нарастания уменьшается из-за малой теплопроводности льда ($2,7 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$).

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:

$$h_{\text{л}}^2 + 50 h_{\text{л}} - 8\Sigma(-T) = 0, \quad (10.7)$$

где $h_{\text{л}}$ – толщина льда в см, а $\Sigma(-T)$ – 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 достигает 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 плавучий лед, занимающий открытые пространства Северного Ледовитого океана, называется арктическим наком или просто наком, так как в Антарктике таких льдов нет.

Особое ледяное образование представляют собой айсберги. Они встречаются в Северном Ледовитом океане и северной части Атлантики вблизи Гренландии и побережья Канады, но главный их источник – покровный ледник Антарктиды.

Лед может утолщаться не только вследствие теплоотдачи и намерзания 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 (рассолом) между кристаллами льда. 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, а следовательно, и льда. Так, при температуре -2°C соленость равна 37‰, при $-10 - 144\text{‰}$, а при -20° – 237‰. При изменении температуры льда изменяется и соленость рассола: при понижении температуры соленость в ячейке растет вследствие вымерзания воды из рассола, при повышении – уменьшается вытаиванием 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 его средней солености и температуры. При низкой температуре теплоемкость морского льда приближается к $2,2 \text{ кДж}/(\text{кг} \cdot ^{\circ}\text{C})$, а вблизи температуры 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 морского 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 плотность 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 $h_{\text{л}}$ – общая толщина льдины, z – ее осадка (толщина подводной части), $\rho_{\text{в}}$ – плотность воды. Эта формула позволяет рассчитать отношение осадки льдины к ее возвышению над поверхностью воды ($z/(h_{\text{л}} - z)$): при средней плотности льда 900 и воды 1030 кг/м³ это отношение равно 7,0.

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°С – около 4 баллов (как у плавленого 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 небольшую 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 отчетливо сказывается роль приливных течений. 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 определяет движение льда только в период своего действия. 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. $V_{\lambda} = 0,02 W$, где V_{λ} и W – скорости льда и ветра соответственно. При этом лед движется не по направлению ветра, а отклоняется от него на 30° вправо в Северном полушарии 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 его генеральной схемы.

Ветер, перемещая разреженные льды, создает на поверхности моря скопления льда, полосы и пространства чистой воды, *полюнья*. Он же вызывает торошение, разрушение льдов и т. д.

10.7.4. 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 моря, пользуются приближенной оценкой ледовитости по площади, занятой льдом, причем нередко выражают ее в процентах. Помимо ледовитости, рассматривают также густоту (*сплоченность*) льда, которая оценивается, подобно облачности, в баллах. За десять баллов принимается поверхность, полностью покрытая льдом, чистая вода – ноль баллов.

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 океанов и морей 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 охлаждаются 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 *ледяные массивы*. Их насчитывается десять в морях Российской Арктики и четыре в американском секторе. Ледяные 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 уплыть 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. Общее количество айсбергов в Южном океане составляет в любой момент времени более 200 тысяч. Средняя продолжительность существования айсберга в Южном океане – около 6 лет, но некоторые из них могут дрейфовать по 10–15 лет.

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 морской воды связан с избирательностью процессов поглощения и рассеяния солнечного света. Избирательность выражается в том, что короткие волны – фиолетовая и синяя части видимого спектра – рассеиваются молекулами воды 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 (минеральных и органических частиц), которые также в свою очередь поглощают и рассеивают свет 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 это состоит в использовании эталонной стандартной шкалы цветности. Цвета синие присущи открытым водам океанов и глубоких морей, зеленые оттенки имеют воды шельфа, большинства морей и большие пространства 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 моря* определяется светом, от нее отраженным. Световые лучи, падающие на поверхность моря, проникают в воду лишь частично, причем преломленными. 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. Но 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 85° , т. е. луче зрения 5° к горизонту 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 с затененного борта судна на тросе и наблюдают, как он по мере погружения теряет яркость, бледнеет, темнеет и, наконец, становится невидимым. Эта глубина (м), отмеченная по счетчику, через который шел трос с диском, либо по маркам, закрепленным на тросе, 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 широких пределах. Вблизи берега, где волнение взмучивает донные отложения, или в устьях рек, где в воде находятся речные взвеси, прозрачность воды может снижаться практически до нуля. Наибольшая прозрачность была измерена в Тихом океане к востоку в районе островов Кука (Полинезия) – 67 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 *фотическим*, 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 *теневого*, 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 – *бессветовой*, в котором также обитают глубоководные животные, но уже весьма разреженно.

10.9. АКУСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ

Вода обладает способностью хорошо проводить звук, т. е. свойством *звукпроводности*. В море *скорость звука* зависит от температуры, солености воды и давления. Зависимость эта выражается очень сложной эмпирической формулой. На протяжении десятков лет, начиная с начала прошлого века, многие авторы предлагали свои варианты формул с целью уточнения расчетов. Наиболее употребительной можно считать формулу Вильсона:

$$C = C_0 + \Delta C_T + \Delta C_S + \Delta C_p + \Delta C_{TSp}, \quad (10.9)$$

где C_0 – скорость звука при $T = 0^\circ$, $S = 35\text{‰}$ 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, солености и давления, ΔC_{TSp} – суммарная поправка. Так, при повышении температуры на 1°C 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 слабо – повышение солености на 1 ‰ приводит к увеличению скорости звука лишь на 1,1 – 1,4 м/с; увеличение глубины на 100 м увеличивает скорость звука приблизительно на 2 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, измеряемого в децибелах на 1 км.

Коэффициент затухания звука в море невелик и возрастает с увеличением частоты звуковых колебаний. Из-за незначительного ослабления звук может распространяться на очень большие расстояния, 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 соответственно 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. 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.

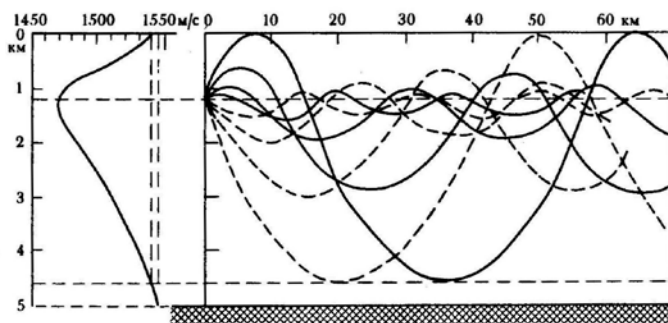


Рис. 10.7. Схема формирования подводного звукового канала (траектории звуковых лучей). Слева – вертикальное распределение (профиль) скорости звука

Всем типам кривой вертикального распределения скорости звука 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.

Акустические методы используются 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 специального звукового излучателя на судне до дна океана и, отразившись от него, вернуться обратно, чтобы быть зарегистрированным приемным датчиком. Глубину H получают по формуле $H = \frac{1}{2} \cdot ct$, где c – скорость звука, t – промежуток времени между моментами посылки звука и его приема на судне.

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 издадут множество разнообразных звуков. В последнее время активно развивается еще одно направление акустических исследований – *акустическая томография* – исследование термических неоднородностей, вихрей с аномальной температурой, влияющей на скорость прохождения звуковых лучей. Томография становится эффективным инструментом исследования глобальных изменений климата, особенно в Арктике, где океанографические наблюдения подо льдом крайне затруднены.

10.10. ВОЛНЕНИЕ

Ветровое 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 длиной в десятки и сотни метров при средней глубине океана около 4 км. Существуют волны *вынужденные*, находящиеся непрерывно под воздействием какой-либо внешней силы, и *свободные*, распространяющиеся по инерции после окончания действия силы, их вызвавшей. Именно к такому виду относятся *волны зыби* – волны, оставшиеся после ослабления или затухания ветра, вызвавшего ветровое волнение. Именно волны типа зыби позволяют легче понять механизм волнового движения воды.

10.10.1. Волны зыби

Волны зыби создаются движением частиц воды по орбитам, имеющим форму окружности или эллипса, причем точки, находящиеся на одном и том же горизонте, движутся по орбитам 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:

$$r_z = r_0 \cdot e^{-\frac{2\pi}{\lambda}}, \quad (10.10)$$

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 обычно считают, 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*.

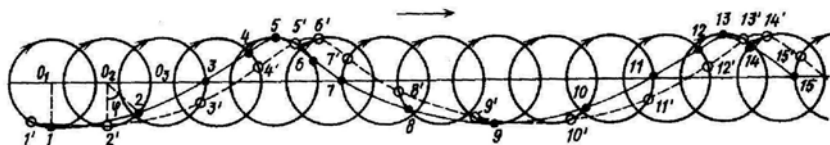


Рис. 10.8. Профиль поверхности трохoidalной волны (зыби): сплошная линия – профиль волны в начальный момент времени, пунктир – тот же профиль, сместившийся в направлении распространения волны (показано стрелкой); цифры без штриха – номера частиц на орбитах в начальный момент, цифры со штрихом – те же 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* a – отношение высоты волны к ее длине (h/λ); *волновой уровень* – линия, делящая площадь трохойды 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» (как и направление ветра), 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 в океане преобладают *трехмерные волны*, в которых изменения высоты (и длины) происходят и вдоль фронта. Это преимущественно ветровые волны и волны типа *толчеи* (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:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \quad (10.11)$$

$$\tau = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}} \quad (10.12)$$

$$u_0 = \frac{h}{2} \sqrt{\frac{\pi g}{2\lambda}} \quad (10.13)$$

где u_0 – орбитальная скорость частицы на поверхности.

Приведенный выше закон затухания волнения с глубиной может быть записан как

$$h_z = h_0 \cdot e^{-\frac{2\pi z}{\lambda}}, \quad (10.14)$$

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:

$$u_z = u_0 \cdot e^{-\frac{2\pi z}{\lambda}}, \quad (10.15)$$

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

$$E = \frac{1}{8} \rho g B \lambda h^2, \quad (10.16)$$

где ρ – плотность воды.

Вертикальное строение волны можно представить и как картину деформации структуры слоя воды (это хорошо показано поплавками на Рис. 10.9).

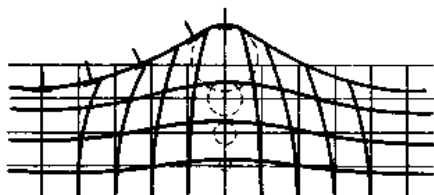


Рис. 10.9. Вертикальное строение волны зыби. На поверхности волны показаны поплавки, пунктиром показаны орбиты частиц

10.10.2. Ветровые волны

Воздействуя на поверхность воды, ветер, благодаря трению о воду, создает касательные напряжения и влекущие усилия, а также 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 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 достаточно сложны. 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 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 волны, увеличение крутизны переднего склона может дойти до срыва гребня, до образования пенного *барашка*. 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 встречаются 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 (эта дистанция зависит от его направления и от размера самого моря). Наибольшие высоты волн наблюдаются в районах с частыми и продолжительными штормами. Обширные площади сильного волнения расположены в умеренных широтах, которые даже получили название «ревущие сороковые». Интенсивное волнение часто наблюдается в районе Антарктического циркумполярного течения, в области квазистационарных атмосферных фронтов и т. д. Самые большие высоты волн – 34 м встречались 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 25 м. Однако в огромном большинстве случаев высоты волн не достигают и 4 м, а волны выше 7,5 м встречаются довольно редко. Обычная длина больших волн тоже значительно меньше максимальных значений: 130–170 м.

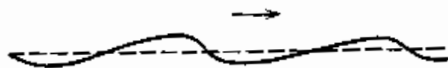


Рис. 10.10. Профиль поверхности ветровой волны.
Стрелка показывает направление ветра и распространения волны

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 в настоящее время – спутниковая альтиметрия, которая дает полную картину топографии волновой поверхности моря вдоль орбиты спутника в момент его пролета с точностью до нескольких сантиметров. Более того, современные численные волновые модели по высоте волн и скорости их распространения в океане позволяют получить достоверную картину скорости и направления приводного ветра. В массовых наблюдениях до сих пор широко пользуются и приближенными приемами для качественной оценки размеров волнения в баллах (табл. 10.4)

Таблица 10.4. Шкала степени волнения

Высота волны*, м	Балл степени волнения	Характеристика волнения
0	0	Штиль, Волнение отсутствует
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

Примечание. *Высота наиболее крупных волн

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. 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* (*накат*). Гребень волны устремляется на сушу, возникает *заплеск*. Чем больше волна, тем большую часть берега заливают 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, а также 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.



Рис. 10.11. Деформация профиля волны у отмелого берега

Прибой, особенно взброс, обладает огромной энергией. Существует множество фактов разрушения береговых сооружений, сдвигов и даже переносов 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 изменяется и положение ее фронта. 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 (формула 10.11), 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, 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 волн. Волновые лучи сходятся к мысам берега и расходятся у заливов, сильно усложняя процессы формирования берега, образование абразионных и аккумулятивных участков. При этом могут образовываться и *разрывные течения*, идущие от берега в открытое море поперек

фронта волны и разрывающие его. Лучевая картина волнения имеет очень важное значение не только для изучения морфологического строения берегов, но и для планирования и ведения гидротехнических работ в береговой зоне (строительство портов, берегоукрепительных сооружений и др.).

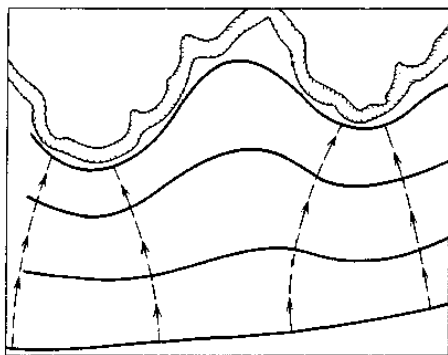


Рис. 10.12. Рефракция волн у берега. Фронт волны (сплошная линия) и волновые лучи (пунктир)

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. Это смещение столба воды доходит до поверхности океана, и от этой

площади начинает перемещаться длинная волна: 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 такие 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 мелководье, 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. Встречаются (хотя и гораздо реже) цунами в Атлантическом и Индийском океанах. 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 активностью его дна. Из 400 действующих вулканов земного шара в Тихом океане находится 330. Большинство сильных землетрясений (около 80%) также происходит в зоне Тихого океана.

Далеко не каждое цунами бывает катастрофическим, в среднем таковыми оказываются 15–20% от их общего числа. 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 г.) погибло около 40 тыс. человек, катастрофическое цунами 26 декабря 2004 г. в Индийском океане унесло 230 тысяч жизней, а во время цунами в Японии 11 марта 2011 г. погибло более 15 тысяч человек, серьезно пострадала атомная электростанция Фукусима-1.

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 по всем имеющимся каналам связи. Заранее разрабатываются система эвакуации людей, защитные сооружения и укрытия.

Служба цунами раньше всего была организована в Японии, затем после Алеутского цунами (1946 г.) – 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, особенно в Средиземном море и в морях Индонезии. 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*, как правило, на границе раздела вод с разной плотностью. 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. Ученые дали правильное объяснение таким колебаниям, предположив, что происходят вертикальные смещения слоев при горизонтальном распространении волны. Оказалось, что высота внутренней волны достигала 100 м. Внутренние 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:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} \cdot \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}}, \quad (10.17)$$

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 была также обнаружена Ф. Нансеном по поведению судна «Фрам»: 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 поверх соленой воды залегал слой пресной или сильно опресненной воды. Движущееся судно создает систему внутренних волн на границе слоев, на что и тратится энергия его движения.

Внутренние волны имеют большое значение в развитии процессов перемешивания вод, в формировании ее тонкой структуры, сильной переслоенности, создаваемой разрушением гребней волн, они влияют и на распространение звука, преломление звуковых лучей, приводят к катастрофам подводных лодок, снижают надежность определения океанологических характеристик, создавая неопределенность в причинах их изменений.

10.11. ПРИЛИВЫ

Приливом называется движение вод океана, вызываемое силами взаимодействия в системе Земля – Луна – Солнце. Нагляднее всего это явление наблюдается в виде периодических колебаний уровня воды 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.

