

556

M69

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

КЛАССИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТСКИЙ УЧЕБНИК



В.Н. Михайлов А.Д. Добровольский
С.А. Добролюбов

ГИДРОЛОГИЯ



Серия
**КЛАССИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТСКИЙ УЧЕБНИК**

основана в 2002 году по инициативе ректора
МГУ им. М.В. Ломоносова
академика РАН В.А. Садовниченко
и посвящена

**250-летию
Московского университета**



КЛАССИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТСКИЙ УЧЕБНИК

Редакционный совет серии:

Председатель совета
ректор Московского университета
В.А. Садовничий

Члены совета:

Виханский О.С., Голиченков А.К., Гусев М.В.,
Добреньков В.И., Донцов А.И., Засурский Я.Н.,
Зинченко Ю.П. (ответственный секретарь),
Камзолов А.И. (ответственный секретарь),
Карпов С.П., Касимов Н.С., Колесов В.П.,
Лободанов А.П., Лунин В.В., Лупанов О.Б.,
Мейер М.С., Миронов В.В. (заместитель председателя),
Михалев А.В., Моисеев Е.И., Пушаровский Д.Ю.,
Раевская О.В., Ремнева М.Л., Розов Н.Х.,
Салецкий А.М. (заместитель председателя),
Сурин А.В., Тер-Минасова С.Г.,
Ткачук В.А., Третьяков Ю.Д., Трухин В.И.,
Трофимов В.Т. (заместитель председателя), Шоба С.А.



306
М69

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

В.Н. Михайлов А.Д. Добровольский
С.А. Добролюбов

ГИДРОЛОГИЯ

*Рекомендовано
Министерством образования и науки Российской Федерации
в качестве учебника для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по географическим специальностям*

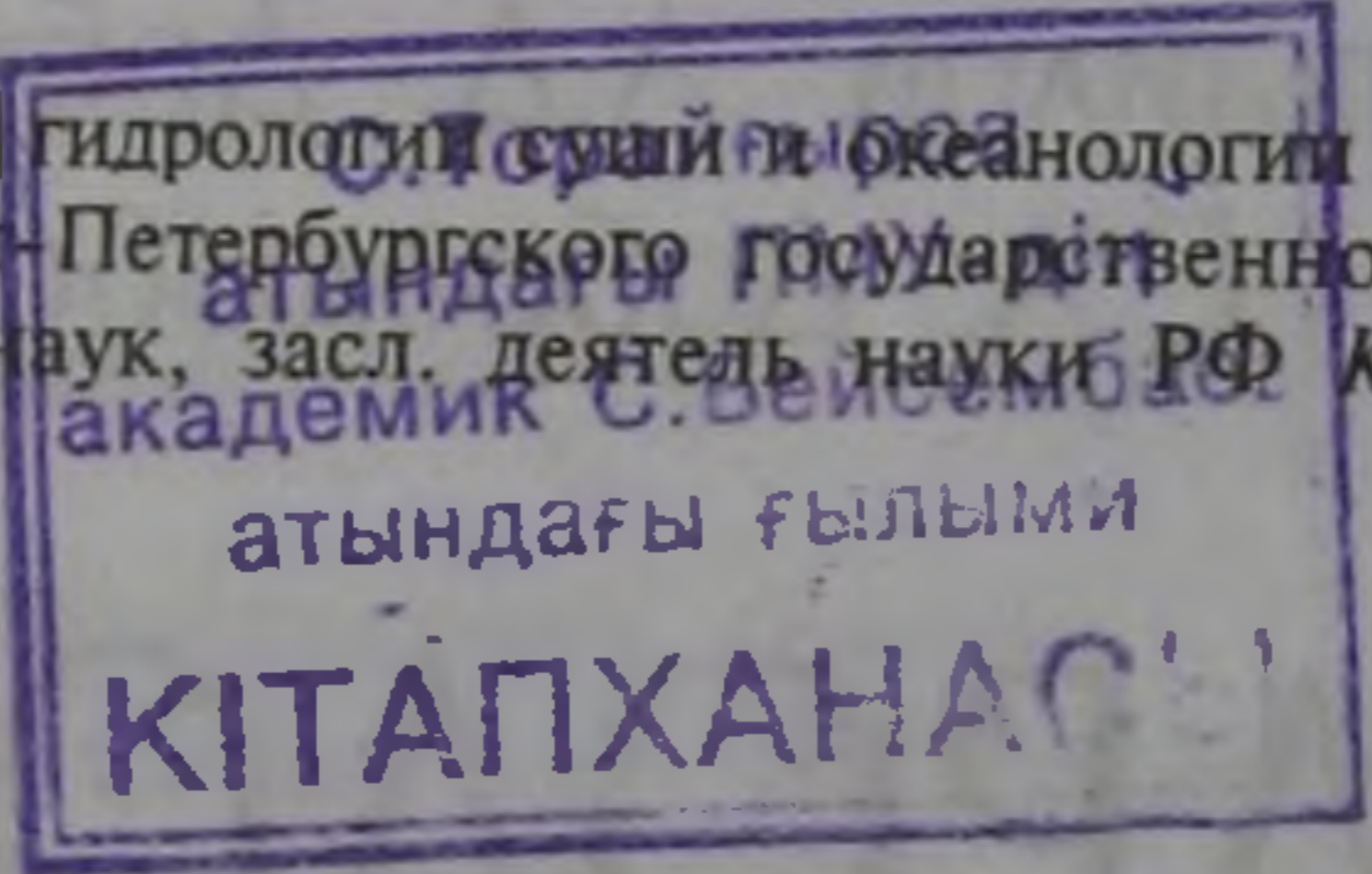


Москва
«Высшая школа»
2005

УДК 556 (075.8)
ББК 26.22
М69

Авторы: В. Н. Михайлов, А. Д. Добровольский, С. А. Добролюбов

Рецензенты: кафедры гидрологии суши и океанологии факультета географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета;
д-р географ. наук, засл. деятель науки РФ К. С. Лосев



531.936

Гидрология: Учебник для вузов/В. Н. Михайлов, А. Д. Добровольский, С. А. Добролюбов.— М.: Высш. шк., 2005.— 463 с.: ил. — (серия «Классический университетский учебник»).

ISBN 5-06-004797-0

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.

Для студентов, обучающихся по географическим специальностям. Может использоваться в вузах, готовящих студентов по специальностям «Водный транспорт», «Водное хозяйство», «Гидромелиорация» и др.