Некоторое неудобство состоит в том, что в русском языке одним и тем же термином «прилив» обозначаются и явление в целом, и одна его часть. Однако обычно легко понять, в каком именно смысле употреблено слово «прилив» – в частном или в общем. Отмеченного неудобства можно избежать, например, таким образом: подъем уровня (приливную фазу) именовать *прилив* – в единственном числе, а совокупность приливных и отливных фаз – *приливы* – во множественном числе. Явление прилива в океане проявляется не только в виде колебаний уровня, но и в виде течений, и, как было упомянуто раньше (см. 10.10.5), в виде внутренних волн.

10.11.1. Основные элементы приливов

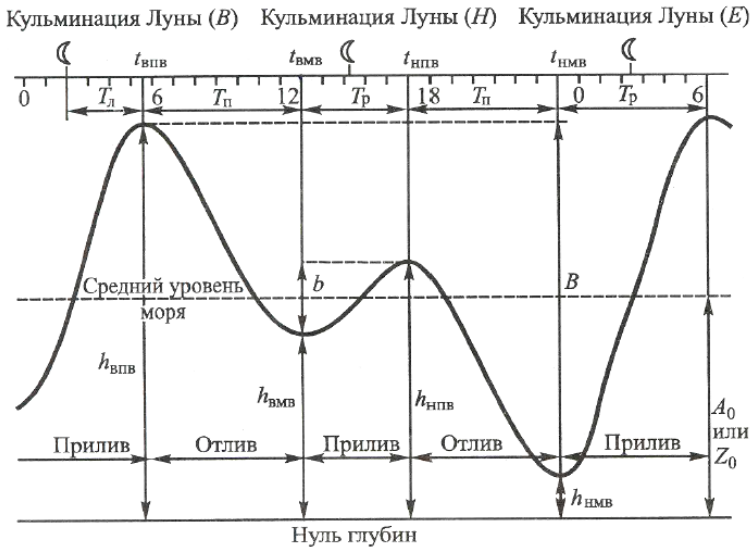
Лучше всего начинать изучение приливов с характеристики колебаний уровня. На кривой, изображающей изменение уровня моря в течение одного периода прилива (рис. 10.13), можно отметить большую часть характеристик явления, а именно:

$h_{\text{ВПВ}}$ – 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,
 $B = h_{\text{ВПВ}} - h_{\text{НМВ}}$ – 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,
 $T_{\text{Р}} = t_{\text{ПВ}} - t_{\text{МВ}}$ – 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.

Рис. 10.13. Изменение уровня моря во время прилива (обозначения см. в тексте)

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. (см. следующий параграф).

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 запаздывание связано с местными условиями района наблюдений.

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 приливов наблюдается в огромном числе пунктов побережья Мирового океана. Он относится к типу *смешанных приливов*. Все приливы по типу кривых хода уровня разделяются на *разновидности: правильные суточные, правильные полусуточные и смешанные*, которые подразделяются на *неправильные суточные и неправильные полусуточные*. Общее представление о приливах в Мировом океане дано на картах Атласов океанов, где показаны характер приливов и его величина. Наиболее распространены в океане *правильные полусуточные приливы* (в основном – в Атлантическом и Индийском океанах), реже встречается *смешанные* (большая часть побережья Тихого океана и Антарктиды), а *правильные суточные* наблюдаются на очень немногих участках побережья (побережье Мексиканского залива, Охотского моря).

Суточное неравенство приливов вызвано изменением склонения Луны и Солнца, связанным с наклоном земной оси к эклиптике. Поэтому суточное неравенство изменяется по величине в зависимости от изменений склонения Луны и Солнца.

Другое неравенство приливов, называемое *полумесячным* или *фазовым* (потому что оно связано с фазами Луны), вызвано тем, что приливы вызываются не только Луной, но и Солнцем, и приливообразующие силы их, накладываясь одна на другую, могут либо складываться и увеличивать отклонение уровня, либо 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 приливов существует еще несколько долгопериодных 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 приливов.

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 взаимно притягивающихся 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 существует центробежная сила, противодействующая сближению обоих небесных тел. 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 лунному месяцу (немного более 27 земных суток). 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 в центре Земли уравновешивалось, 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 $D + R > d > D - R$. 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 Луны с периодом лунный месяц. Но так как Земля вращается вокруг собственной оси с периодом в сутки, то поле это будет перемещаться со скоростью, определяемой этими двумя периодами. Вращение происходит в одном направлении, и пока Земля сделает один оборот, Луна продвинется немного дальше. 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, для вертикальной составляющей она равна $9 \cdot 10^{-6}$ доли силы тяжести, а для горизонтальной – $12 \cdot 10^{-6}$. Главную роль в явлении приливов 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.

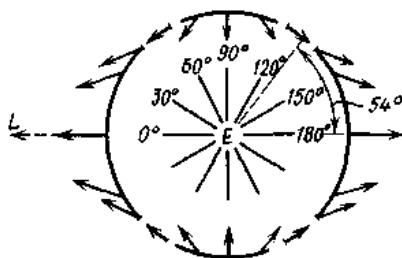


Рис. 10.14. Схема распределения приливообразующей силы на меридиональном сечении поверхности Земли

Теория приливов имеет два направления: одно рассматривает поверхность Мирового океана в каждый данный момент как фигуру равновесия – это *статическая теория приливов*; другое представляет ее как волновой процесс под действием периодической силы и называется *динамической теорией приливов*.

10.11.3. Статическая и динамическая теории приливов. Строение приливной волны и приливные течения

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 океана, а между ними широким поясом, охватывающим весь твердый шар, лежит ниже среднего уровня пояс малых вод. Эллипсоид, следуя за Луной, делает один оборот в течение лунного 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 бóльшая ось эллипсоида перемененно наклонена к плоскости экватора. Это и создает *суточное неравенство приливов*.

Статическая теория позволяет вычислить и высоты приливов над средним уровнем h по формуле

$$h = \frac{3}{2} \cdot \frac{L}{E} \cdot \frac{R^4}{D^3} (\cos^2 Z - \frac{1}{3}), \quad (10.18)$$

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») составляет 0,36 м, наимизшее положение в поясе малых вод 0,18 м, 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 приливов соответственно будут 0,79 и 0,29 м. Если учесть еще и паралактическое 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 (Святой Елены, Гуам) они близки к теоретическим – по 0,8 м.

По статической теории приливов одновременно должны наступать полные воды на одном меридиане, а суточное неравенство приливов зависит от широты, чего тоже в природе нет. Есть и другие детали реального явления приливов, которые статическая теория объяснить не может, хотя главные закономерности явления в ней получили хорошее истолкование.

Чтобы объяснить несоответствия, отмеченные в статической теории, динамическая теория приливов рассматривает явление не в статике, а в движении, как волну. Эта теория была выдвинута П. Лапласом, развивалась Дж. Эри, Дж. Дарвином, А. Дудсоном.

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 приливов), большая ось – пробег частицы в направлении распространения приливов – 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. 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 (к горизонтальному пробегу).

Таким образом, в простейшем случае в гипотетическом проливе или канале течение имеет только два противоположных направления, а скорость его непрерывно изменяется от нуля до наибольшего положительного и отрицательного 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 орбиты частиц могут описывать очень сложные 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.

10.11.4. 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:

$$B = B_0 \sqrt{\frac{w_0}{w}} \sqrt{\frac{H_0}{H}}, \quad (10.19)$$

где индекс нуль относится к входному створу, значения без индекса – внутри залива, w – ширина залива, H – его глубина, B – величина прилива.

Весьма большие величины приливов в заливах объясняются совместным влиянием уменьшения ширины и глубины залива. Наибольшая для всего Мирового океана величина прилива (18 м) наблюдается в заливе Фанди (между материком Северной Америки и полуостровом Новая Шотландия); величины приливов больше 10 м отмечены на юге Патагонии, на Баффиновой Земле, в заливе Аляска, в Камбейском заливе

(Индийский океан). В России 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, распространяющаяся с большой глубины и ширины, передает всю свою энергию меньшей массе, т. е. на меньшую глубину и ширину. Этим и вызывается рост высоты приливной 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 возрасти, а даже уменьшаться. Это явление наблюдается на побережье сибирских морей, где при большой ширине шельфа величина приливов 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. Приливные волны увеличивают продолжительность суток на одну миллисекунду за 100 лет, т. е. на одну минуту за шесть миллионов 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, суточные приливы в южной части Балтийского моря при господстве по всему морю неправильных полусуточных приливов). Приливная волна может входить и в реки и распространяться по ним на большие расстояния, как показано в разд. 6.14.2. Более подробные сведения об особенностях

приливов в устьях рек, их величинах, дальности проникновения в реки приливных колебаний уровня и морских осолоненных вод приведены в гл. 6 (разд. 6.14.5, Рис. 6.27, табл. 6.9 и 6.11).

10.11.5. Разложение уравнения приливной волны.

Гармонические постоянные. Таблицы приливов

Уравнение прилива можно разложить на отдельные составляющие, 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, его период равен периоду возбуждающей силы, и что эти колебания геометрически складываются, т. е. 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 $2\pi/\tau$ 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 данного 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 упомянутого разделения формула (10.20) преобразуется:

$$h = fH \cos[qt + (v_0 + u) - K], \quad (10.21)$$

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:

$$h = \sum_{i=1}^n f_i H_i \cos[q_i t + (v_i + u)_i - K_i]. \quad (10.22)$$

По этой формуле можно рассчитать ход уровня и назад во времени – для проверки надежности гармонических постоянных, и вперед – для предвычисления приливов. 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.

Современные компьютеры позволяют заблаговременно вычислять высоты и моменты полных и малых вод, а для некоторых пунктов и высоты приливов на каждый час каждого дня года и составлять *таблицы приливов*. 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 – соприливный). *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 длинной 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 приливов. Оказалось, что в Северном море есть две *амфидромические 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 приливов при больших скоростях течений. На карте показаны также величины приливов.

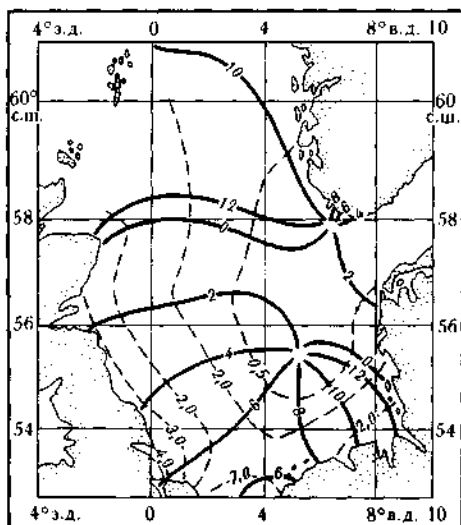


Рис. 10.15. Котидальная карта Северного моря.
Сплошные линии – котидали через 2 ч, пунктир – величина (м)
прилива (по Г. Дитриху)

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.

10.11.6. Приливы в ограниченном водоеме. Сейши

Приливообразующая сила порождает приливную волну, которая по своей природе относится к *вынужденным*, но может распространяться и *в виде свободной 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 экватории моря одинаковой. Следовательно, уровень моря в каждый данный момент находится в равновесии, а вся масса воды находится в колебательном движении. Такого рода колебания, как и для озер (см. раздел 7.5), носят название *сейш*. Эти стоячие волны относятся к типу длинных, период их колебаний зависит от размеров водоема, он определяется по формуле (7.17) при $n = 1$, т. е. :

$$\tau = 2L / \sqrt{gH}, \quad (10.23)$$

где L – длина моря, H – его глубина.

Для Черного моря, куда индуцированный океаном прилив не доходит, собственный прилив может иметь величину до 12 см по крайним границам, причем когда полная вода на востоке моря, 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.

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 ветра и силы горизонтального градиента давления, соответственно и течения разделяются на дрейфовые или фрикционные и градиентные или гравитационные.

Причин же, порождающих течения, может быть несколько: ветер, разность плотностей воды, разность уровней, созданная атмосферным воздействием 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, теплоты и солей между различными частями 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 воду 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 система уравнений гидродинамики для компонентов вектора скорости, которые в каждом конкретном случае упрощаются в соответствии с задачей. В. Экман использовал два уравнения для компонентов вектора скорости u и v – проекций течения на оси x и y , учитывающие только две силы, уравновешивающие одна другую: силу трения, вызванного ветром на поверхности, и силу Кориолиса.

Задача была поставлена Ф. Нансеном, который во время экспедиции на «Фраме» (1893–96 гг.) заметил отклонение дрейфа льда вправо от ветра, объяснил его воздействием силы Кориолиса и просил проверить это математическим решением. Первое решение было выполнено В. Экманом в 1902 г. и соответствовало наиболее простым и вместе с тем общим условиям: океан однороден по уровню, плотности и вязкости, бесконечно глубок, безбрежен и подвержен действию

постоянного ветра (взятого по оси y). Ветер тоже безграничен и постоянен, движение установившееся (стационарное). В этих условиях решение имело вид:

$$\begin{aligned} u &= V_0 e^{-az} \cos(45^\circ - az), \\ v &= V_0 e^{-az} \sin(45^\circ - az), \end{aligned} \quad (10.24)$$

где V_0 – скорость течения на поверхности океана, $a = \sqrt{\rho\omega \sin \varphi / \mu}$, μ – динамический коэффициент вязкости, ρ – плотность воды, ω – угловая скорость вращения Земли, φ – широта места, ось z направлена вниз.

Уравнения показывают, что течение на поверхности отклоняется от направления ветра 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 (огibaющая), выразится логарифмической спиралью – спиралью Экмана (Рис. 10.16).

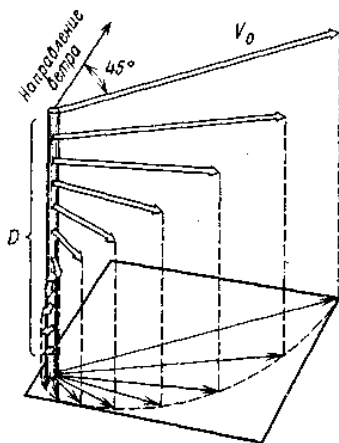


Рис. 10.16. Схема структуры ветрового течения (по В. Экману)

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 при волнении). Этот горизонт $z = D$, называемый *глубиной трения*, был определен Экманом по формуле

$$D = \frac{\pi}{a} = \pi \sqrt{\frac{\mu}{\rho \omega \sin \varphi}}, \quad (10.25)$$

а весь слой называется *экмановским* или *слоем трения*.

Глубина трения, таким образом, зависит от широты места. Эта глубина 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 компоненты скорости течения. Оказалось, что перенос воды в ветровом течении, по Экману, происходит не по ветру, а перпендикулярно ему, вдоль оси абсцисс x . Это легко понять, так как в основе теории лежит предположение о равновесии силы трения (она направлена по оси ординат в положительном направлении) и силы Кориолиса. Значит, последняя должна быть направлена по оси ординат в сторону отрицательных значений, 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 на поверхности V_0 :

$$V_0 = \frac{0,0127W}{\sqrt{\sin \varphi}} \quad (10.26)$$

В формуле (10.26) коэффициент пропорциональности при скорости ветра W (0,0127) называется *ветровым коэффициентом*.

Потом Экман (1905 г.) 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 ветрового течения, и угол отклонения течения 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 течения 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 стенку глубиной 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 неизменной по вертикали 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 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 схема в чистом виде не встречается, хотя у приглубых берегов (например, у Кавказского и Крымского

берегов Черного моря) может наблюдаться сходная ситуация, приводящая в случае сгона к апвеллингу (см. разд. 10.5.2).

У отмелей берегов, где $H/D < 0,25$, наибольший сгонно-нагонный эффект создают ветры, нормальные к берегу (например в Финском и Таганрогском заливах), а продольное его направление будет нейтральным.

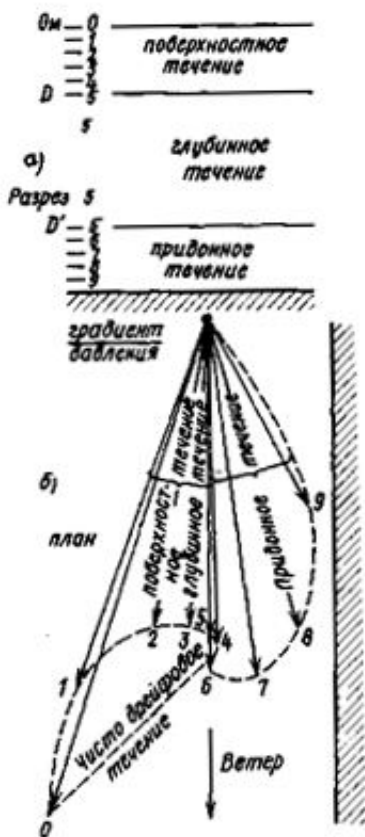


Рис. 10.17. Схема структуры течения у приглубого берега (по В. Экману)

На основе теории Экмана развивались и продолжают развиваться исследования ветровых течений. Например, были разработаны теории ветровых течений для мелкого моря различных форм. Определена роль ветровых изменений уровня в формировании схемы течений вод Мирового океана. Выяснилось, что под влиянием неравномерного ветра возникают наклоны водной поверхности, которые первое время мало меняют поле плотности. Если ветер дует продолжительное время, то поле плотности перестраивается. Менее плотная вода верхних слоев под действием силы Кориолиса и ветрового нагона отходит в сторону высокого уровня (правая сторона течения в Северном полушарии), а более плотная вода на глубине оттекает в сторону меньшего уровня и давления (левая сторона течения).

10.12.3. Плотностные течения

Плотностное течение порождает неравномерность распределения плотности в океане. Как было показано в разд. 10.6 (см. Рис. 10.2), в низких широтах Мирового океана плотность воды на поверхности меньше, а удельный объем больше, чем в полярных областях. Следовательно, уровень во внутритропической области выше, чем в высоких широтах. Это приводит к движению воды по уклону, т. е. от тропиков к полюсам. Одновременно начинают действовать силы трения и Кориолиса, влияют очертания берегов, рельеф дна и еще накладывается глобальная система ветров. Все это вместе взятое и формирует *общую циркуляцию вод океана*.

Рассмотрим роль различия плотностей в формировании течений. 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

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{K}{g} = \frac{\Delta h}{L} = \frac{1}{g} 2\omega v \sin \phi. \quad (10.27)$$

Отсюда находим скорость потока:

$$v = \frac{g \operatorname{tg} \beta}{2\omega \sin \phi} = \frac{g \Delta h}{2\omega L \sin \phi} \quad (10.28)$$

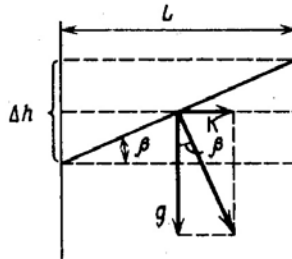


Рис. 10.18. Схема расчета наклона водной поверхности в океане; течение направлено «в чертеж»; Северное полушарие

Измерить превышение Δh на поверхности моря достаточно точно нельзя, но можно найти его приближенно, если воспользоваться *динамическим методом*, предложенным в начале прошлого века В. Бьеркнесом применительно к атмосфере. В. Сандстрем и Б. 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 – геопотенциала (динамический дециметр): 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): $p = 0,1gh/a$, где a – удельный объем воды. Связь всех трех величин запишется так:

$$D = 0,1gh = pa; \quad p = \frac{D}{a} = \frac{0,1gh}{a}; \quad h = \frac{10D}{g} = \frac{10pa}{g} \quad (10.29)$$

Это значит, что для воды с соленостью 35‰ и температурой 0° глубине один метр 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 полученными в децибарах.

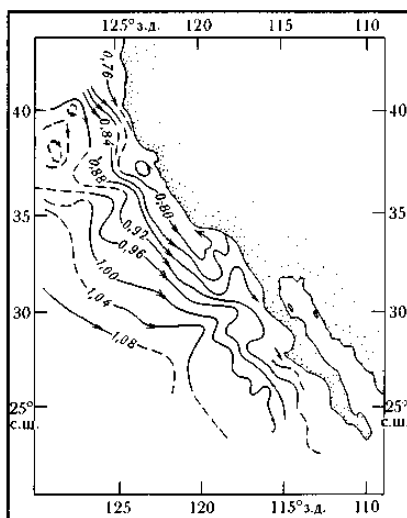
Для определения скоростей течений в данном районе океана надо иметь достаточно плотную сеть станций и для каждой станции получить *динамическую высоту*, вычисляя ее вверх от некоторой *отсчетной (нулевой) изобарической поверхности*, принимаемой за начало отсчета для всех станций. Для океана часто берется изобара 1500 децибар, т. е. 1500 м, так как это слой находится у нижней границы главного термоклина (для морей берется меньшее значение). Динамические высоты определяют по температуре и солености воды на каждом горизонте по формуле $D = \rho a$. 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 в Северном полушарии справа по движению. Расстояние между изолиниями обратно пропорционально скорости течения, поэтому величина скорости может быть вычислена по разности динамических высот в двух точках, лежащих на расстоянии L одна от другой:

$$v = \frac{10\Delta D}{2\omega \sin \varphi \cdot L}. \quad (10.30)$$

Вследствие близости числовых значений динамических и линейных метров динамические карты показывают топографию поверхности моря. Динамические карты составлены для всех океанов и морей. Они дают генеральную картину стационарной *геострофической циркуляции*, в которой внутреннее трение пренебрежимо мало, а действующая сила – градиент

давления – уравнивается только силой Кориолиса. Пример динамической карты дан на Рис. 10.19.

В настоящее время метод расчета значительно усовершенствован, модели течений позволяют решать полную систему уравнений гидродинамики, учитывающую воздействие ветра, влияние рельефа дна, трение о дно, переменную плотность воды, изменение силы Кориолиса с широтой и т. д. При этом единая отсчетная поверхность либо не требуется вовсе, либо расчет идет от уровня поверхности океана, полученного по балансу суммарных расходов течений или по данным спутниковой альтиметрии.



течений на его поверхности, и в основном она определяется атмосферной циркуляцией, ветром. На Рис. 10.20 показаны главные элементы системы циркуляции: течения *зональные и меридиональные, циклонические и антициклонические, пограничные, разделяющие их океанологические фронты и области дивергенции и конвергенции*. Нижние слои тоже не находятся в покое. Движение их вызвано отчасти движением верхнего слоя, а отчасти – различиями температуры и солености, т. е. это *термохалинная циркуляция* (подробнее о глобальной термохалинной циркуляции речь пойдет в разделе 10.15).

Однако *реальная картина течений значительно сложнее* показанной на схеме. Прежде всего, движение неоднородно по всей толще воды: на разных горизонтах могут наблюдаться разные скорости и направления движения. Существует, например, *глубинное противотечение под Гольфстримом* вдоль материкового склона Северной Америки на горизонтах около 2000–3000 м. Особенно интересно *экваториальное подповерхностное противотечение*. Оно проходит узкой струей, направленной на восток, в плоскости экватора, захватывая по 1–2° широты к северу и к югу от него на горизонтах от 20–30 до 150–200 м со срежем очень большой скорости на горизонте около 75 м. Вокруг же этой струи вода течет на запад. Поток зарождается у западных берегов океанов, куда пассатные течения приносят много воды. Противотечение уносит часть избытка воды, а оставшаяся его часть уходит с поверхностными течениями от экватора на север и на юг.

На разрезах изотерм и изогалин во многих районах океана, особенно в полярных и приполярных, заметны «языки» более теплых и более холодных, опресненных или осолоненных вод. Эти промежуточные слои свидетельствуют, как правило, об адвективном происхождении таких вод, принесенных течением. Противотечения наблюдаются и на поверхности океана, например противотечения у восточных краев Гольфстрима, Куро시오.

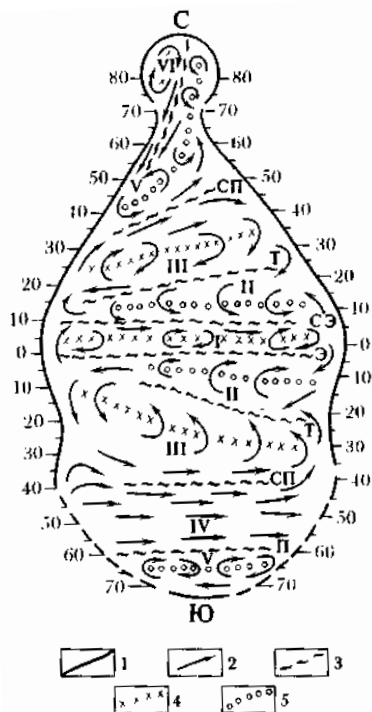


Рис. 10.20. Общая схема циркуляции для толщи поверхностных вод океана (по В.Н. Степанову):
макροциркуляционные системы: I – экваториальная антициклоническая, II – тропические циклонические, III – субтропические антициклонические, IV – антарктическая циркумполярная, V – высокоширотные циклонические, VI – арктическая антициклоническая; 1 – береговая линия, ограничивающая площадь океана, занимаемую им (в среднем по всем океанам) на данной географической широте; 2 – направление перемещения основных потоков; 3 – главные океанические фронты (зоны, разделяющие макροциркуляционные системы): Э – экваториальный, СЭ – субэкваториальный, Т – тропические, СП – субполярные, П – полярные; 4 – конвергенции макροциркуляционных систем (проходящие по их гребням и ложбинам); 5 – дивергенции макροциркуляционных систем (проходящие по их гребням и ложбинам)

У интенсивных *струйных пограничных течений* у западных окраин океанов обнаружены *меандры*, подобные речным, только

гораздо более подвижные. Такие меандры иногда отшнуровываются от основного потока течения в виде *вихрей (рингов)* и существуют самостоятельно месяцами и даже годами.

Длительные наблюдения на полигонах в океане показали, что в океане существуют вихри и другого происхождения: *топогенные*, созданные неровностями дна, *синоптические*, подобные атмосферным. Вихри распространены по всему океану, но чаще встречаются в районах струйных течений, таких, как Гольфстрим, Куроисио, Агульяс. *Синоптические вихри бывают по направлению вращения циклоническими и антициклоническими*, имеют диаметр около 100–300 км и захватывают слои воды в сотни метров толщиной. Перемещаются вихри со скоростями километры в сутки, а скорости орбитальных движений (течения) измеряются десятками сантиметров в секунду. Кинетическая энергия вихрей превышает энергию средних («постоянных») течений: сильных в два – четыре раза, а слабых в открытых частях океана в 15–30 раз. Вихри играют весьма существенную роль в переносе масс воды, теплоты и солей, влияют на погоду и на климат. За последние 30–40 лет собран очень богатый материал наблюдений за вихрями, разработана теория их динамики, а современные компьютерные модели течений способны воспроизводить образование вихрей и их перемещение.

Длительные наблюдения за время изучения океана позволили составить не только *генеральную 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 их краткая характеристика. Течения, температура которых выше средней температуры для тех же широт, называются *теплыми*, при одинаковой температуре говорят о *нейтральных* течениях, если же их температура ниже – *холодными*.

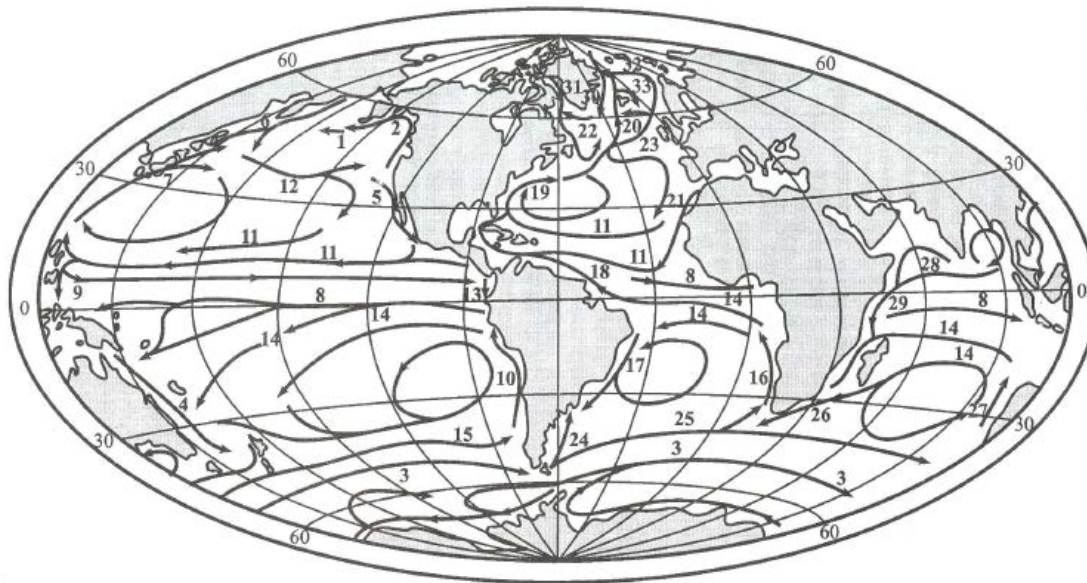


Рис. 10.21. Схематическая карта течений в Мировом океане (по Г.Дитриху). Пояснения см. в табл. 10.5.

Таблица 10.5. Основные течения Мирового океана*

Название	Температурная градация	Средняя скорость, см/с
<i>Тихий океан</i>		
1. Алеутское	Нейтральное	15
2. Аляскинское	Теплое	15
3. Антарктическое циркумполярное	Нейтральное	25–75
4. Восточно-Австралийское	Теплое	20
5. Калифорнийское	Холодное	12
6. Курило-Камчатское (Ойясио)	Холодное	25
7. Куроисио	Теплое	35
8. Межпассатное (экваториальное) противотечение	Нейтральное	50–130
9. Минданао	Нейтральное	30
10. Перуанское	Холодное	110
11. Северное пассатное	Нейтральное	80
12. Северо-Тихоокеанское	Нейтральное	35
13. Эль-Ниньо	Теплое	–
14. Южное пассатное	Нейтральное	95
15. Южно-Тихоокеанское	Нейтральное	5
<i>Атлантический океан</i>		
3. Антарктическое циркумполярное	Нейтральное	25–75
8. Межпассатное противотечение	Нейтральное	75
11. Северное пассатное	Нейтральное	25
14. Южное пассатное	Нейтральное	95
16. Бенгельское	Холодное	25
17. Бразильское	Теплое	25
18. Гвианское	Теплое	–
19. Гольфстрим	Теплое	75
20. Ирмингера	Теплое	–
21. Канарское	Холодное	50
22. Лабрадорское	Холодное	75
23. Северо-Атлантическое	Теплое	50
24. Фолклендское	Холодное	–
25. Южно-Атлантическое	Нейтральное	65
<i>Индийский океан</i>		
3. Антарктическое циркумполярное	Нейтральное	25–75
8. Межпассатное противотечение	Нейтральное	–
14. Южное пассатное	Нейтральное	–
26. Агульясское (Игольного мыса)	Теплое	70
27. Западно-Австралийское	Холодное	–
28. Муссонное	Нейтральное	–
29. Сомалийское	Нейтральное	–

<i>Северный Ледовитый океан</i>		
30. Восточно-Гренландское	Холодное	50
31. Западно-Гренландское	Теплое	–
32. Западно-Шпицбергенское	Теплое	–
33. Норвежское	Теплое	–

Примечание. *Номера в таблице соответствуют номерам на карте Рис. 10.21. Прочерк – отсутствие данных.

10.13. УРОВЕНЬ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Свободная поверхность Мирового океана должна иметь форму близкую к форме *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 материками 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 уровня 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 малая вода в сизигию, средняя малая вода в сизигию для морей с приливами, среднемноголетний 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 уровня 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 заливается 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 сгонно-нагонных колебаний уровня показало, например, что в катастрофических Санкт-Петербургских наводнениях играет роль характер циклонов и траектория 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.