УДК 556
ББК 26.22

ISBN 5-06-004797-0

© ФГУП «Издательство «Высшая школа», 2005
© МГУ им. М. В. Ломоносова,
художественное оформление, 2005

Оригинал-макет данного издания является собственностью издательства «Высшая школа», и его репродуцирование (воспроизведение) любым способом без согласия издательства запрещается.

Уважаемый читатель!

Вы открыли одну из замечательных книг, изданных в серии «Классический университетский учебник», посвященной 250-летию Московского университета. Серия включает свыше 150 учебников и учебных пособий, рекомендованных к изданию Учеными советами факультетов, редакционным советом серии и издаваемых к юбилею по решению Ученого совета МГУ.

Московский университет всегда славился своими профессорами и преподавателями, воспитавшими не одно поколение студентов, впоследствии внесших заметный вклад в развитие нашей страны, составивших гордость отечественной и мировой науки, культуры и образования.

Высокий уровень образования, которое дает Московский университет, в первую очередь обеспечивается высоким уровнем написанных выдающимися учеными и педагогами учебников и учебных пособий, в которых сочетаются как глубина, так и доступность излагаемого материала. В этих книгах аккумулируется бесценный опыт методики и методологии преподавания, который становится достоянием не только Московского университета, но и других университетов России и всего мира.

Издание серии «Классический университетский учебник» наглядно демонстрирует тот вклад, который вносит Московский университет в классическое университетское образование в нашей стране и, несомненно, служит его развитию.

Решение этой благородной задачи было бы невозможным без активной помощи со стороны издательств, принявших участие в издании книг серии «Классический университетский учебник». Мы расцениваем это как поддержку ими позиции, которую занимает Московский университет в вопросах науки и образования. Это служит также свидетельством того, что 250-летний юбилей Московского университета - выдающееся событие в жизни всей нашей страны, мирового образовательного сообщества.

*Ректор Московского университета
академик РАН, профессор*

В. Садовничий

В. А. Садовничий

ПРЕДИСЛОВИЕ

Начало XXI в. 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 более широкое использование огромных биологических ресурсов водных объектов суши, а главное — Мирового океана.

Преодоление энергетического кризиса также во многом будет связано с более рациональным использованием вод в тепловой энергетике и при добыче нефти, 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, сохранения биоразнообразия, создания оптимальных условий жизнедеятельности людей. В то же время вода может наносить ущерб природе и человеку (катастрофические наводнения, вызванные 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 региональных, так и в общегосударственных и глобальном масштабах 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 и данными наблюдений, 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, 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 жизни человеческого общества увеличивается и значение гидрологических знаний в работе представителей различных специальностей и, в первую очередь, географов.

Специалист-географ 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 научных знаний и методов исследований в области гидрологии, вопросами приложения гидрологических знаний к другим разделам географии.

Основная цель дисциплины «Гидрология» в соответствии с ее официальной программой¹ и 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 распределения водных объектов разных типов: ледников, подземных 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.

¹ Программа дисциплины «Гидрология». Учебно-методическое обеспечение направления 510800 — География и специальности 012500 — География. Учебно-методическое объединение по классическому университетскому образованию. Совет по географии. — М., 2002. С. 109—119. Индекс дисциплины ОПД.Ф.04.

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

Аналогичные цели и задачи имеют дисциплины «Учение о гидросфере»¹ и «Гидрология суши»². Автором всех трех упомянутых программ является В. Н. Михайлов.

В последнее время единственным официальным учебником по дисциплине «Гидрология» для географических факультетов университетов был учебник «Общая гидрология» (авторы — профессора географического факультета МГУ В. Н. Михайлов и А. Д. Добровольский, Высшая школа, 1991). Учебник широко использовался в университетах страны и получил признание и одобрение.

К настоящему времени тираж этого учебника полностью разошелся. Назрела необходимость издания нового учебника, сохранившего основные достоинства предыдущего, но существенно переработанного, обновленного и дополненного с учетом происходящих естественных и антропогенных изменений природных условий и новых достижений гидрологической науки.

Предлагаемый учебник начинается с разделов, посвященных 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 подчеркивается 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.

¹ Программа дисциплины «Учение о гидросфере». Программа дисциплины федерального компонента по направлению 511100 — Экология и природопользование. — М., 2000. С. 78—83. Индекс дисциплины ОПД.Ф.04.

² Программа дисциплины «Гидрология суши». Учебно-методическое обеспечение специальностей 012700 — Гидрология, 012800 — Океанология. — М., 2002. С. 55—65. Индекс дисциплины ОПД.Ф.03.

В предлагаемом учебнике 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, с современных позиций дается характеристика процессов в различных водных объектах с учетом результатов последних отечественных и зарубежных исследований.

Новый учебник существенно отличается от предыдущего, изданного в 1991 г.

Во-первых, изменено название. «Гидрология» — одна из фундаментальных дисциплин, предусмотренных новыми планами университетской подготовки специалистов по направлениям *география, экология и природопользование, гидрометеорология*.

Во-вторых, дополнен состав авторов. Один из авторов предыдущего учебника профессор МГУ А. Д. Добровольский скончался в 1991 г. Алексей Дмитриевич Добровольский — выдающийся педагог, крупный ученый-океанолог, соратник Н. Н. Зубова. Он руководил кафедрой океанологии географического факультета МГУ в течение 35 лет с момента ее основания в 1953 г. А. Д. Добровольский воспитал несколько поколений океанологов, опубликовал ряд блестящих учебников, научных монографий, организовал экспедиции на первом крупном научно-исследовательском судне «Витязь». Разделы учебника, написанные А. Д. Добровольским, переработаны и обновлены профессором географического факультета МГУ С. А. Добролюбовым. Вместе с тем авторство А. Д. Добровольского сохранено.

В-третьих, текст в новом учебнике существенно переработан, обновлен и дополнен. В нем учтены результаты новых исследований в области гидрологии за последние 10—15 лет, большее внимание уделено современным глобальным изменениям природной среды, в том числе гидросферы. Рассмотрены такие вопросы, как повсеместная деградация ледников, климатические изменения речного стока, современные изменения режима континентальных водоемов (в том числе Каспийского и Аральского морей) и внутренних морей, повышение уровня Мирового океана и др.; приведены и проанализированы новые данные об антропогенных изменениях режима рек, озер, морей; освещены проблемы взаимодействия океана и атмосферы; рассмотрены некоторые экологические аспекты гидрологии (водные экосистемы и закономерности их функционирования); даны сведения об основных водных объектах Земли и о современных водных ресурсах мира и России; изложены современные проблемы рационального использования и охраны водных ресурсов от истощения и загрязнения. Отражены новые законодательные акты, касающиеся вод России, их использования и охраны.

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

Главы 2—9 написаны В. Н. Михайловым, глава 10 — А. Д. Добровольским и С. А. Добролюбовым, глава 1 — В. Н. Михайловым и С. А. Добролюбовым, Введение и Заключение — тремя авторами совместно.

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

Авторы очень признательны за советы и помощь при подготовке учебника к изданию своим коллегам по географическому факультету МГУ профессорам Н. И. Алексеевскому, В. М. Евстигнееву, С. С. Лаппо, К. К. Эдельштейну, доцентам В. А. Жуку, В. Л. Лебедеву, Н. Л. Фроловой, ведущим научным сотрудникам В. С. Савенко и В. А. Скорнякову, научному сотруднику Д. А. Петракову. Авторы также благодарят за ценные замечания заведующего кафедрой гидрогеологии геологического факультета МГУ профессора В. А. Всеволжского.

Помощь в подготовке учебника к изданию оказали Е. С. Повалишникова и Н. С. Перлова, которым авторы выражают искреннюю благодарность.

*В. Н. Михайлов
С. А. Добролюбов*

ВВЕДЕНИЕ

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

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

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 парообразного состояния, ее вездесущности в верхней части планеты — ею проникнуто и охвачено»¹.

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

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

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

Вода используется человеком не только как необходимое средство жизнедеятельности (питьевая вода, вода в составе растительных или животных продуктов питания). Современная экономика основана на широком применении воды: получение энергии (гидроэнергетика, тепловая и атомная энергетика); 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 использования воды нельзя преодолеть в глобальном масштабе 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 районах подвержены антропогенному истощению и загрязнению. Вода — бесценное богатство человечества, поэтому водные ресурсы люди должны бережно и экономно использовать и охранять.

2. ВОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ. ПОНЯТИЕ О ГИДРОСФЕРЕ

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

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

Водные объекты могут быть постоянными и временными (пересыхающими).

Многие водные объекты обладают *водосбором*, под которым понимается часть земной поверхности и толщи почв и горных

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

пород, откуда вода поступает к данному водному объекту. Водосборы имеются у всех океанов, морей, озер, рек. [Граница между смежными водосборами называется *водоразделом*. Различают *поверхностный* (орографический) и *подземный водораздел*.]

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 прерывистую водную оболочку земного шара, расположенную на поверхности земной коры и в ее толще, представляющую совокупность океанов, морей и водных объектов суши (рек, озер, болот, подземных вод), включая снежный покров и ледники. В такой трактовке гидросфера не включает атмосферную влагу и воду в живых организмах. Однако существуют и более узкое и более широкое толкования понятия гидросферы. В первом случае под ней понимают лишь поверхностные воды, находящиеся между атмосферой и литосферой, во втором — все природные воды Земли, участвующие в глобальном круговороте веществ, в том числе подземные воды в верхней части земной коры, атмосферную влагу и воду живых организмов. Такое широкое понимание термина «гидросфера» представляется наиболее правильным. В этом случае гидросфера — это уже не прерывистая оболочка, а действительно геосфера, включающая не только скопления самой воды (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 некоторые из них.

1. *Характеристики водного режима*: уровень воды (H , м в Балтийской системе высот (БС) 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 теплового режима*: температура воды, снега, льда (T , °С), теплосодержание водного объекта или тепловой сток за интервал времени Δt (θ , Дж) и т. д.

3. *Характеристики ледового режима*: сроки наступления и окончания различных фаз ледового режима (замерзания, ледостава, таяния, вскрытия, очищения ото льда), толщина ледяного покрова, сплоченность льдов и т. д.

4. *Характеристики режима наносов*: содержание 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 длина (L , м, км), ширина (B , м, км), глубина (h , м) и т. д.

Кроме того, к числу гидрологических обычно относят такие очень важные для описания любого водного объекта 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 всегда зависит от множества факторов и определяется характером процессов, происходящих в 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 явления, подверженного 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 считать климат.

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

Изменение гидрологических характеристик во времени (временная изменчивость) имеет несколько масштабов. Выделяют изменчивость *вековую* (с интервалами времени или периодами, исчисляемыми веками); *многолетнюю* (периоды колебаний — от нескольких до десятков лет), *внутригодовую*, или *сезонную* (колебания в течение года), *кратковременную*, 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 дна и берегах (взаимодействие водного потока и грунтов, размыв 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 и гидрологические процессы изучает комплекс наук, объединяемых общим понятием *гидрология*. Термин «гидрология» образован из латинских слов «гидро» — вода и «логос» — наука. Однако гидрология занимается изучением не воды как таковой (физического вещества или химического соединения), а изучением распространения и режима природных вод на Земле. Термин «гидрология» впервые появился в 1694 г. в книге, содержащей «начала учения о водах», изданной Мельхиором во Франкфурте-на-Майне. В действительно самостоятельную науку гидрология оформилась лишь в 20—30-х годах прошлого столетия.

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

Общая гидрология по объектам исследования подразделяется на три большие части: *гидрологию морей* (синоним — физическая океанология), занимающуюся изучением океанов и морей; *гидрологию суши*, или точнее гидрологию *поверхностных вод суши* (часто называемую просто гидрологией), изучающую водные объекты суши, — реки, озера, водохранилища, болота, ледники; *гидрологию подземных вод*, изучающую воды, находящиеся в свободном состоянии в верхней части земной коры.

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

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

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

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

разделы гидрологии входят одновременно разделами в физику, химию, биологию.

Устоявшейся и общепринятой классификации разделов гидрологии как науки пока не существует, поэтому в различных пособиях можно встретить довольно существенные различия в названии и толковании содержания отдельных разделов гидрологии.

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

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

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

Общая гидрология (и гидрология в целом), изучающая природные воды, относится к наукам *географическим* и тесно связана с другими 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 компонентов. 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 общая гидрология (и гидрология в целом) и с другими естественными науками — геологией, биологией, почвоведением, геохимией. Гидрология (и общая гидрология, в частности) не может продуктивно развиваться без опоры на фундаментальные науки — физику, химию, математику.