Данные о штормовых нагонах в устьях рек, их величинах, дальности распространения в реки и о катастрофических нагонах во второй половине XX – начале XXI вв. приведены также в гл. 6 (разд. 6.14.5, табл. 6.9 и 6.10).

10.13.2. Сезонные колебания уровня

Для выяснения *сезонных (внутригодовых) колебаний уровня* используются величины среднемесячного уровня. Такое осреднение исключает 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. К этому следует прибавить еще влияние сезонных колебаний атмосферного давления и ветров, что также дает свой вклад в ход 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).

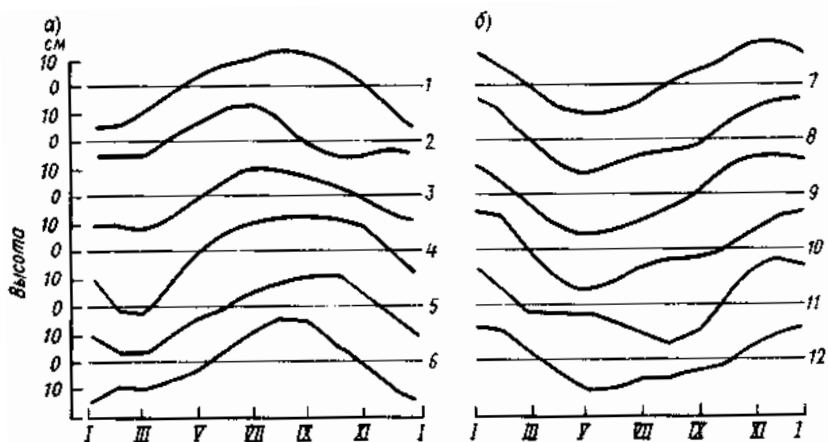


Рис. 10.22. Годовой ход уровня при муссонном (а) и зональном (б) типах циркуляции атмосферы (по Н.И.Егорову):
 1 – Балтимор (Чесапикский залив), 2 – Батуми (Черное море),
 3 – Шатт-эль-Араб (Персидский залив), 4 – Мергун (Бенгальский залив), 5 – Манила (Филиппинские острова), 6 – Кийфу (о. Тайвань),
 7 – Печенга (Баренцево море), 8 – Кабелвоч (Норвежское море),
 9 – Гринок (Ирландское море), 10 – Харлинген (Северное море),
 11 – Симсон (Канада), 12 – Виктория (Канада)

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. Сток оказывает очень сильное влияние на сезонный ход уровня в арктических морях. 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 среднегодовой уровень для каждого отдельного года. Они оказываются различными, что указывает на существование *многолетних* или *межгодовых колебаний уровня*. Их природа недостаточно ясна, так же, как и природа длительных климатических изменений. В наше время размах межгодовых колебаний уровня укладывается в 20–30 см. На Рис. 10.23 представлено несколько временных рядов средних годовых уровней океана по данным береговых станций. Обращает на себя внимание, что наибольшие колебания приурочены к внутренним морям (Черному и Северному), где большую роль играют колебания речного стока, а изменения в Северном (материковом) полушарии в целом значительно больше, чем в Южном. Очевидно и отмеченное в пункте 10.3 общее повышение уровня океана, особенно в Северном полушарии.

Существуют и еще более длительные колебания – *вековые*, измеряемые периодами в несколько десятилетий и сотен лет. Они изучены еще меньше, поскольку инструментальные наблюдения не превышают 200 лет. О тенденции изменений уровня океана в XX и XXI вв. было сказано в разд. 3.2.

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*.

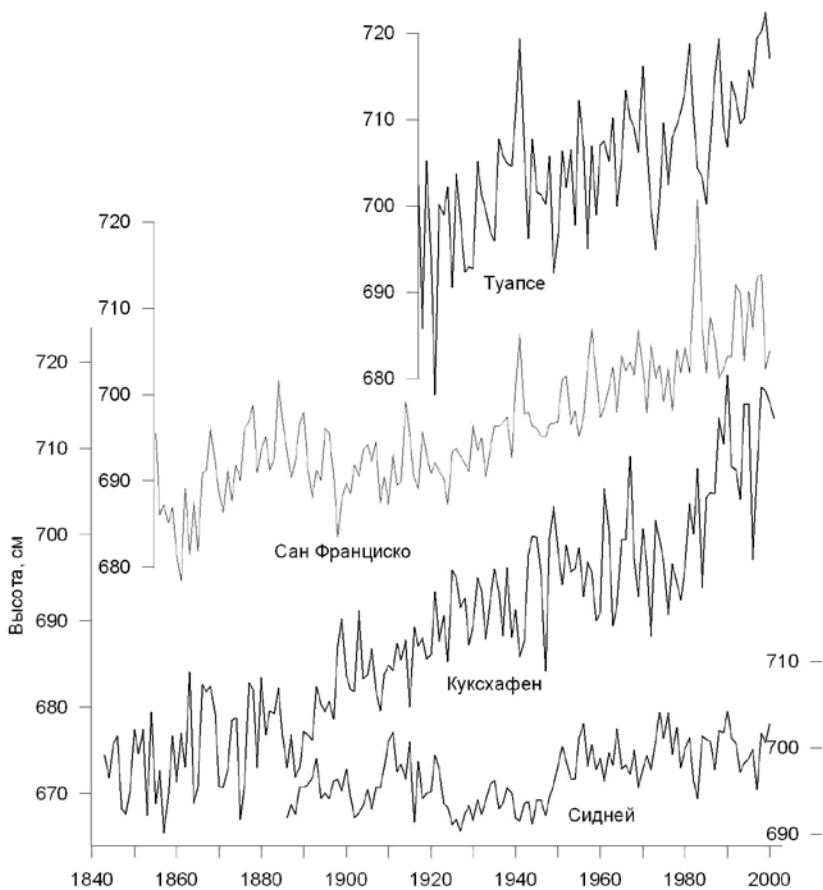


Рис. 10.23. Долгопериодные изменения среднегодового относительного уровня океана по данным береговых станций в Сиднее (Тихий океан), Куксхафене (Северное море), Сан-Франциско (Тихий океан) и Туапсе (Черное море)

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 России – 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 до глобальных научных проблем климатического, 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 отличие 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

1920-х гг. 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, биогенных элементов, некоторые химические коэффициенты, изотопный состав воды, минералогический и химический состав взвеси, видовой состав планктона, нектона, 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 смешения 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 или на некотором горизонте, 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 пользуются одним-двумя основными показателями, а другие – привлекают по мере возможности. Давно в качестве основных показателей берут температуру и соленость воды, 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 Б. 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 некоторых измеренных горизонтов может быть подписана возле соответствующей точки (Рис. 10.24).

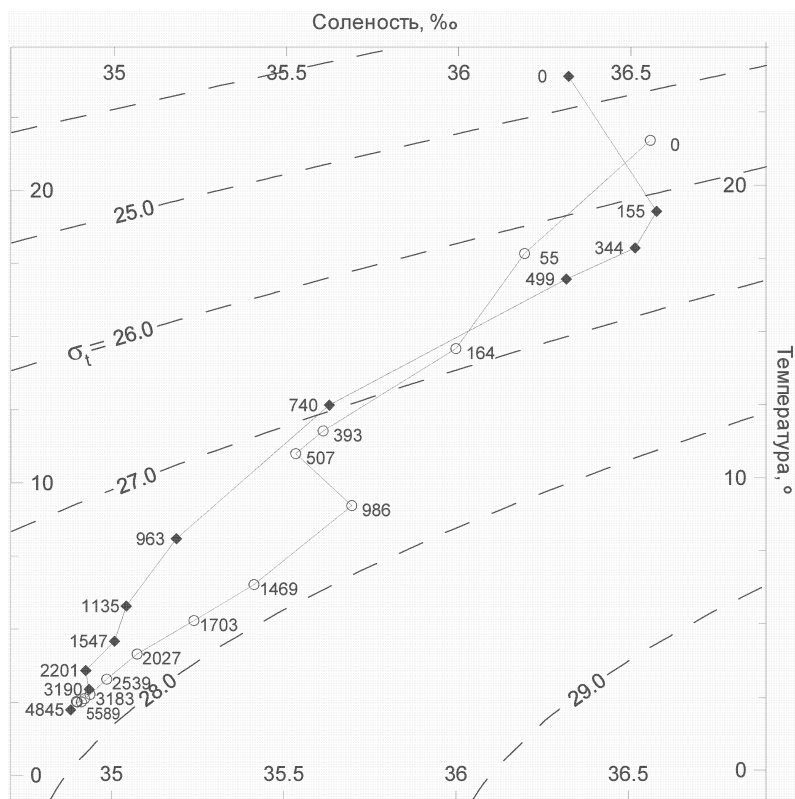


Рис. 10.24. Пример T, S – кривых для двух станций, выполненных научно-исследовательским судном «Профессор Мультановский» в 1993 г. на разрезе по 36° с.ш. в Атлантическом океане. Цифрами (м) указаны некоторые горизонты. Штриховыми линиями даны изолинии равной условной плотности σ_T

Метод T, S -анализа можно применить и для изучения пространственного распределения водных масс, как это сделали Ф. Нансен и Б. 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 среднемесячным 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 долгопериодной изменчивости индексов водных масс также может использоваться как один из показателей наряду со значениями температуры, солености, изотопным составом воды и т. п., подробнее об этом будет рассказано ниже.

10.14.3. Водные массы Мирового океана

Выделяются прежде всего две элементарные (первичные) водные массы: *речная* 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 – особенностями водного и теплового баланса, с океанической и атмосферной циркуляциями. Поэтому к основным водным массам относятся: *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, внесенные 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 «водная масса» 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, реками, 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. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ. ОКЕАН И КЛИМАТ

В последние десятилетия сложилось понимание того, что океан и атмосферу нужно рассматривать как единую систему. Эти две среды, находясь в непосредственном контакте, непрерывно обмениваются энергией (внутренней и механической) и веществом. Все процессы в океане и атмосфере (кроме приливов) имеют единый источник энергии – солнечное излучение. Усвоение солнечной радиации зависит от состояния атмосферы и океана, поэтому нельзя отделить получение энергии от процесса ее передачи и трансформации, которые вместе формируют природную среду, ее физические, химические и биологические характеристики, а также скорость преобразования энергии из одного вида в другой.

Океан – не только аккумулятор и перераспределитель теплоты в пространстве и времени, но и главный поставщик атмосферной влаги, оказывающей не меньшее влияние на термодинамику атмосферы, чем солнечная радиация. Достаточно отметить, что за счет конденсации влаги воздух получает больше тепла, чем приносит ему турбулентный перенос и поглощение солнечной радиации. Велика роль влаги и в сконденсированном состоянии как экрана, перераспределяющего тепловые потоки не только в атмосфере, но и в океане. Влагообмен океана с атмосферой влияет через изменение солености воды и на состояние океана. При этом обратного эффекта влияния солености на испарение или осадки не наблюдается.

Если океан влияет на атмосферные процессы в основном через тепло- и влагообмен, то атмосфера воздействует на океан не только через эти потоки, но и динамически. Термический режим и соленость вод океанов и морей, течения в значительной мере обусловлены действием атмосферы, если не непосредственно, то косвенным образом. Атмосферные движения вызывают перемещения больших масс воды, переносящих накопленную ими теплоту в районы с совершенно

иными климатическими характеристиками, где эта тепловая аномалия изменяет свойства воздушной массы над океаном. Передача атмосферой количества движения (импульса) – важнейшая причина возникновения движения в верхнем слое океана. Под воздействием касательного напряжения ветра в океане возникают ветровые волны, турбулентность, дрейфовые течения. Колебания атмосферного давления напрямую изменяют уровень океана, вызывают сгонно-нагонные явления.

Очень важен в современных условиях и газообмен между океаном и атмосферой. Например, океаны содержат в 50 раз больше диоксида углерода (углекислого газа), чем атмосфера. В настоящее время примерно 1/3 часть ежегодного антропогенного поступления CO_2 от сжигания топлива в атмосферу усваивается океаном.

Таким образом, под взаимодействием между океаном и атмосферой следует понимать совокупность разномасштабных процессов перераспределения и трансформации солнечной энергии, водяного пара, газов, солей, количества движения (импульса) в процессе обмена свойствами между океаном и атмосферой, в результате которых формируется природа Земли.

При взаимодействии атмосферы и океана, как правило, трудно выделить причину и следствие того или иного процесса, поскольку воздействие одной сферы на другую происходит с многочисленными обратными связями. Положительные обратные связи усиливают первоначальное воздействие, отрицательные (их большинство) – препятствуют его развитию. Например, при увеличении температуры поверхности океана увеличивается испарение, в атмосферу попадает больше влаги, увеличивается облачность, задерживающая длинноволновое излучение поверхности океана. При этом температура подоблачного слоя атмосферы и поверхности океана еще более возрастает – это положительная обратная связь. С другой стороны, возрастание облачности повышает альбедо

атмосферы, меньше коротковолновой радиации достигает поверхности океана, и ее температура должна понижаться – так работает отрицательная обратная связь.

Взаимодействие океана и атмосферы охватывает очень широкий диапазон масштабов – от долей секунды и сантиметров до сотен лет и десятков тысяч километров. В то же время каждый масштаб характеризуется и своими особенностями обмена энергией, влагой, газами и другими компонентами, а также своими механизмами превращений энергии и вещества. Выделяют следующие наиболее важные временные масштабы изменчивости океанских процессов:

1) мелкомасштабный ($10^{-1} - 10^3$ с, т. е. от долей секунды до десятков минут) – он достаточно хорошо прослеживаются как в атмосфере, например, по скорости ветра, так и в океане – он соответствует периоду ветровых волн;

2) мезомасштабный ($10^4 - 10^5$ с) – этот класс явлений с периодом от часов до суток выделяется в связи с широко встречающейся внутрисуточной изменчивостью гидрометеорологических элементов;

3) синоптический ($10^6 - 10^7$ с, от нескольких суток до месяцев), связанный с атмосферными и океанскими вихрями, фронтальными зонами, неоднородностью потоков теплоты и импульса;

4) сезонный (годовой период), определяемый годовым склонением Солнца и поступлением солнечной радиации на поверхность раздела океан-атмосфера;

5) межгодовой, связанный с колебаниями характеристик теплообмена отдельных областей океана и всей атмосферы, самый яркий пример такого колебания – явление Эль-Ниньо/Южное Колебание в низких широтах;

6) долгопериодный (внутривековой и межвековой), определяемый изменчивостью формирования глубинных водных масс океана и глобальной циркуляции.

Часто эти масштабы, начиная с синоптического, объединяют в общую группу крупномасштабных процессов. Именно для этих масштабов характер изменчивости климатической системы Земли в значительной степени определяется процессами, происходящими в океане.

С точки зрения оценок крупномасштабной изменчивости океана и его действия на изменение атмосферной циркуляции, потоки энергии океан – атмосфера являются ключевым фактором, характеризующим одновременно изменения температуры поверхности океана и приводного слоя воздуха. В главе 3 уже отмечалось, что теплоемкость всей атмосферы соответствует теплоемкости слоя в океане толщиной лишь 3 м. Из сопоставления теплоемкостей океана и атмосферы становится ясно, что в среднем океан является тепловым резервуаром, значительно превосходящим атмосферу по запасам внутренней энергии. Скорость преобразования энергии в атмосфере во много раз превышает скорость ее трансформации в океане. В системе океан-атмосфера океан служит инерционной средой, медленно накапливающей изменения своих характеристик. Атмосфера же представляет собой нестационарную часть, глобальная устойчивость которой поддерживается океаном.