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

Использование математики и информатики в гидрологии идет в нескольких направлениях. Во-первых, широко применяются методы математической обработки данных наблюдений с использованием численных методов анализа и методов математической статистики. Во-вторых, применение физических законов в гидрологии требует строгих 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 используют электронно-вычислительную технику. В то же время развитие некоторых областей техники (гидротехнического строительства на реках и морях, мелиоративных и других мероприятий и т. п.) не может обойтись без использования гидрологических знаний.

В последнее время проявляется тенденция к «экологизации» многих естественных наук. Но поскольку содержание и задачи

экологии как междисциплинарного научного направления еще до конца не сформулированы, не вполне определилось и место гидрологии в комплексе наук экологического цикла. В настоящее время 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 деятельности человека. 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 применяют разнообразные измерители уровня воды и 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 последние годы была решена проблема пространственной «привязки» результатов полевых работ с помощью «спутниковой навигации» — GPS (*global positioning system*, или 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 катастрофического наводнения в дельте р. Терека летом 2002 г. Только космические снимки позволяют следить за осыханием 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 используют в гидрологии 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 случае наблюдения проводят на небольших участках природных объектов, специально выбранных для детальных исследований. Человек не в состоянии регулировать проявление природных процессов, но благодаря специальному выбору ряда внешних условий (например, характера

почвы, растительности, крутизны склонов и т. д.), применению специального оборудования и особых методов (включая изотопные) и тщательным наблюдениям 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 человек выбирал 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 экономическом 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.

По характеру использования вод все современные отрасли хозяйства обычно подразделяют на водопотребителей и водопользователей. **Водопотребители** — это те отрасли, которые изымают

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

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, известь, продукты пищевой промышленности и многое другое. Так, для производства 1 т стали необходимо 20 м³ воды, 1 т бумаги — до 200 м³ воды, 1 т никеля — 4000 м³ воды. Чтобы добыть 1 т нефти, нужно не менее 50 м³ воды. Одна из самых водоемких — текстильная промышленность. Если для производства 1 т хлопчатобумажной ткани нужно в среднем 20 м³ воды, то для получения такого же количества синтетического волокна — уже 2500—5000 м³ воды.

Крупным потребителем воды является тепловая энергетика. При производстве 1 млн кВт электроэнергии на тепловых электростанциях затрачивают 1,2—1,6 км³ воды в год. При производстве электроэнергии на атомных электростанциях воды требуется в 1,5—2 раза больше.

Большие объемы воды требуются на хозяйственно-питьевое водоснабжение городов и поселков. В крупных городах на одного жителя приходится 300—600 л воды в сутки. Город с населением 1 млн человек потребляет в сутки до 1 млн м³ 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.

По данным И. А. Шикломанова, с 1900 по 1950 г. (50 лет) полное водопотребление в мире возросло с 579 до 1360 км³/год, т. е. в 2,3 раза, а безвозвратное (потери на испарение в пределах конкретных речных бассейнов в процессе использования воды) — с 417 до 894 км³/год, т. е. в 2,1 раза. За последующие 40 лет (1950—1990) полное и безвозвратное водопотребление в мире возросло соответственно с 1360 до 4130 км³/год (в 3,0 раза) и с 894 до 2360 км³/год (в 2,6 раза).

Распределение полного и безвозвратного водопотребления в мире по отраслям хозяйства разное (табл. В.1). Главные потребители воды — это сельское хозяйство и промышленность. При этом доля безвозвратных потерь воды в полном водопотреблении в промышленности значительно меньше, чем в сельском хозяйстве. Главные безвозвратные потери воды в мире происходят в орошаемом земледелии.

Таблица В.1. Водопотребление в мире и некоторых странах

Характеристика водопотребления	Весь мир (1990)	США (1990)	СССР (1990)	Россия (2001)
Общее водопотребление, км ³ /год	$\frac{4130}{2360}$	$\frac{670}{162}$	$\frac{400}{226}$	$\frac{66,7}{-}$
Водопотребление по отраслям хозяйства, %:				
промышленность	$\frac{24}{4}$	$\frac{59}{12}$	$\frac{30}{11}$	$\frac{59}{-}$
сельское хозяйство	$\frac{65}{87}$	$\frac{34}{81}$	$\frac{54}{76}$	$\frac{20}{-}$
коммунальное хозяйство	$\frac{7}{2}$	$\frac{7}{7}$	$\frac{8}{3}$	$\frac{20}{-}$
другие отрасли	$\frac{4}{7}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{8}{10}$	$\frac{1}{-}$

Примечания: 1. Данные для всего мира, США и СССР — по И. А. Шикломанову, для России — из Государственного доклада о состоянии и использовании водных ресурсов Российской Федерации в 2001 г. (Министерство природных ресурсов); прочерк означает отсутствие данных.

2. В числителе приведено полное, в знаменателе — безвозвратное водопотребление.

По последним оценкам (И. А. Шикломанов и др., 2004), современное водопотребление в мире составляет 3790 км³/год. В дальнейшем, согласно тем же данным, водопотребление в мире может изменяться в соответствии с двумя разными сценариями. Согласно первому из них, водопотребление будет расти на 10—12 % в каждое десятилетие с наибольшей интенсивностью в Африке и Южной Америке и наименьшей — в Европе и Северной Америке. Согласно второму сценарию, при осуществлении эффективных мер по улучшению технологии использования вод водопотребление в мире практически стабилизируется. К 2010 г. оно возрастет на 5—6 %,

а затем начнет снижаться и к 2025 г. станет близким к современному.

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 можно уже 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 — продовольственный и энергетический кризисы.

В настоящее время (И. А. Шикломанов и др., 2004) около 40 % населения Земли живет в условиях очень низкого обеспечения пресной водой. Если рост водопотребления будет в будущем происходить по первому упомянутому выше сценарию, то к 2025 г. в критической ситуации окажется уже 60 % населения планеты.

Водопотребление в СССР. Оно 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).

Интересно сравнить структуру водопотребления в СССР и США. Данные табл. В.1 свидетельствуют 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 больше, чем в СССР.

Водопотребление в России. Распад СССР привел к тому, что России досталась относительно небольшая доля орошаемых земель бывшего СССР (главная их часть приходилась на Среднюю Азию, Казахстан, Украину). Кроме того, в 1990-х г. 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. По данным РосНИИВХа, в 1991—1998 гг. потребление пресной воды уменьшилось в России на 31 %, а морской воды — на 25 %.

В 2001 г. в России полное водопотребление составило 66,7 км³ (см. табл. В.1). На долю пресных вод пришлось 60,7, морских — 6,0 км³. Из поверхностных источников в этом году было использовано 51,8, из подземных — 8,9 км³ пресных вод. Главным потребителем воды была промышленность.

В 2001 г. в России 56,3 км³ отработанных вод вновь поступило в водные объекты (из них 54,7 км³, или 97 %, — в поверхностные). Объем сточных вод между отраслями хозяйства распределился следующим образом, %: на долю промышленности пришлось 63, сельского хозяйства — 11, коммунального хозяйства — 25, других отраслей — 1. Часть сточных вод была недостаточно очищена. Основной объем загрязненных сточных вод, поступающих в водные объекты, дают промышленность и коммунальное хозяйство.

В последние годы, согласно материалам VI Всероссийского гидрологического съезда (2004), величина водопотребления в России стабилизировалась на уровне около 70 км³/год.

В основе системы управления водными ресурсами России лежат следующие принципы: рациональное использование, т. е. единство процессов использования и охраны вод; территориально-бассейновый подход; государственная собственность на все природные ресурсы, включая водные, и гидротехнические сооружения. Используются три уровня управления водным хозяйством: федеральный орган (Федеральное агентство водных ресурсов); бассейновый орган, подчиняемый федеральному и представляющий интересы государства по использованию и охране водных ресурсов бассейна реки; территориальный орган, имеющий двойное подчинение: бассейновому органу и администрации территории — субъекту Российской Федерации. Научно-методическое руководство использованием и охраной вод в стране осуществляет Российский научно-исследовательский институт комплексного использования и охраны водных ресурсов (РосНИИВХ) в г. Екатеринбурге.

Водное законодательство в России. В нашей стране действует Водный кодекс Российской Федерации, принятый Государственной Думой 18 октября 1995 г. Водный кодекс имеет силу закона и регулирует отношения в области использования и охраны природных вод.

В Водном кодексе отмечается, что «воды являются важнейшим компонентом окружающей природной среды, возобновляемым, ограниченным и уязвимым природным ресурсом, используются и охраняются в Российской Федерации как основа жизни и деятельности народов, проживающих на ее территории, обеспечивают экономическое, социальное, экологическое благополучие населения, существование животного и растительного мира».

В Водном кодексе дается такая классификация водных объектов, юридически принадлежащих России: 1) поверхностные водные объекты — водотоки (реки, ручьи, каналы) и водоемы (озера, водохранилища, болота, пруды), ледники и снежники; 2) внутренние морские воды (расположены в сторону берега от границы территориальных вод); 3) территориальные моря России (прибрежные воды шириной 12 морских миль). Совокупность водных объектов в пределах территории Российской Федерации, включенных или подле-

жащих включению в Государственный водный кадастр, представляют собой «водный фонд» России.

Водный кодекс определяет, что «водные объекты могут использоваться для следующих целей: питьевого и хозяйственно-бытового водоснабжения; здравоохранения; промышленности и энергетики; сельского хозяйства; лесного хозяйства; гидроэнергетики; рекреации; транспорта; строительства; пожарной безопасности; рыбного хозяйства; охотничьего хозяйства; лесосплава; добычи полезных ископаемых».

В Российской Федерации устанавливается государственная собственность на водные объекты. Водные объекты принадлежат на правах собственности либо Российской Федерации (федеральная собственность), либо субъектам Российской Федерации (собственность субъектов РФ). Водным кодексом установлено, что «права пользования водными объектами приобретаются на основании лицензии на водопользование и заключенного в соответствии с ней договора пользования водным объектом».

Практическое значение гидрологии. Независимо от того, идет ли речь о водопотребителях или 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 водопотребителей и водопользователей данными о количестве и качестве воды, о пространственно-временных изменениях гидрологических характеристик.

Промышленность и коммунальное хозяйство заинтересованы в оценке как количества, так и качества потребляемой воды, орошаемое земледелие — в данных о режиме источника, из которого осуществляется водозабор.

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 (размыва или намыва дна и берегов). Строительство на берегах морей или в прибрежной зоне, например сооружение установок по добыче 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 и волнении. Океанологи нередко снабжают моряков сведениями о так называемых «рекомен-

дованных 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 водопотребителей и 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, и, во-вторых, практическими потребностями.

Первые примитивные гидрологические наблюдения люди стали проводить еще в глубокой древности. Вместе с тем гидрология как самостоятельная наука еще очень молода. Это кажущееся противоречие объясняется тем, что действительно активное использование водных ресурсов, потребовавшее прогресса в гидрологических знаниях, началось всего 70—80 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 человека вблизи воды, особенно если эта вода использовалась им для орошения полей, во многом зависела от режима водных объектов. Человек вынужден был следить за этим режимом, вести наблюдения. К числу самых ранних гидрологических наблюдений отно-

сятся наблюдения древних египтян за колебаниями уровня воды на Ниле с помощью «ниломеров» — первых гидрологических постов.

Одновременно с началом развития 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 первым 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 древнего мира.

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, поэта и автора 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 первым 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 predeterminedелили 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. Лелявского, В. В. Докучаева, А. И. Воейкова, заложившие основы учения о реках.

Широкое развитие гидрологических изысканий и исследований в нашей стране началось в 20-х годах 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» — систематизи-

рованных 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 20—30-е годы прошлого столетия.

В послевоенные годы восстановление и дальнейшее развитие народного хозяйства страны потребовали существенного расширения гидрологических изысканий и исследований. Ведутся гидрологические работы для крупного гидроэнергетического строительства на 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 суши внесли Б. А. Аполлов, Б. Д. Зайков, П. С. Кузин, Л. К. Давыдов, Г. В. Лопатин, А. В. Огиевский, Д. Л. Соколовский, Г. П. Калинин, М. И. Львович, 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. Л. Вендров, А. Б. Авакян, Н. В. Буторин, В. С. Вуглинский, В. М. Широков, Ю. М. Матарзин, К. К. Эдельштейн 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, К. Е. Иванов и др.

В 1979 г. Главное управление гидрометеорологической службы преобразовано в Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, а в 1988 г. — в Государственный комитет СССР по гидрометеорологии (Госкомгидромет). В это время велись крупные гидрологические исследования по всей территории Советского Союза. Заметными вехами в развитии гидрологии суши стали пять Всесоюзных и один Всероссийский гидрологические съезды (в 1924, 1928, 1957, 1973, 1986 и 2004 гг.).