Крупномасштабный теплообмен океана и атмосферы определяется разностями температур вода – воздух. Средняя температура поверхности воды в океане $17,5^{\circ}\text{C}$, примерно на 3°C выше температуры приземного слоя воздуха ($14,6^{\circ}\text{C}$). Максимумы ($5\text{--}7^{\circ}\text{C}$) эти различия достигают во фронтальных областях, приуроченных к границам теплых и холодных течений – Гольфстрима и Лабрадорского, Курисио и Курило-Камчатского, где складываются специфические условия выноса на теплую поверхность океана холодного континентального воздуха. Поскольку потоки энергии между океаном и атмосферой определяются контрастами температуры в зоне их контакта, такие районы называют *энергоактивными областями*, т. е. акваториями с повышенной активностью

энергообмена. Среди таких областей, помимо вышеперечисленных, следует отметить районы муссонной циркуляции (моря Индонезии), районы апвеллинга (Канарского, Перуанского и т. д.), области окраинных морей (Норвежского, Гренландского, Берингова). Всю акваторию Северной Атлантики можно считать энергоактивной зоной глобального масштаба: занимая 11% площади Мирового океана она обеспечивает 19% от общего потока энергии в атмосферу (причины этого будут объяснены ниже).

В разд. 3.3 было указано, что поглощаемая Землей входящая коротковолновая солнечная радиация в отдельной точке не компенсируется уходящей длинноволновой радиацией, хотя при этом интегральный тепловой баланс планеты остается нулевым. Следовательно, избыточная тепловая энергия, получаемая в тропиках, должна переноситься в высокоширотные районы и тем самым обеспечивать стабильный тепловой режим на планете. Этот меридиональный перенос тепловой энергии может осуществляться в двух средах – океане и атмосфере (расходы рек, текущих в меридиональном направлении – Нила, Оби, Енисея, Лены и т. д. – несопоставимы с расходами океанских течений). До недавнего времени считалось, что меридиональный перенос теплоты в атмосфере во много раз больше, чем в океане. Лишь с развитием спутниковых методов оценки радиационного баланса было установлено, что океанское звено меридионального переноса тепловой энергии сравнимо с атмосферным.

К настоящему времени существует два основных метода оценки меридионального переноса теплоты в океане. Один из них использует имеющиеся данные океанографических наблюдений на широтных разрезах, при этом поток теплоты представляет собой просуммированное по всем станциям и горизонтам наблюдений произведение удельной теплоемкости воды на скорость меридионального течения и температуру (таким же образом рассчитывают и тепловой поток

рек – см. формулу (6.57)). В другом методе на основе карт теплового баланса поверхности океана меридиональный перенос теплоты вычисляется как остаточный член уравнения бюджета (баланса) теплоты (см. формулу 2.2). На Рис. 10.25 приведено распределение меридионального переноса теплоты в целом по Мировому океану и для его отдельных частей (севернее 40° ю. ш., с учетом адвекции теплоты из Тихого океана в Индийский через моря Индонезии). Максимумы потока теплоты для Мирового океана в целом приурочены к $20\text{--}25^\circ$ широты и составляют около 2,5 Петаватт (1 Петаватт – сокращенно ПВт – равен 10^{15} Вт) в сторону полюсов; переносы постепенно уменьшаются к высоким широтам и экватору. Для сравнения в атмосфере максимумы переносов теплоты от экватора к полюсам составляют 4–5 ПВт, но они расположены в умеренных широтах, а в тропиках океанский перенос превышает атмосферный.

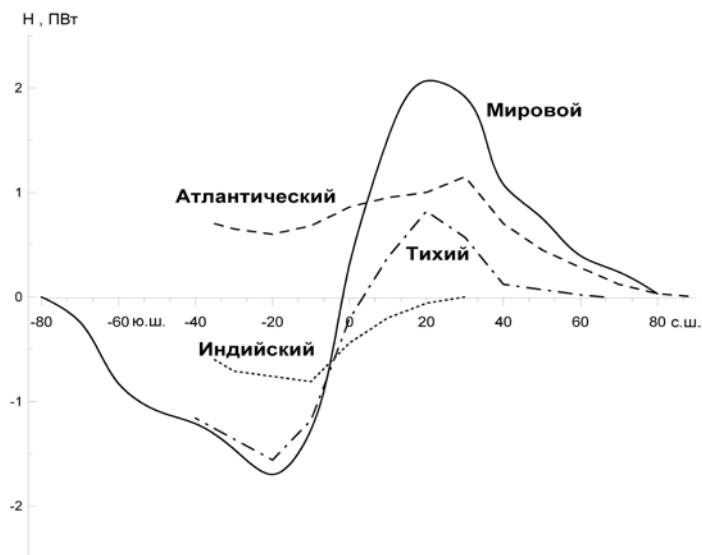


Рис. 10.25. Меридиональный перенос тепловой энергии океанами (10^{15} Вт). Положительное направление – на север

В Тихом океане поток тепла в целом соответствует картине для Мирового океана, в Индийском океане, ограниченном с севера тропическими широтами, перенос тепла повсеместно направлен на юг, к Антарктиде. Напротив, в Атлантическом океане тепловая энергия на всех широтах переносится к северу. Таким образом, мы имеем в последнем случае парадоксальный результат: океан в районе Антарктиды передает теплоту экваториальным широтам, что противоречит упомянутой ранее картине перераспределения солнечной энергии от низких широт к высоким. Чтобы понять, каким образом возникло аномальное направление потока теплоты в Атлантике, следует рассмотреть особенности этого океана по сравнению с другими и механизмы перераспределения тепловой энергии на Земле.

Наиболее наглядно процесс преобразования энергии в климатической системе можно представить с помощью предложенной В.В. Шулейкиным *концепции природных тепловых машин разных масштабов*. Природная тепловая машина первого рода работает на контрасте экватор (нагреватель)—полюса (холодильники). Машина второго рода отвечает за обмен воздушными массами между океаном и континентами — за муссонную циркуляцию, которая меняет в течение года направление в соответствии с тем, как меняют свою относительную роль нагревателей и холодильников континенты и океаны. С.С. Лаппо предположил, что существует и более крупная по масштабу тепловая машина «нулевого рода». Она работает за счет глобального контраста в температуре и солёности воды между отдельными бассейнами Мирового океана и приводит к возникновению глобальной меж океанской циркуляции или «глобального океанского конвейера».

Возникновение меж океанской циркуляции во многом определяется особенностями географического положения Атлантического океана. Меридиональное простирание и относительная узость по широте, свободный водообмен с Арктическим бассейном и приантарктическими секторами

Тихого и Индийского океанов, гидрологические особенности окраинных морей, отсутствие значительных орографических барьеров для воздушных масс у западного берега в умеренных широтах, – все это формирует своеобразную картину тепло- и влагообмена на его поверхности. В целом Атлантика, в отличие от других океанов, отдает теплоту в атмосферу – 0,6 ПВт, а превышение испарения над осадками и речным стоком достигает 0,3 миллиона м³/с. Интересно сравнить средние характеристики Тихого и Атлантического океанов к северу от экватора. Поверхностный слой Атлантики оказывается на 6° холоднее, чем в Тихом океане. Но при этом, по расчетам С.А. Добролюбова, средняя по объему температура всей толщи вод северной части Атлантики теплее на 1,3°, а средняя соленость выше на 0,5‰, чем в северной части Тихого океана. Таким образом, в целом теплая и соленая Северная Атлантика на поверхности холоднее, а в глубинных слоях в среднем теплее холодной и распресненной северной части Тихого океана. Вследствие этих различий средняя плотность воды северной части Тихого океана от поверхности до дна оказывается значительно ниже, а уровень поверхности – на 60–70 см выше, чем в Северной Атлантике, причем эта разница определяется различиями в солености. Поток теплых вод по наклону уровня из Тихого океана в Атлантику через моря Индонезии, Индийский океан и вокруг Южной Африки и составляет верхнюю ветвь «глобального океанского конвейера».

Схема такого межконтинентального обмена представлена на Рис. 10.26. На схеме видно как в поверхностных слоях идет поток теплых вод из Тихого и Индийского океанов в субполярные районы Северной Атлантики. Процессы взаимодействия между океаном и атмосферой приводят к охлаждению воды и ее погружению в глубинные слои океана, т. е. к формированию холодной глубинной Северо-Атлантической водной массы, движущейся в противоположном направлении. Вследствие разности температур текущих на север теплых вод и распространяющейся на юг

Северо-Атлантической глубинной воды формируется дополнительный поток теплоты в Северное полушарие, приводящий в конечном счете к смягчению климата Европы. Таким образом, возникающая в результате градиентов солёности вод межконтинентальная циркуляция определяет тепловое взаимодействие между океаном и атмосферой.

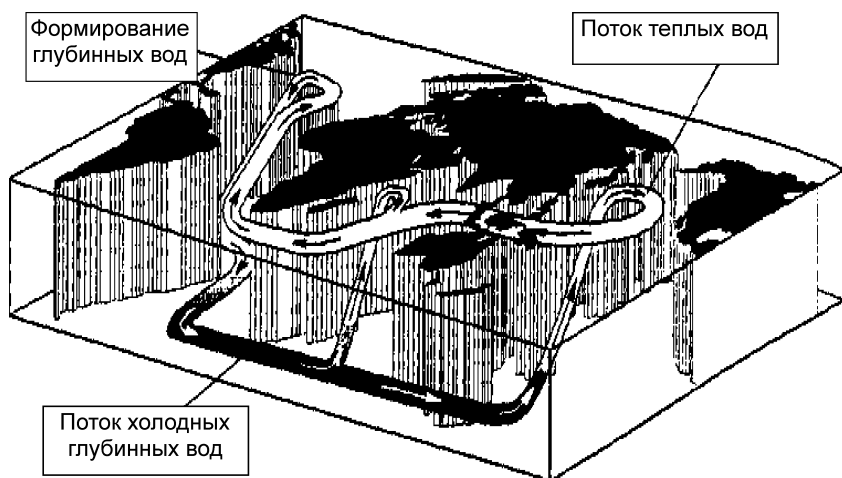


Рис. 10.26. Схема глобальной межконтинентальной циркуляции вод

Глобальная неоднородность проявляется и в распределении биогенных элементов (растворенного фосфора, кремния и азота) в Мировом океане: их содержание, начиная от наименьших концентраций в Северной Атлантике, постепенно увеличивается по мере приближения к антарктическим водам и далее – с юга на север в Тихом океане. Характер увеличения концентрации этих элементов в Мировом океане отражает и возраст вод: он увеличивается от нескольких лет в глубинных слоях Северной Атлантики до 1500–2000 лет в северо-восточной части Тихого океана.

Устойчивая работа такого «теплового океанского конвейера» может давать сбои, когда в области традиционного образования глубинных вод в районе Гренландии не возникают необходимые условия для развития процессов глубокой конвекции (погружения поверхностных вод в глубь океана). Изменение интенсивности конвекции определяется как атмосферными условиями (суровость зим, скорость ветра и т. д.), так и притоком вод с аномальной соленостью. Все это приводит к перестройке глобальной циркуляции в океане, к пространственному перераспределению энергоактивных зон, что, в свою очередь, отражается на циркуляции атмосферы и, следовательно, на состоянии климата.

Так, за последние годы было обнаружено, что в Северную Атлантику иногда поступает сильно распресненная вода из Арктического бассейна. Наиболее интенсивно этот процесс развивался в 1970-е годы. Наличие слоя распресненной, а значит, и более легкой воды, на поверхности в районах формирования глубинных вод к югу от Гренландии привело к прекращению глубокой зимней конвекции. Даже охлаждение зимой морской воды до температуры замерзания не позволяло активно перемешиваться всей водной толще. Следствием этого была аномально высокая ледовитость вод северо-западной части Атлантики, бóльшая, чем в год гибели «Титаника» (1912). При этом теплomu потоку верхнего звена глобального конвейера уже не было возможности беспрепятственно проникать далеко на север: без опускания холодных вод для него там нет свободного пространства. К северу от Северного полярного фронта накапливались холодные воды, к югу – теплые. Контраст температур на фронте обострялся, в результате с середины 1970-х гг. увеличилось количество образующихся над Северной Атлантикой атмосферных циклонов и количество переносимой ими влаги. За 10 лет (1976–1985) на европейскую территорию России из Атлантики пришло в 1,5 раза больше циклонов, чем в предшествующее десятилетие (1966–1975). Сток Волги за 1971–1977 гг. в среднем составлял

236 км³/год, а в 1978–1990 гг. – 305 км³/год. С конца 1977 г. начался рост уровня Каспийского моря, к 1994 г. поднявшегося более чем на 2 м.

Вплоть до недавнего времени считалось, что в глубинных слоях океана отсутствует изменчивость характеристик водных масс. Однако в 1990-х гг. обнаружены значимые климатические изменения температурно-соленостных характеристик на промежуточных и придонных горизонтах, колебания переносов теплоты океанскими течениями в умеренных широтах. Например, наблюдается климатически значимое постоянное охлаждение и распреснение глубинных слоев Северной Атлантики на протяжении 1970–1990-х гг., сменившееся к началу XXI в. фазой потепления. Оказалось, что на этот процесс оказывает воздействие колебания атмосферного давления в северной части Атлантики – так называемое *Северо-Атлантическое колебание*. Индекс этого колебания тем выше, чем больше разница давлений между Азорским максимумом и Исландским минимумом. При большой величине индекса усиливается западный перенос в атмосфере умеренных широт, интенсивность циклонов в области формирования глубинных вод, глубина конвекции, объем вновь образующейся глубинной воды, меридиональный перенос теплоты в средних широтах Атлантики, малые значения индекса замедляют все эти процессы.

Таким образом, условия на поверхности океана не только влияют на характеристики теплообмена с атмосферой, но и на глубинные воды, а значит, и на весь «межokeанский конвейер». Поскольку движение вод у дна океана происходит очень медленно, климатический сигнал в виде аномалии температуры и солености из Северной Атлантики распространяется в нижнем звене «глобального конвейера» за многие сотни и даже тысячи лет.

Анализ подобных природных феноменов дает нам ключ к пониманию механизма воздействия океана на климат: холодные воды Северной Атлантики контролируют количество

теплоты в атмосфере над средними и высокими широтами Северного полушария. Поэтому информация о состоянии «океанского конвейера» даст возможность определить современное состояние климата и тенденции его развития.

10.16. РЕСУРСЫ МИРОВОГО ОКЕАНА И ЕГО ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ

Воды океанов и морей обладают гигантскими запасами биологических, минеральных, энергетических ресурсов, используемых еще слабо и весьма неравномерно. Но уже теперь индустрия, связанная с морем, по стоимости продукции превышает по данным А.П. Алхименко 800 млрд долларов и играет значительную роль в решении таких глобальных проблем мирового сообщества, как продовольственная, энергетическая и сырьевая. 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 дна (для бентоса). П/Б – отношение продукции к биомассе – величина, характеризующая активность организмов. Под биологическими ресурсами океана понимается потенциальная продукция полезных организмов, которая всегда больше возможного изъятия биологических продуктов человеком. Эти ресурсы необходимо знать, чтобы вести промысел рационально, не подрывая базы для воспроизводства объектов промысла.

Господствующее место в используемых биоресурсах океана 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 некоторые виды млекопитающих – ластоногих и др., но их в океане осталось мало. *Бентос* в промысле представлен ракообразными (крабы, лангусты, омары) и моллюсками (мидии, устрицы). Добываются и водоросли – ламинарии, анфельция и др.

Таблица 10.6. Биомасса и продукция различных групп организмов в водах Мирового океана (по массе органического углерода, в млрд т) по Е.А. Романкевичу (2009)

Группы организмов	Биомасса Б, млрд т C _{орг}	Продукция П, млрд т C _{орг} в год	П/Б
Фитопланктон	1,1	70	64
Фитобентос	0,6	0,6	1
Зоопланктон	1,6	6	3,8
Зообентос	0,7	0,4	0,6
Сумма для растений	1,7	71	42
Сумма для животных	2,3	6,4	2,8

Промысловые районы 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 морских биоресурсов. *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.