В настоящее время руководство наблюдениями и исследованиями в области гидрологии суши в Российской Федерации возложено на Федеральную службу по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). Росгидромету подчинены региональные управления гидрометеослужбы (УГМС), а им — местные центры по гидрометеорологии (ЦГМС) и разветвленная сеть гидрометстанций и постов. По состоянию на январь 2004 г. в эту сеть входили 3068 гидрологических постов, в том числе 2717 речных

и 351 — на озерах и водохранилищах. В систему Росгидромета входят крупные научно-исследовательские учреждения в области гидрометеорологии: Государственный гидрологический институт (ГГИ) в Санкт-Петербурге, Государственный океанографический институт (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-исследовательский институт гидрометеорологической информации — Мировой центр данных (ВНИИГМИ — МЦД) в Обнинске, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ААНИИ) в Санкт-Петербурге и др.

В 1960-е годы значительный импульс получило международное сотрудничество в области гидрологии суши. Большой вклад в развитие гидрологии внесло Международное гидрологическое десятилетие (МГД), учрежденное ЮНЕСКО на 1965—1974 гг. С 1975 г. осуществляется постоянно действующая Международная гидрологическая программа (МГП) ЮНЕСКО, в которой активно участвуют ученые-гидрологи нашей страны из различных учреждений (Государственного гидрологического института; Института водных проблем, Института географии и Института озероведения РАН; Московского, Санкт-Петербургского университетов и др.). Важным вкладом советских ученых-гидрологов в МГП стал капитальный труд «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» (1974).

В последние десятилетия важной частью гидрологических исследований в России стали изучение реакции вод суши на глобальное потепление 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 50-х годах XX в. 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, проведенные на ней, позволили получить представление о природе внутренней части Антарктиды и 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 в настоящее время создаются 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 годах 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 описывались приливные колебания уровня; Аристотель указывал на различия в температуре воды и глубинах 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 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 способствовали появление специальных термометров и батометра — устройства, приносящего 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, издав собрание трудов в 50 томах.

Выдающуюся роль в становлении океанологии сыграл адмирал С. О. Макаров. Во время кругосветного плавания на корвете «Витязь» (1886—1889) на 262 станциях им были проведены определения температуры и удельного веса воды, измерения течений, брались пробы с 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. 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, 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 — Плавающий морской научный институт (Плавморнин). Систематические исследования полярного района начали вести экспедиции на судах «Персей», «Литке», «Красин», а также научно-исследовательские дрейфующие на льду 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 20—30-м годам прошлого столетия, внесли Н. М. Книпович, Ю. М. Шокальский, В. Ю. Визе, Н. Н. Зубов, В. Б. Штокман, В. В. Шулейкин.

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. Развитие компьютерных технологий привело к развитию 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 (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, десятитомное издание «Океанология», семитомное издание «География Мирового океана».

Как и в гидрологии суши, в последние десятилетия в океанологии широко развернулось международное сотрудничество с активным участием российских ученых. 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 кораблями 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. Осуществление международных программ продолжается. В 1980-х и 1990-х годах была проведена программа ТОГА (тропический океан — глобальная атмосфера) по изучению явления Эль-Ниньо, в 1990—2000 гг. проводилась программа ГЭЦО (глобальный эксперимент по циркуляции океана). Была разработана объединенная глобальная система океанографических станций (ОГСОС).

В настоящее время большое внимание международного сообщества уделяется океанскому компоненту изменений климата (программа КЛИВАР — климатические вариации), исследованию потоков химических элементов и соединений в океане, рациональному использованию морских биологических ресурсов; есть международные программы по мониторингу загрязнения океана и др.

В 1990-е годы 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, была принята Федеральная целевая программа «Мировой океан» и Морская доктрина России, предусматривающие повышение роли нашей страны в изучении океана и освоении его ресурсов.

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).