В настоящее время Тихий океан дает более 60% улова рыбы, Атлантический и Северный Ледовитый океаны – около 27%, Индийский океан – 14%. Ежегодный доход от рыболовства и морского промысла с учетом стоимости перепродажи и переработки продукции составлял в 2010 г. около 230 млрд долларов.

Несмотря на внедрение в практику морского рыболовства новых технических методов, усиление научно-поисковых работ, рост уловов рыбы в последние годы прекратился из-за переловов основных промысловых видов и стабилизировался на уровне около 90 млн т в год. Напротив, можно отметить за последние десятилетия бурное развитие *аквакультуры* – разведения и выращивания водных организмов в естественных и искусственных водоемах, а также на специально созданных морских плантациях. В настоящее время более 40% улова морепродуктов (160 млн т) дает аквакультура, причем объем этого вида продукции за последние 30 лет увеличился в 12 раз. В перспективе морская аквакультура (марикультура) может удовлетворить мировые потребности в протеине на 20–30%. Определенные пути для решения продовольственной проблемы представляет включение в промысел новых видов рыб и расширение районов промысла в открытых районах океана, освоение неиспользуемых в настоящее время биоресурсов (например, антарктического криля).

Ограниченность промысловых запасов, неравномерность их распространения, увеличение числа пользователей, «перелов» некоторых видов рыбопродуктов приводят к возникновению международных конфликтов в области морского хозяйства. Для их предотвращения *нужны меры по регулированию и ограничению промысла*, прежде всего, заключение специальных 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 Российская Федерация. 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. Основную часть сырьевой базы России составляют биологические ресурсы ее экономической зоны, где важной проблемой становится опасность перелова рыбы и морепродуктов, пользующихся спросом на внешнем рынке – крабов, трески, лососевых.

Минерально-сырьевые ресурсы океанов и морей начинают играть важнейшую роль в экономике многих государств. Стоимость минерального сырья, ежегодно добываемого в Мировом океане, превышает 20% от общей цены продукции мировой горнодобывающей промышленности.

Среди всех видов минерального сырья, разрабатываемого в Мировом океане, наибольшее значение, как уже отмечалось выше, имеют нефть и газ. Основная часть нефтегазовых ресурсов расположена на континентальном шельфе. Наиболее богатые месторождения нефти и газа находятся на шельфе стран Ближнего и Среднего Востока (Саудовская Аравия, Иран, Кувейт, Объединенные Арабские Эмираты), Латинской Америки (Аргентина, Мексика, Венесуэла, Бразилия), Африки (Нигерия, Ливия, Сомали, Камерун), Южной и Юго-Восточной Азии (Индия, Индонезия, Малайзия). Среди развитых стран следует отметить значительную нефтегазоносность шельфов США, Канады, Великобритании и Норвегии. Основная часть запасов углеводородов на шельфе России (около 85%) находится в арктических морях; потенциальные запасы лишь Баренцева и Карского морей уже теперь оцениваются в 140–180 млрд т условного топлива. Значительное внимание мирового сообщества привлекает в последние годы Каспийское море. Запасы нефти здесь оцениваются в 30 млрд т, газа – в десятки триллионов кубометров.

Разведанные запасы нефти на морском дне составляют 26% от общемировых, а доля морской добычи нефти уже достигла 37% и имеет тенденцию к росту. Полагают, что уже в первой половине XXI в. большая часть нефти и газа будет добываться с надводных и донных нефтедобывающих платформ.

Величины запасов минерального сырья, содержащихся в прибрежно-морских россыпях, оцениваются на уровне сухопутных. 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 *железо-марганцевые 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, но они содержат также медь, никель, кобальт (всего – более 30 элементов), что представляет особую ценность. Прибрежные зоны являются также источниками янтаря, строительного материала (прежде всего, песка, гравия и ракушечника) и минеральных солей.

Важное значение как объект исследования и освоения приобретают полиметаллические сульфиды – источник таких металлов, как медь, железо, свинец, цинк; в них отмечается также присутствие золота, серебра, молибдена, кадмия и ряда других металлов. Рудопроявления подобного типа приурочены к центрам гидротермальной активности в районе срединно-океанических хребтов.

Значительные ресурсы минерального сырья содержатся в морской воде в качестве растворенных элементов и солей (поваренная соль, соли магния, калия, йода, брома, сульфата натрия и др.). Следует также отметить важнейшую роль Мирового океана как потенциального источника пресной воды. Постоянный рост дефицита воды на суше приводит к необходимости использования все возрастающего объема морских вод для опреснения в промышленных и бытовых целях. В сочетании с атомными электростанциями процесс опреснения станет рентабельным даже для районов, не страдающих дефицитом пресной воды, уже в ближайшем будущем.

Энергетические ресурсы океана представлены энергией волнения, течений (прежде всего струйных, а также сильных течений в морских проливах и узостях), термоядерной

энергией (возможно выделение сверхтяжелого изотопа водорода – трития), 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, некоторое время работала 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.

Одно из главных богатств Мирового океана – его *рекреационные ресурсы*, имеющие важное значение для туризма, отдыха и лечения. Доход от эксплуатации курортов, пансионатов и т. п. (морское курортно-рекреационное хозяйство), а также от круизного туризма достигает 300 млрд долларов в год.

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 изменении его экологического состояния, загрязнении его вод и чрезмерной добыче промысловых морских организмов.

К началу XXI в. одним из приоритетных направлений исследования океана стала оценка его экологического состояния и происходящих изменений. Устойчивость океана к внешним воздействиям достаточно велика из-за огромного объема его вод и процессов активного обмена с другими природными сферами. Океан в своих реакциях более инертен, чем, например, атмосфера и воды суши; необходим длительный период, чтобы неощутимые вначале последствия этих воздействий стали очевидны. Благодаря инертности реагирования, изменения, вызванные хозяйственной деятельностью в океане, могут

оказаться наиболее опасными: нарушенное равновесие в Мировом океане очень сложно восстановить.

Современное негативное антропогенное влияние на морскую среду в основном состоит в увеличении поступления загрязняющих веществ. Антропогенная составляющая стока некоторых загрязняющих веществ (нефть, свинец, ртуть, мышьяк и т. д.) сравнима и иногда даже превышает природную. Океаны представляют собой зону аккумуляции загрязняющих веществ, «конечный пункт», независимо от того, в какую среду они были сброшены первоначально. Вклад атмосферного загрязнения Мирового океана примерно соизмерим с долей речного стока в балансе загрязняющих веществ, поступающих в морскую среду. Одна из важнейших современных проблем – антропогенное воздействие на глобальный цикл углерода. В атмосфере постоянно накапливается диоксид углерода CO_2 , избыток которого может поглотить только океан. При этом CO_2 удаляется из системы атмосфера – верхние слои океана в процессе перемешивания вод. Дополнительный механизм переноса CO_2 – гравитационное осаждение взвешенных органических веществ (биогенная седиментация).

При анализе последствий загрязнения выделяют группу наиболее распространенных загрязняющих веществ, таких как нефтяные углеводороды, тяжелые металлы, поверхностно-активные вещества, хлорорганические и фосфорорганические вещества, искусственные радионуклиды, биогенные и органические вещества, которые формируют крупномасштабное фоновое загрязнение гидросферы.

Почти все загрязняющие вещества, попадающие в океан, включаются в биологические циклы и концентрируются в тканях гидробионтов, особенно хищников, в количествах, представляющих экологическую опасность.

Загрязняющие вещества неравномерно распределяются в океане. Чрезвычайно тревожная в экологическом плане особенность загрязнения океана – это приуроченность

повышенного содержания техногенных примесей к областям и зонам наибольшего сосредоточения морских организмов, создающих основную продукцию органического вещества: моря, особенно внутренние, прибрежные воды и шельфовые зоны, эстуарии, границы раздела природных сред, фронтальные зоны, поверхностный (фотический) слой воды, куда направлен основной пресс антропогенного воздействия. Вертикальное перемешивание, горизонтальные и вертикальные движения воды способствуют переносу токсичных веществ на большие расстояния и в глубокие слои океана.

Прибрежные районы, составляющие 13% общей площади океана, – это зона наибольшего антропогенного воздействия. С ними связана жизнь 50% населения Земли, здесь создается 40% первичной продукции органического вещества, на них приходится 90% вылова рыбных ресурсов, и возрастание антропогенного воздействия приводит к эвтрофированию и микробиологическому заражению морских вод и гидробионтов. Кроме того, загрязняющие вещества оседают в прибрежных районах и накапливаются.

В открытых районах океана экосистемы и отдельные гидробионты испытывают воздействие низких доз устойчивых химических загрязняющих веществ. Опасность здесь – в постоянном характере такого влияния.

Антропогенное воздействие влияет не только на биотическую составляющую морских экосистем. Оно проявляется в нарушениях гидрологического и гидрохимического режимов, процессов тепло-, влаго- и газообмена между океаном и атмосферой, естественных биогеохимических циклов, определяя экологические условия в тонком приповерхностном слое океана, в котором обитает специфическое сообщество организмов – неистон и плейстон.

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, а также военные конфликты (особенно в районе Персидского залива). Наиболее сильно загрязнена нефтью Северная Атлантика. Страдают от нефтяного загрязнения и некоторые прибрежные районы и портовые акватории в России.

Нефть воздействует на прохождение циклов других загрязняющих веществ, например хлорированных углеводородов, которые растворяются в нефтяных пленках. Хлорированные углеводороды – устойчивые высокотоксичные вещества, они составляют группу неприродных компонентов среды и представляют в настоящее время наибольшую опасность для биосферы. Несмотря на значительное сокращение промышленного использования хлорированных углеводородов, они широко распространены, особенно в прибрежных районах и внутренних морях. Взаимодействие органических соединений с тяжелыми металлами также усиливает их негативное влияние на морские организмы.

Разливающаяся по поверхности моря нефть (1 т нефти может покрыть около 12 км² морской поверхности) создает пленку, затрудняющую газообмен воды с атмосферой. Пока можно утверждать, что нефтяные пленки еще не оказывают глобального влияния на процессы обмена веществом и энергией между океаном и атмосферой. Однако во внутренних морях, в прибрежных районах, в отдельных областях океана (вдоль танкерных маршрутов) имеют место региональные последствия отрицательного воздействия этих пленок на свойства поверхности раздела вода – воздух. Кроме нефти, к органическим загрязняющим веществам относятся: детергенты, бытовые стоки, уменьшающие силу поверхностного натяжения. Влияние органических пленок (в том числе нефтяных) приводит к изменению температуры поверхностного микрослоя. Сокращая испарение, они препятствуют возникновению потока теплоты в нижележащие слои океана,

служат дополнительным барьером, препятствующим прохождению молекул газа через поверхность раздела.

На приповерхностных экосистемах негативно отражается также влияние кислотных дождей, особенно в изолированных опресненных морях (Балтийское море). Кислотные дожди вызывают изменения рН среды в сторону подкисления в поверхностном микрослое, что нарушает нормальную жизнедеятельность нейстонных организмов. Увеличение антропогенных выбросов двуокиси углерода в атмосферу приводит к дополнительному растворению этого газа в океанской воде и также уменьшает рН всей толщи океана (*подкисление океана*). Это вызывает уменьшение толщины защитных панцирей бентосных организмов, угнетение и растворение сложенных из карбоната кальция коралловых рифов в тропических широтах. Проблема подкисления океана и растворения кораллов выдвинута международным сообществом в числе наиболее опасных последствий изменения климата.

С развитием ядерной энергетики происходит постепенное повышение радиоактивности морских вод в результате сброса отходов с атомных электростанций и эксплуатации судов с атомными двигателями. Радиоактивные стоки присутствуют в Балтийском, Северном, Средиземном морях, прибрежных водах Японии, США и других районах.

Для оценки экологического состояния морских вод большое значение имеет знание особенностей гидрохимического режима. Биогенные вещества представляют собой важный фактор, определяющий размеры популяции. Особую роль в функционировании морских экосистем играют бактерии. Они участвуют в разложении органических веществ, регенерации биогенных элементов (это естественные процессы), а также в разложении органических соединений, попадающих в океан в виде загрязняющих веществ (например, нефть).

В прибрежных водах, особенно у берегов промышленно развитых стран, в последнее время наблюдаются серьезные нарушения естественных условий водной среды, ухудшается качество воды в связи с повышением содержания органических веществ, возникают зоны с недостатком или отсутствием кислорода (зоны гипоксии), появляется сероводород. Избыточное содержание органических веществ характерно для вод Балтийского, Черного, Каспийского, Азовского и других морей. Зарегулирование стока крупных рек вызывает нарушение их гидрологического режима, изменение внутригодового распределения стока, изменение межсезонной и многолетней динамики химического состава воды, сглаживание его сезонных колебаний, а затем – и значительные изменения в режиме морей, куда эти реки впадают. Водохранилища на Волге, Днепре, Дону и др. реках «цветут», соответственно, большая часть фосфатов, нитратов и кремния ассимилируется фитопланктоном, а затем частично оседает и аккумулируется в донных осадках. В море с речным стоком выносятся аммоний, мочевины, органические соединения азота и фосфора. Большое количество выносимого реками органического вещества вызывает увеличение первичной продукции в ряде морей. Как следствие, изменилась гидрохимическая основа биопродуктивности Каспийского, Азовского, Черного морей. Их экосистемы в настоящее время находятся в переходном периоде к установлению нового равновесия при изменившемся химическом стоке рек. Процессы антропогенного эвтрофирования затронули и арктические моря, но в значительно меньшей степени.

Морские экосистемы, благодаря своей динамичности, достаточно устойчивы к умеренному внешнему воздействию. Это определяется совокупностью всех природных факторов, которые способствуют восстановлению естественных свойств и состава воды.

Самоочищение – совокупность всех природных процессов, направленных на восстановление первоначальных свойств и состава воды, разложение, утилизацию загрязняющих веществ. Гидродинамические факторы, не являясь по существу факторами самоочищения, могут способствовать ускорению или торможению самоочищения. Главным фактором самоочищения природных вод от загрязняющих органических веществ выступает, прежде всего, жизнедеятельность микроорганизмов – деструкторов, способных трансформировать эти вещества и переводить их в минеральную форму. Проблема количественной оценки всех факторов самоочищения очень сложна и далека от окончательного решения.

Способность экосистемы в результате действия всех перечисленных процессов обеспечить защиту от внешнего (в основном антропогенного) вмешательства называют *ассимиляционной емкостью*, которая представляет собой меру естественного «иммунитета». Она характеризует допустимую степень накопления токсичных веществ в морской экосистеме, а также возможность их активного разложения и удаления с сохранением основных свойств экосистемы.

С концепцией ассимиляционной емкости морской экосистемы тесно связана концепция водных масс (раздел 10.14). Изучение происхождения и структуры водных масс, времени их обновления позволяет определить условия и основные черты циркуляции загрязняющих веществ в морской экосистеме в целом или ее частях. Таким путем можно попытаться определить „время жизни» химического соединения, основные закономерности его биохимического цикла. Концепция водных масс также тесно связана с концепцией биологической индикации океана. С помощью биологической индикации изучаются экологические последствия загрязнения морской среды.

Огромный вред морской фауне нанесла чрезмерная и неконтролируемая добыча промысловых рыб и некоторых

других животных. Почти полностью истреблены котики на Командорских островах, сократилась численность китов, нарушено воспроизводство осетровых в Каспийском море, сельди и трески 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 гидрологии океанов – океанологии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гидрология – наука разноплановая и многогранная. Несмотря на относительную молодость, движимая насущными потребностями человечества, она уже многого достигла. Как и любая наука, тесно связанная с экономическими 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 экономике 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 более рациональное использование природных ресурсов, в том числе водных, на их охрану, на повышение эффективности научных исследований.