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

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

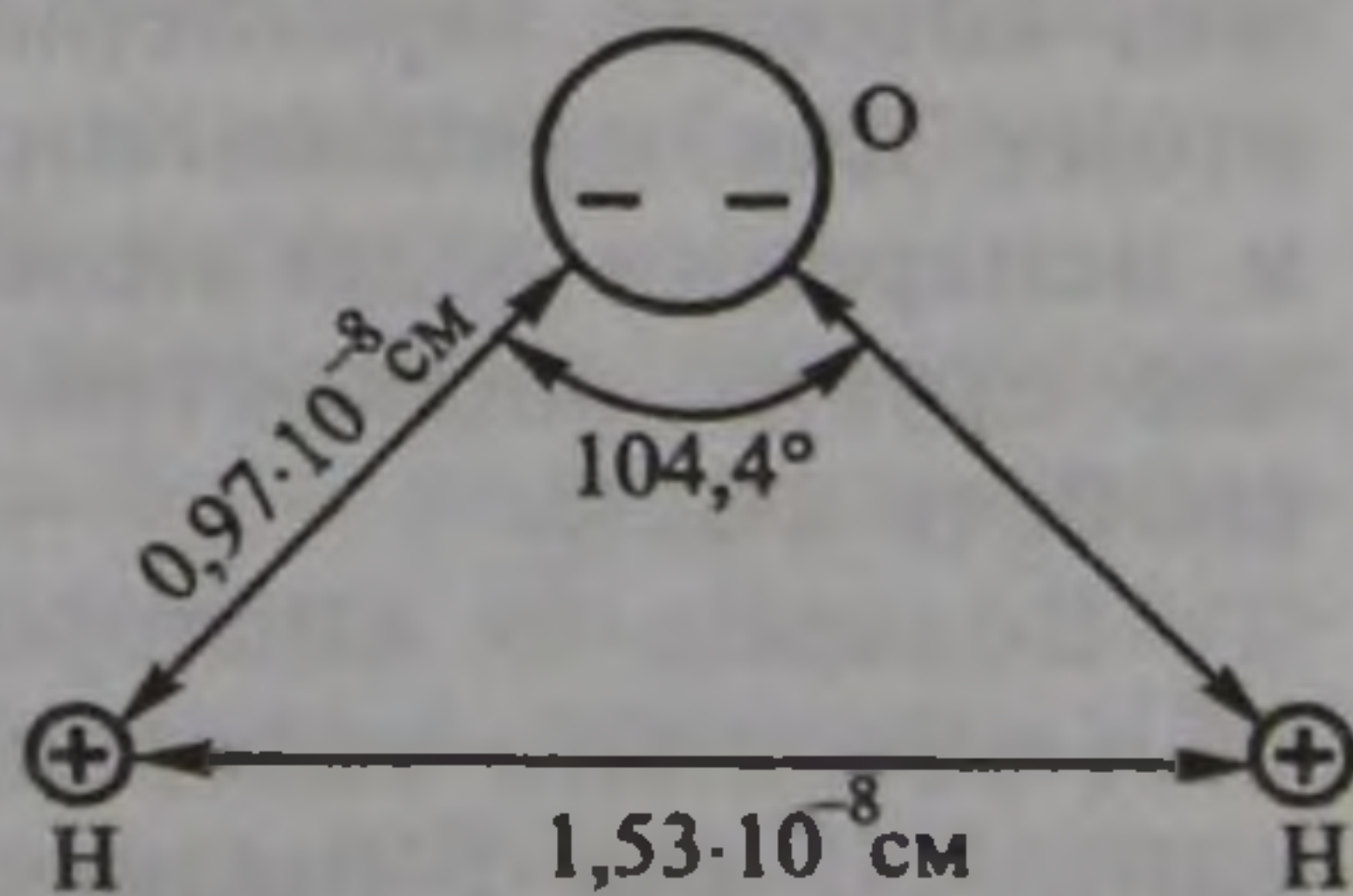


Рис. 1.1. Строение молекулы воды

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

Присущие воде водородные связи примерно в десять раз прочнее связей, обусловленных межмолекулярными взаимодействиями, которые характерны для большинства других жидкостей. Поэтому для преодоления этих связей при плавлении, 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, — 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 по 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 °С $K_w \sim 10^{-14}$. При отсутствии примесей $[\text{H}^+] = [\text{OH}^-]$, поэтому в этих условиях $[\text{H}^+] = [\text{OH}^-] = 10^{-7}$. Величина $\text{pH} = 7$ характеризует нейтральную, $\text{pH} > 7$ — щелочную, $\text{pH} < 7$ — кислую реакцию воды.

Благодаря особенностям 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 ‰). Численные величины минерализации M и солености (S ‰) воды для не очень насыщенных растворов обычно соотносятся как $1000 \text{ мг/л} \sim 1$ ‰.

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

Границы между группами выделены по следующим соображениям: 1 ‰ — это верхний предел солёности питьевой воды, 25 ‰ (точнее 24,7 ‰) — солёность, при которой температура наибольшей плотности и температура замерзания воды совпадают (см. разд. 1.3.1). В морях солёность воды выше 50 ‰, как правило, не наблюдается.

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

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

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

Природные воды различного происхождения обычно имеют и различный солевой состав и относятся соответственно к разным классам и группам. Обнаружена связь солевого состава природных вод с их минерализацией или солёностью (рис. 1.2): в пресных водах преобладают ионы H_3SiO_4^- , HCO_3^- , Ca^{2+} ; в солоноватых — SO_4^{2-} , Na^+ ; в солёных — 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.

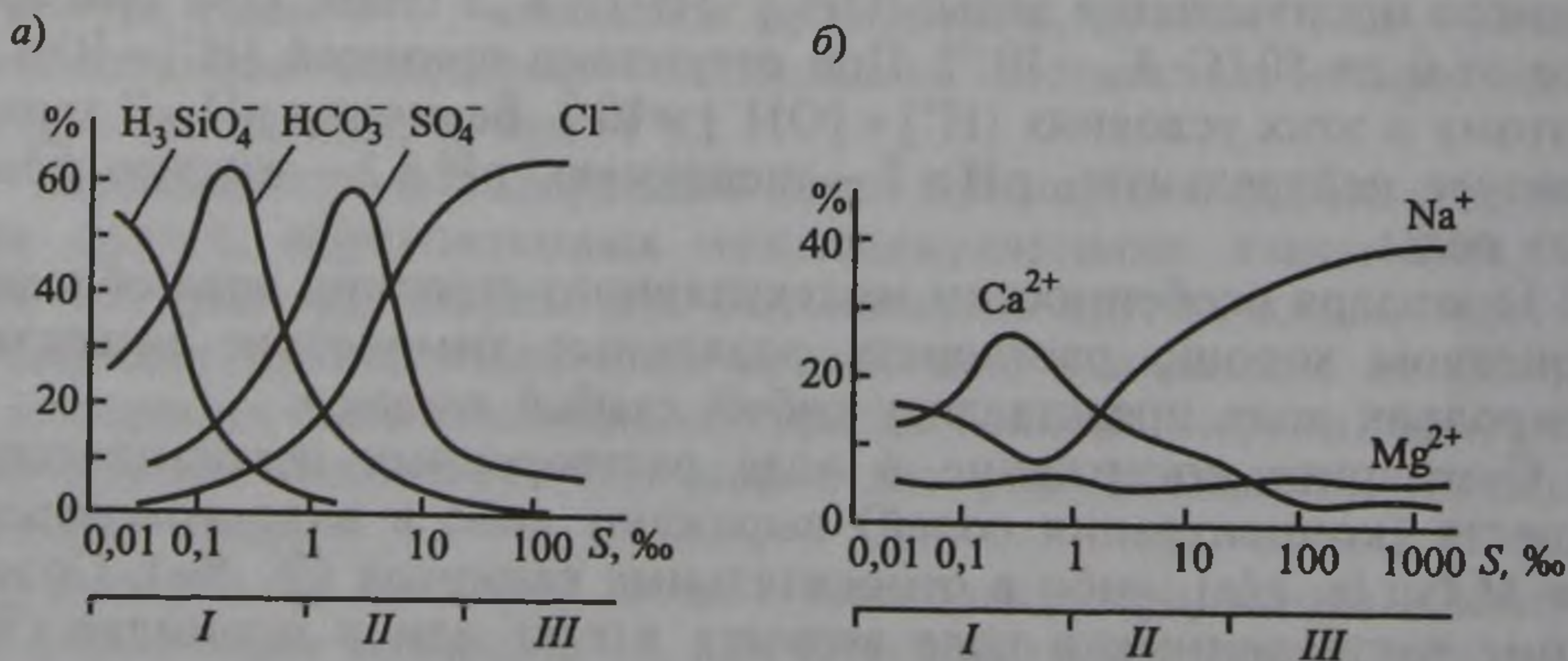


Рис. 1.2. Зависимость содержания главных анионов (а) и катионов (б) в солевом составе природных вод (в %) от солёности воды (по М. Г. Валяшко): воды: I — пресные, II — солоноватые, III — солёные

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

Газы хорошо растворяются в воде, если способны вступать с ней в химические связи (аммиак NH_3 , сероводород H_2S , сернистый газ SO_2 , диоксид (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 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 — его равновесная концентрация 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 в пресной воде 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 углекислых 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). 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 жизнедеятельность человека. 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 речь пойдет ниже, часто объединяются в понятие «качество воды», при этом обычно имеют в виду пригодность вод для какого-либо использования. Поэтому *качество воды* — характеристика состава и свойств воды, определяющая пригодность ее для конкретного водопользования.