В 2012 г. в нашей стране была принята Федеральная целевая программа (ФЦП) «Развитие водохозяйственного комплекса Российской Федерации в 2012–2020 годах». Этой программой предусмотрены значительное улучшение работы водного хозяйства России в обеспечении водой населения, промышленности, гидроэнергетики, сельского хозяйства, в удовлетворении потребностей судоходства, рыбного промысла, рекреации. Предусмотрены меры по предотвращению неблагоприятного воздействия вод на социально-экономической комплекс и природную среду; по более рациональному использованию водных ресурсов; по охране вод от истощения и загрязнения. Этой же программой намечены меры по расширению и улучшению гидрологических исследований на водных объектах страны. К таким мерам отнесены: полная модернизация 2700 пунктов гидрологических наблюдений на реках, озерах и водохранилищах РФ, увеличение количества таких пунктов на 30%,

оснащение их новыми техническими средствами, создание новых прогностических моделей и повышение с их помощью оправдываемости долгосрочных и краткосрочных гидрологических прогнозов.

В 2015 г. Президент РФ утвердил новую «Морскую доктрину Российской Федерации». Этим документом предусмотрено активное участие России как ведущей морской державы в освоении пространств и ресурсов Мирового океана. Россия будет продолжать деятельность в области изучения, освоения и использования Мирового океана в интересах безопасности, устойчивого экономического и социального развития государства. Правовой основой морской доктрины России служат Конституция РФ, законы РФ, общепризнанные нормы международного права, а также международные договоры в области морской деятельности, использования ресурсов и пространств Мирового океана. Перечислены основные задачи национальной морской политики, ее основные направления – деятельность в области морского транспорта, освоение и сохранение ресурсов Мирового океана (биологических, минеральных, энергетических и др.), морские научные исследования, военно-морская и другие области морской деятельности. В области развития морских наук предусмотрено продолжение и расширение исследований континентального шельфа, исключительной экономической зоны, территориальных морских вод и внутренних морских вод РФ, проблем гидрометеорологического и навигационно-гидрографического обеспечения деятельности российского флота, морских биоресурсов, строения дна океанов и морей, оценки влияния строительства и эксплуатации морских трубопроводов и буровых платформ на состояние морской среды, изучение влияния Мирового океана на экосистему и климат планеты, прогноз опасных явлений, связанных с океаном и ряд других задач.

Ниже будут кратко изложены основные направления будущего развития российской гидрологии, вытекающие из задач социально-экономического развития страны на ближайшую перспективу.

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 изменений климата. При этом должны быть широко использованы достижения в смежных областях знаний.

Особое значение приобретает детальное изучение происходящих в настоящее время существенных изменений гидросферы, связанных с глобальным потеплением климата. Предстоит организация систематических и детальных исследований изменения атмосферных осадков, стока рек мира, изменения режима внутриконтинентальных водоемов, в том числе Каспийского и Аральского морей, продолжающейся деградации ледников, изменения режима Мирового океана и связанных с ним морей (в частности ускоряющегося повышения уровня, изменения ледового режима и т. д.).

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 крупных водохозяйственных систем и теория регулирования гидрологических процессов. Особое внимание должно быть уделено усовершенствованию вероятностных методов расчета гидрологических характеристик (в том числе водного стока рек и штормовых нагонов) в условиях нестационарности гидроклиматических условий.

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 отечественных исследованиях закономерностей гидрологических процессов в водных объектах суши и в Мировом океане возможен лишь при нескольких неизменных условиях. Среди них – восстановление и развитие сети гидрометеорологических наблюдений на реках, озерах, морях и других водных объектах; радикальное улучшение технического оснащения исследований новейшими приборами, позволяющими вести непрерывные наблюдения гидрологических характеристик; внедрение в стране постоянно действующей системы гидрометеорологического мониторинга водных объектов, включающего комплекс метеорологических, гидрологических, гидрохимических наблюдений; существенное развитие статистических методов обработки получаемых данных; совершенствование методов математического моделирования гидрологических процессов; развитие методов дистанционных наблюдений, в том числе с использованием спутников и космических орбитальных станций; 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 России, текущая и перспективная оценка ресурсов поверхностных и подземных вод, их качества и использования. 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.

Гидрология на службе различных отраслей экономики. В последнее время существенно возросла роль гидрологической науки в удовлетворении практических запросов различных отраслей 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 проектов водохозяйственных мероприятий, особенно крупных, 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 экономики. Гидрология суши должна оказать большую помощь в дальнейшем развитии таких отраслей 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.

К числу основных задач водного хозяйства России на ближайшую перспективу можно отнести следующие: борьба с загрязнением и ухудшением качества природных вод; предотвращение истощения и деградации водных объектов, водных ресурсов и водных экосистем; борьба с вредным воздействием вод (наводнения, затопление и подтопление земель и др.); уменьшение дефицита водных ресурсов в некоторых регионах страны; предотвращение возможного негативного влияния гидротехнического строительства на окружающую среду, природные воды и некоторые отрасли хозяйства, например, рыбное; улучшение управляемости в сфере изучения, использования, восстановления и охраны водных ресурсов. Очевидно, что решение этих задач невозможно без участия гидрологов.

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 биологических 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 креветок, 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 морским 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 различия в температуре воды на разных горизонтах) и др. Помочь в этой работе должна океанология. Немалые задачи у океанологии и в обеспечении других отраслей 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 гидролого-экологического мониторинга водных объектов, 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 биоразнообразия и уменьшения возможных отрицательных последствий хозяйственных мероприятий для природных условий и, в частности, качества вод.

Гидрология должна внести решающий вклад в дело предотвращения загрязнения вод суши. Необходим более жесткий контроль за состоянием водных объектов, особенно в районах интенсивного промышленного, коммунального, сельскохозяйственного использования вод. Опасность загрязнения вод океана, несмотря на все существующие меры ее предотвращения, сохраняется, а со временем может и возрасти.

Разработка гидрологических прогнозов. Стратегическая цель любой науки – разработка прогноза каждого явления. Многие 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 элементов гидрологических процессов будут разрабатываться прогнозы общего состояния гидросферы. Особое значение приобретают долгосрочные прогнозы, связанные с глобальным потеплением климата. Предстоит разработать прогнозы ожидаемых изменений увлажненности территорий, стока важнейших рек России; режима озер, в том числе Каспийского моря; состояния ледников; режима Мирового океана и морей, в частности, их среднего уровня,

приливов, нагонов, экстремальных волн, ледовитости и др. Эти прогнозы неотделимы от прогнозов климата на планете; в этом отношении необходимо развитие сотрудничества гидрологов, океанологов, климатологов, геоморфологов, 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 хозяйственных (включая водохозяйственные) проектов, но и при разработке планов развития различных отраслей хозяйства в стране в целом и в отдельных ее регионах. 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 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 антропогенного 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 российских 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 экономику 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, бакалавры и магистры по профилю «гидрология» и «океанология» должны получить совершенно необходимую в наши дни солидную общегеографическую и экологическую подготовку.

Особо важны гидрологические знания для лиц, обучающихся на географических факультетах университетов и собирающихся стать специалистами широкого профиля в области физической или экономической географии. Такая важность гидрологических знаний объясняется тем, что, во-первых, водные объекты – важнейшие элементы природной среды, а сток поверхностных и подземных вод связывает все части географической оболочки Земли, и во-вторых, использование водных ресурсов, ресурсов океанов и морей – непереносимое условие деятельности большинства отраслей экономики.

ЛИТЕРАТУРА

Основная

Авакян А.Б., Широков В.М. Рациональное использование и охрана водных ресурсов. Екатеринбург: Изд-во «Виктор», 1994. 319 с.

Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 442 с.

Богословский Б.Б., Самохин А.А., Иванов К.Е., Соколов Д.П. Общая гидрология. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 356 с.

Водные ресурсы России и их использование / Под ред. И.А. Шикломанова. СПб.: ГГИ, 2008. 598 с.

Закономерности гидрологических процессов / Под ред. Н.И. Алексеевского. М.: ГЕОС, 2012. 736 с.

Калинин Г.П. Проблемы глобальной гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 377 с.

Клиге Р.К., Данилов П.Д., Конищев В.Н. История гидросферы. М.: Научный мир, 1998. 368 с.

Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 636 с.

Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. Гидрология. М.: Высшая школа, 2008. 463 с.

Муравейский С.Д. Реки и озера. Гидробиология. Сток. М.: 1960. 388 с.

Никаноров А.М. Гидрохимия. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 444 с.

Реки и озера мира. Энциклопедия. Изд-во «Энциклопедия», 2012. 927 с.

Степанов В.Н. Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 270 с.

Чеботарев А.И. Общая гидрология. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 544 с.

Шикломанов П.А. Исследование водных ресурсов суши: итоги, проблемы, перспективы. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 152 с.

VII Всероссийский гидрологический съезд. 19–21 ноября 2013 г. Тезисы пленарных докладов. СПб.: Росгидромет, 2013. 101 с.

Дополнительная к отдельным разделам

К введению

Бисвас А.К. Человек и вода. Из истории гидрологии / Пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 288 с.

Водный кодекс Российской Федерации. Федеральный закон от 01.06.2006. №74-ФЗ.

Залогин Б.С. Океан человеку. М.: Мысль, 1983. 206 с.

Коровнин В.П. История океанографических исследований. СПб.: Гидрометеиздат, 1999. 164 с.

Соколов А.А., Чеботарев А.И. Очерки развития гидрологии в СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 310 с.

Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 308 с.

Экологическая энциклопедия. Тома 1–6. М.: Изд-во «Энциклопедия», 2006–2013.

Экстремальные гидрологические ситуации / Под ред. Н.И. Коронкевича, Е.А. Барабановой, И.С. Зайцевой. М.: Москва-ПРЕСС, 2010. 464 с.

К главе 1

Ванников С.Д., Проскуряков Б.В. Гидрофизика. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 248 с.

Зенин А.А., Белоусова Н.В. Гидрохимический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 239 с.

К главе 2

Астахов А.В. Курс физики. Механика. Кинетическая теория материи. М.: Главная редакция физико-математической литературы, 1977. 384 с.

Великанов М.А. Гидрология суши. Л.: Гидрометеиздат, 1964. 403 с.

Иванов Б.Н. Законы физики. М.: Высшая школа, 1986. 335 с.

К главе 3

Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 351 с.

Вода России. Водно-ресурсный потенциал / Под ред. А.М. Черняева. Екатеринбург, 2000. 419 с.

Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим). М.: Научный мир, 2000. 304 с.

Одум Ю. Экология. М.: «Мир», 1986. Том 1. 328 с. Том 2. 376 с.

Храмов С.П., Петросяну М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. 582 с.

К главе 4

Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Изд. РАН. М.: 1997. Том II. 1 книга. 263 с. 2 книга. 270 с.

Гляциологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 527 с.

Голубев Г.Н. Гидрология ледников. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 247 с.

Долгушин А.Д., Осипова Г.Б. Ледники. М.: Мир, 1989. 447 с.

Котляков В.М. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 287 с.

Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 288 с.

Лосев К.С. По следам лавин. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 135 с.

К главе 5

Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 351 с.

Гидрогеология / Под ред. В.М. Шестакова и М.С. Орлова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 317 с.

Климентов П.П., Богданов Г.Я. Общая гидрогеология. М.: Недра, 1977. 357 с.

Михайлов Л.Е. Гидрогеология. Л.: Гидрометеониздат, 1985. 263 с.

Общая гидрогеология / Под ред. Е.В. Пиннекера. Новосибирск: Наука, 1980. 231 с.

К главе 6

Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 202 с.

Аполлов Б.А. Учение о реках. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963. 422 с.

Беркович К.М., Чалов Р.С., Чернов А.В. Экологическое русловедение. М.: ГЕОС, 2000. 332 с.

Быков В.Д., Васильев А.В. Гидрометрия. Л.: Гидрометеониздат, 1977. 448 с.

Важнов А.Н. Гидрология рек. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 339 с.

Вендров С.А. Жизнь наших рек. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 112 с.

Евстигнеев В.М. Речной сток и гидрологические расчеты. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 304 с.

Идзон П.Ф. Лес и водные ресурсы. М.: Наука, 1980. 153 с.

Караушев А.В. Теория и методы расчетов речных наносов. Л.: Гидрометеониздат, 1977. 392 с.

Крестовский О.И. Влияние вырубок и восстановления лесов на водность рек. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 118 с.

Маккаев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 264 с.

Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.

Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 176 с.

Шикломанов И.А. Антропогенные изменения водности рек. Л.: Гидрометеониздат, 1979. 302 с.

Шикломанов И.А. Влияние хозяйственной деятельности на речной сток. Л.: Гидрометеониздат, 1989. 334 с.

К главе 7

Богословский Б.Б. Озероведение. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. 335 с.

Зайков Б.А. Очерки по озероведению. Л.: Гидрометеоздат, 1955. Ч. 1. 271 с., 1960. Ч. 2. 325 с.

Викулина З.А. Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 176 с.

Показеев К.В., Филатов Н.Н. Гидрофизика и экология озер. Том 1. Гидрофизика. М.: Физич. ф-т МГУ, 2002. 276 с.

Тихомиров А.И. Термика крупных озер. Л.: Гидрометеоздат, 1977. 232 с.

Хатчинсон Д.Э. Лимнология. М.: Прогресс, 1969. 591 с.

Хандерсон-Селлерс Б. Инженерная лимнология. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 335 с.

Эдельштейн К.К. Гидрология озер и водохранилищ. М.: Изд-во «Перо», 2014. 399 с.

К главе 8

Авакян А.Б., Салтанкин В.П., Шаповалов В.А. Водоохранилища. М.: Мысль, 1987. 325 с.

Вендров С.А. Проблемы преобразования речных систем. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 207 с.

Водоохранилища и их воздействие на окружающую среду. М.: Наука, 1986. 367 с.

Вуглинский В.С. Водные ресурсы и водный баланс крупных водохранилищ СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 223 с.

Матарзин Ю.М. Гидрология водохранилищ. Пермь.: Изд-во Перм. ун-та, 2003. 295 с.

Эдельштейн К.К. Водные массы долинных водохранилищ. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 175 с.

Эдельштейн К.К. Водоохранилища России: экологические проблемы, пути их решения. М.: ГЕОС, 1998. 277 с.

К главе 9

Иванов К.Е. Гидрология болот. Л.: Гидрометеиздат, 1953. 238 с.

Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 280 с.

Кац Н.Я. Болота земного шара. М.: Наука, 1971. 295 с.

Романов В.В. Гидрофизика болот. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 360 с.

К главе 10

Алекин О.А., Ляхин Ю.И. Химия океана. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 343 с.

Атласы океанов. Атлантический и Индийский океаны. Л. Изд. Главн. управл. навигации и океанографии МО СССР. 1977. 153 с. Тихий океан. 1974. 302 с. Северный Ледовитый океан. 1980. 184 с.

Воробьев В.Н., Смирнов И.П. Общая океанология. Динамические процессы. СПб.: Изд-во РГМУ, 1999. 230 с.

Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. 191 с.

Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Региональная океанология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 224 с.

Жуков А.А. Общая океанология. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 376 с.

Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря. М.: Мысль, 1999. 400 с.

Иванов В.А., Показеев К.В., Шрейдер А.А. Основы океанологии. СПб.: Лань, 2008. 574 с.

Лебедев В.А., Сафьянов Г.А. Физическая география материков и океанов. Т. 2. Физическая география океанов. / Под ред. С.А.Добролюбова. М.: Академия. 2014. 432 с.

Малинин В.Н. Общая океанология. Физические процессы. СПб.: Изд-во РГМУ, 1998. 341 с.

Суховой В.Ф. Моря Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 288 с.

Фицук Д.Я. Эколого-географические основы морского природопользования. Южно-Сахалинск: СахГУ, 2010. 290 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
ВВЕДЕНИЕ.....	10
1. РОЛЬ ВОДЫ В ПРИРОДЕ И ОБЩЕСТВЕ	10
2. ВОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ. ПОНЯТИЕ О ГИДРОСФЕРЕ	12
3. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ.....	14
4. НАУКИ О ПРИРОДНЫХ ВОДАХ.....	18
5. МЕТОДЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	24
6. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ ВОД И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГИДРОЛОГИИ.....	28
7. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ ИСТОРИИ ГИДРОЛОГИИ.....	42
ГЛАВА 1. ХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПРИРОДНЫХ ВОД.....	58
1.1. ВОДА КАК ВЕЩЕСТВО, ЕЕ МОЛЕКУЛЯРНАЯ СТРУКТУРА И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ	58
1.2. ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОДЫ. ВОДА КАК РАСТВОРИТЕЛЬ	61
1.3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОДЫ	67
1.3.1. Агрегатные состояния воды и фазовые переходы.....	67
1.3.2. Плотность воды	73
1.3.3. Тепловые свойства воды.....	79
1.3.4. Некоторые другие физические свойства воды	83
ГЛАВА 2. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ.....	90
2.1. ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ЗАКОНЫ ФИЗИКИ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ.....	90
2.2. ВОДНЫЙ БАЛАНС.....	94
2.3. БАЛАНС СОДЕРЖАЩИХСЯ В ВОДЕ ВЕЩЕСТВ.....	97

2.4. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС	98
2.5. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДВИЖЕНИЯ ПРИРОДНЫХ ВОД	100
2.5.1. Классификация видов движения воды	100
2.5.2. Расход, энергия, работа и мощность водных потоков	105
2.5.3. Силы, действующие в водных объектах.....	106
2.5.4. Уравнение движения водного потока	111
2.6. ВЕРТИКАЛЬНАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ ВОД.....	114
ГЛАВА 3. КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ ЗЕМЛИ	117
3.1. ВОДА НА ЗЕМНОМ ШАРЕ.....	117
3.2. СОВРЕМЕННЫЕ И ОЖИДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ГИДРОСФЕРЫ ЗЕМЛИ....	122
3.2.1. Изменения климата и гидросферы в XX – начале XXI вв.	122
3.2.2. Ожидаемые изменения климата и гидросферы в XXI в.....	130
3.3. ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ И ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ И РОЛЬ В НЕМ ПРИРОДНЫХ ВОД	137
3.4. КРУГОВОРОТ ВОДЫ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ И МИРОВОЙ ВОДНЫЙ БАЛАНС.....	143
3.5. ГЛОБАЛЬНЫЙ ПЕРЕНОС СОДЕРЖАЩИХСЯ В ВОДЕ ВЕЩЕСТВ.....	153
3.6. ВЛИЯНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ.....	160
3.7. ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ ЗЕМНОГО ШАРА, КОНТИНЕНТОВ И РОССИИ	170
ГЛАВА 4. ГИДРОЛОГИЯ ЛЕДНИКОВ	184
4.1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛЕДНИКОВ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ.....	185
4.2. ТИПЫ ЛЕДНИКОВ	190
4.3. ОБРАЗОВАНИЕ И СТРОЕНИЕ ЛЕДНИКОВ	192

4.4. ПИТАНИЕ И АБЛЯЦИЯ ЛЕДНИКОВ, БАЛАНС ЛЬДА И ВОДЫ В ЛЕДНИКАХ	197
4.5. РЕЖИМ И ДВИЖЕНИЕ ЛЕДНИКОВ	201
4.6. РОЛЬ ЛЕДНИКОВ В ПИТАНИИ И РЕЖИМЕ РЕК. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ	209
ГЛАВА 5. ГИДРОЛОГИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД	216
5.1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ	216
5.2. ФИЗИЧЕСКИЕ И ВОДНЫЕ СВОЙСТВА ГРУНТОВ. ВИДЫ ВОДЫ В ПОРАХ ГРУНТОВ	218
5.2.1. Физические свойства грунтов	218
5.2.2. Виды воды в порах грунта	220
5.2.3. Водные свойства грунтов	223
5.3. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД. ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО ХАРАКТЕРУ ЗАЛЕГАНИЯ	227
5.3.1. Классификации подземных вод	227
5.3.2. Воды зоны аэрации. Почвенные воды, верховодка, капиллярная зона	230
5.3.3. Воды зоны насыщения. Грунтовые воды	232
5.3.4. Артезианские и глубинные воды	234
5.3.5. Другие типы подземных вод	235
5.4. ДВИЖЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД	236
5.5. ВОДНЫЙ БАЛАНС И РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД	241
5.5.1. Водный баланс подземных вод	241
5.5.2. Водный режим зоны аэрации	244
5.5.3. Режим грунтовых вод	244
5.6. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД. РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ПИТАНИИ РЕК. НЕКОТОРЫЕ ПРИРОДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД	251
5.7. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ И ОХРАНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД	257

ГЛАВА 6. ГИДРОЛОГИЯ РЕК.....	262
6.1. РЕКИ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ.....	265
6.2. ТИПЫ РЕК.....	268
6.3. МОРФОЛОГИЯ И МОРФОМЕТРИЯ РЕКИ И ЕЕ БАССЕЙНА.....	271
6.3.1. Водосбор и бассейн реки.....	271
6.3.2. Морфометрические характеристики бассейна реки.....	273
6.3.3. Физико-географические и геологические характеристики бассейна реки.....	274
6.3.4. Река и речная сеть.....	276
6.3.5. Долина и русло реки.....	279
6.3.6. Продольный профиль реки.....	282
6.4. ПИТАНИЕ РЕК.....	284
6.4.1. Виды питания рек.....	284
6.4.2. Классификация рек по видам питания.....	289
6.5. РАСХОДОВАНИЕ ВОДЫ В БАССЕЙНЕ РЕКИ.....	291
6.6. ВОДНЫЙ БАЛАНС БАССЕЙНА РЕКИ.....	295
6.6.1. Уравнение водного баланса бассейна реки.....	295
6.6.2. Структура водного баланса бассейна реки.....	299
6.7. ВОДНЫЙ РЕЖИМ РЕК.....	300
6.7.1. Колебания водности рек и их виды. Источники информации о водном режиме рек.....	300
6.7.2. Вековые колебания водности рек.....	303
6.7.3. Многолетние колебания водности рек.....	304
6.7.4. Внутригодовые (сезонные) колебания водности рек.....	317
6.7.5. Кратковременные колебания водности рек.....	320
6.7.6. Расчленение гидрографа по видам питания.....	320
6.7.7. Классификация рек по водному режиму.....	322
6.8. РЕЧНОЙ СТОК.....	326
6.8.1. Составляющие речного стока.....	326
6.8.2. Факторы и количественные характеристики стока воды.....	327

6.8.3. Пространственное распределение стока воды на территории России и сопредельных стран	332
6.9. ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ В РЕКАХ	333
6.9.1. Распределение скоростей течения в речном потоке	333
6.9.2. Динамика речного потока.....	335
6.9.3. Закономерности трансформации паводков	340
6.10. ДВИЖЕНИЕ РЕЧНЫХ НАНОСОВ.....	342
6.10.1. Происхождение, характеристики и классификация речных наносов.....	342
6.10.2. Движение влекомых наносов	346
6.10.3. Движение взвешенных наносов	348
6.10.4. Сток наносов	349
6.11. РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ.....	357
6.11.1. Физические причины и типизация русловых процессов.....	357
6.11.2. Микроформы речного русла и их изменения	359
6.11.3. Мезоформы речного русла и их изменения	360
6.11.4. Макроформы речного русла и их изменения.....	362
6.11.5. Деформации продольного профиля русла.....	364
6.11.6. Устойчивость речного русла.....	367
6.12. ТЕРМИЧЕСКИЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ РЕК.....	369
6.12.1. Тепловой баланс участка реки	369
6.12.2. Термический режим рек.....	371
6.12.3. Ледовые явления.....	374
6.13. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО И ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА РЕК.....	380
6.13.1. Гидрохимический режим рек.....	380
6.13.2. Гидробиологические особенности рек	384
6.14. УСТЬЯ РЕК	385
6.14.1. Устьевые области рек как особые географические объекты.....	385
6.14.2. Части устья реки и их особенности	388
6.14.3. Типы устьев рек	404
6.14.4. Формирование устьев рек.....	405

6.14.5. Основные закономерности современных гидрологических процессов в устьях рек	411
6. 15. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РЕК. ВЛИЯНИЕ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА РЕЖИМ РЕК.....	432
6.15.1. Практическое значение рек и типизация хозяйственных мероприятий, влияющих на речной сток	432
6.15.2. Влияние на речной сток хозяйственной деятельности на поверхности речных бассейнов	433
6.15.3. Влияние на речной сток хозяйственной деятельности, связанной с непосредственным использованием речных вод.....	440
6.15.4. Гидролого-экологические последствия антропогенных изменений стока рек	450
ГЛАВА 7. ГИДРОЛОГИЯ ОЗЕР	453
7.1. ОЗЕРА И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ.....	453
7.2. ТИПЫ ОЗЕР.....	457
7.3. МОРФОЛОГИЯ И МОРФОМЕТРИЯ ОЗЕР	462
7.4. ВОДНЫЙ БАЛАНС ОЗЕР	465
7.4.1. Уравнение водного баланса озера	465
7.4.2. Структура водного баланса озера.....	467
7.4.3. Водообмен в озере.....	471
7.5. КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ВОДЫ В ОЗЕРАХ.....	471
7.6. ТЕЧЕНИЯ, ВОЛНЕНИЕ И ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ВОДЫ В ОЗЕРАХ	478
7.7. ТЕРМИЧЕСКИЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ ОЗЕР	483
7.7.1. Тепловой баланс озера.....	483
7.7.2. Термическая классификация озера	484
7.7.3. Термический режим озера в условиях умеренного климата	486
7.7.4. Ледовые явления на озерах.....	495
7.8. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ И	

ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ,	
ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕР	497
7.8.1. Гидрохимические характеристики озер	497
7.8.2. Гидробиологические характеристики озер	501
7.8.3. Наносы и донные отложения в озерах	503
7.9. ВОДНЫЕ МАССЫ ОЗЕР.....	504
7.10. ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО	
РЕЖИМА КАСПИЙСКОГО И АРАЛЬСКОГО МОРЕЙ.	508
7.10.1. Проблемы, связанные с судьбой Каспийского	
и Аральского морей	508
7.10.2. Каспийское море	511
7.10.3. Аральское море.....	519
7.11. ОСОБЕННОСТИ ПОДЛЕДНИКОВОГО	
ОЗЕРА ВОСТОК В АНТАРКТИДЕ	532
7.12. ВЛИЯНИЕ ОЗЕР НА РЕЧНОЙ СТОК.	
ХОЗЯЙСТВЕННОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОЗЕР	535
ГЛАВА 8. ГИДРОЛОГИЯ ВОДОХРАНИЛИЩ.....	538
8.1. НАЗНАЧЕНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ И ИХ	
РАЗМЕЩЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ.....	539
8.2. ТИПЫ ВОДОХРАНИЛИЩ.....	545
8.3. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ	
ВОДОХРАНИЛИЩ	548
8.4. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ВОДОХРАНИЛИЩ.....	551
8.5. ТЕРМИЧЕСКИЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ	
ВОДОХРАНИЛИЩ	555
8.6. ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ И	
ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ	
ВОДОХРАНИЛИЩ	556
8.7. ЗАИЛЕНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ И	
ПЕРЕФОРМИРОВАНИЕ ИХ БЕРЕГОВ.....	557
8.8. ВОДНЫЕ МАССЫ ВОДОХРАНИЛИЩ.....	559
8.9. ВЛИЯНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ НА РЕЧНОЙ	
СТОК И ОКРУЖАЮЩУЮ ПРИРОДНУЮ СРЕДУ	560
ГЛАВА 9. ГИДРОЛОГИЯ БОЛОТ.....	566

9.1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ БОЛОТ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ.....	567
9.2. ТИПЫ БОЛОТ	569
9.3. СТРОЕНИЕ, МОРФОЛОГИЯ И ГИДРОГРАФИЯ ТОРФЯНЫХ БОЛОТ	573
9.4. РАЗВИТИЕ ТОРФЯНОГО БОЛОТА	577
9.5. ВОДНЫЙ БАЛАНС И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ БОЛОТ	579
9.6. ВЛИЯНИЕ БОЛОТ И ИХ ОСУШЕНИЯ НА РЕЧНОЙ СТОК. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ БОЛОТ	584
ГЛАВА 10. ГИДРОЛОГИЯ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ.....	590
10.1. МИРОВОЙ ОКЕАН И ЕГО ЧАСТИ. КЛАССИФИКАЦИЯ МОРЕЙ.....	590
10.2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ, СТРОЕНИЕ И РЕЛЬЕФ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА. ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ	598
10.2.1. Происхождение ложа океана	598
10.2.2. Рельеф дна Мирового океана	599
10.2.3. Донные отложения	603
10.3. ВОДНЫЙ БАЛАНС МИРОВОГО ОКЕАНА.....	606
10.4. СОЛЕВОЙ СОСТАВ И СОЛЕННОСТЬ ВОД ОКЕАНА	609
10.4.1. Солевой состав вод океана.....	612
10.4.2. Соленость морской воды и ее определение	613
10.4.3. Распределение солености в Мировом океане	614
10.5. ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МИРОВОГО ОКЕАНА	619
10.5.1. Тепловой баланс Мирового океана.....	619
10.5.2. Распределение температуры в Мировом океане.....	619
10.6. ПЛОТНОСТЬ ВОД И ИХ ПЕРЕМЕШИВАНИЕ	625
10.6.1. Факторы, определяющие плотность морской воды.....	625

10.6.2. Распределение плотности в Мировом океане	626
10.7. МОРСКИЕ ЛЬДЫ	631
10.7.1. Ледообразование в море	632
10.7.2. Физические свойства морского льда	634
10.7.3. Движение льдов	636
10.7.4. Ледовитость океанов и морей	637
10.8. ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ	639
10.9. АКУСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ	642
10.10. ВОЛНЕНИЕ	645
10.10.1. Волны зыби	646
10.10.2. Ветровые волны	649
10.10.3. Деформация волн у берега	652
10.10.4. Волны цунами	654
10.10.5. Внутренние волны	656
10.11. ПРИЛИВЫ	658
10.11.1. Основные элементы приливов	658
10.11.2. Приливообразующая сила	662
10.11.3. Статическая и динамическая теории приливов. Строение приливной волны и приливные течения	664
10.11.4. Деформация приливной волны у берега	667
10.11.5. Разложение уравнения приливной волны. Гармонические постоянные. Таблицы приливов	669
10.11.6. Приливы в ограниченном водоеме. Сейши	672
10.12. МОРСКИЕ ТЕЧЕНИЯ	674
10.12.1. Силы, формирующие течения. Классификация морских течений	674
10.12.2. Теория ветровых течений	675
10.12.3. Плотностные течения	680
10.12.4. Циркуляция вод в Мировом океане	683
10.13. УРОВЕНЬ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ	689
10.13.1. Кратковременные колебания уровня	690
10.13.2. Сезонные колебания уровня	692

10.13.3. Долгопериодные изменения уровня	694
10.14. ВОДНЫЕ МАССЫ ОКЕАНА	696
10.14.1. Основы учения о водных массах	696
10.14.2. Основы T, S -анализа водных масс	699
10.14.3. Водные массы Мирового океана	701
10.15. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ. ОКЕАН И КЛИМАТ	703
10.16. РЕСУРСЫ МИРОВОГО ОКЕАНА И ЕГО ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ	714
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	727
ЛИТЕРАТУРА	736

Учебное издание

**Вадим Николаевич Михайлов
Сергей Анатольевич Добролюбов**

Гидрология

Учебник для вузов

Ответственный редактор *А. Иванова*
Корректор *А. Акимова*
Верстальщик *М. Глаголева*

Издательство «Директ-Медиа»
117342, Москва, ул. Обручева, 34/63, стр. 1
Тел/факс + 7 (495) 334–72–11
E-mail: manager@directmedia.ru
www.biblioclub.ru
www.directmedia.ru

Отпечатано в ООО «ПАК ХАУС»
142172, г. Москва, г. Щербинка,
ул. Космонавтов, д. 16