1.3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОДЫ

1.3.1. Агрегатные состояния воды и фазовые переходы

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

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

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

Кривая $BB'O$ 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 $0,01^\circ C$ или $273,160 K$) вода одновременно находится во всех трех агрегатных состояниях.

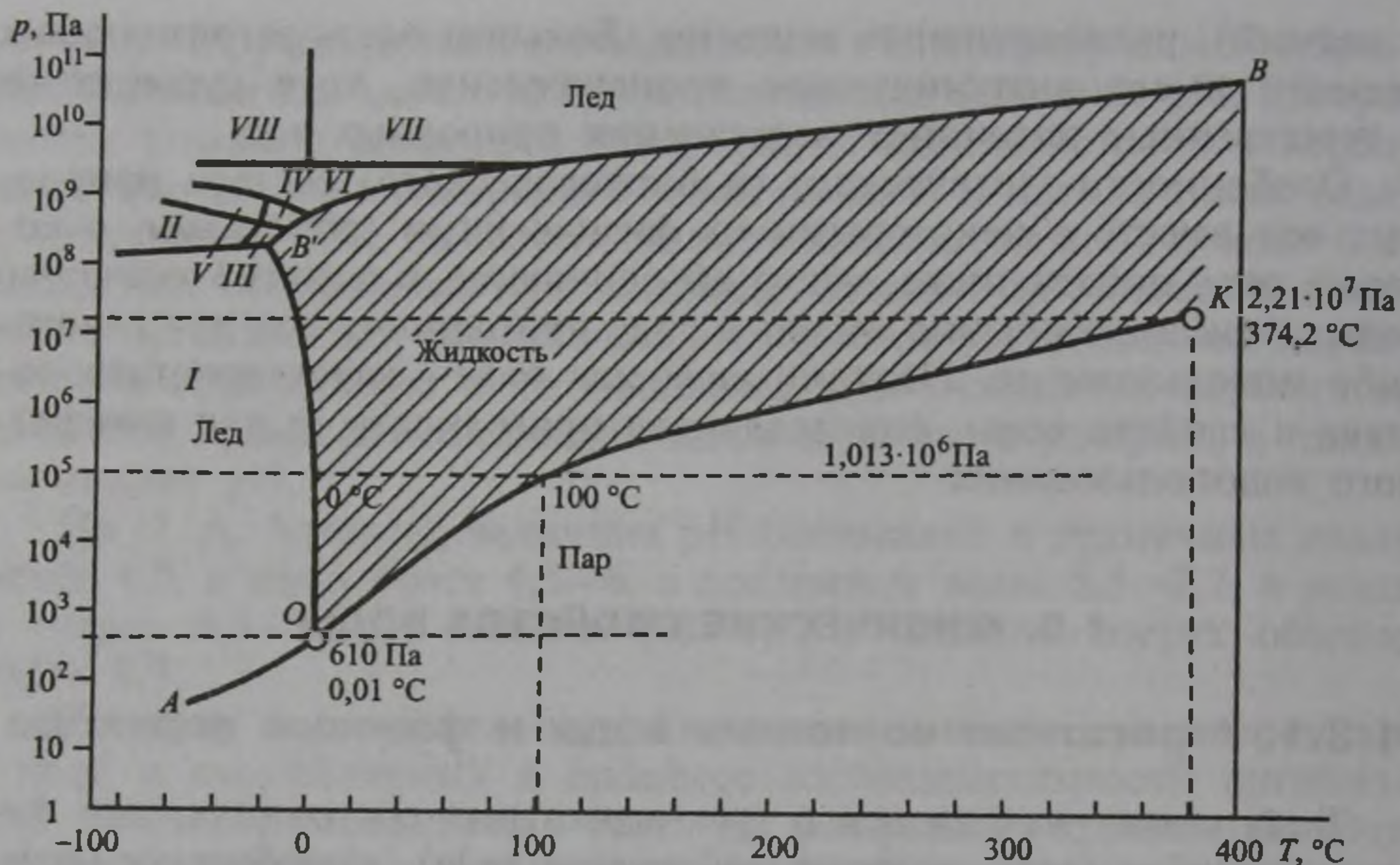


Рис. 1.3. Диаграмма состояния воды
I—VIII — различные модификации льда

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

С поверхности воды, а также льда и снега постоянно отрывается и уносится в воздух некоторое количество молекул, образующих молекулы водяного пара. Одновременно с этим часть молекул водяного пара возвращается обратно на поверхность воды, снега и льда. Если преобладает первый процесс, то идет *испарение воды*, если второй — *конденсация водяного пара*. Регулятором направленности и интенсивности этих процессов служит *дефицит влажности* — разность 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 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ содержание и давление насыщенного водяного пара равны соответственно $4,856\text{ г/м}^3$ и $6,1078\text{ гПа}$, при температуре $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ — $30,380\text{ г/м}^3$ и $23,373\text{ гПа}$, при $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ — $51,127\text{ г/м}^3$ 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 0 и 100°C .

Заметим попутно, что характерные точки на диаграмме состояния воды явились основой для шкал 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 $1,013 \cdot 10^5 \text{ Па}$ температура замерзания немного понижается (от $0,01$ до 0°C), затем при росте давления приблизительно до $6 \cdot 10^7 \text{ Па}$ $T_{\text{зам}}$ 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 $2,2 \cdot 10^8 \text{ Па}$ $T_{\text{зам}}$ 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 (I).

При реальном атмосферном давлении на Земле пресная вода замерзает при температуре около 0°C . На максимальных глубинах в океане (около 11 км) давление превышает 10^8 Па (увеличение глубины на каждые 10 м увеличивает давление приблизительно на 10 Па). 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 $0,54^\circ \text{C}$:

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

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

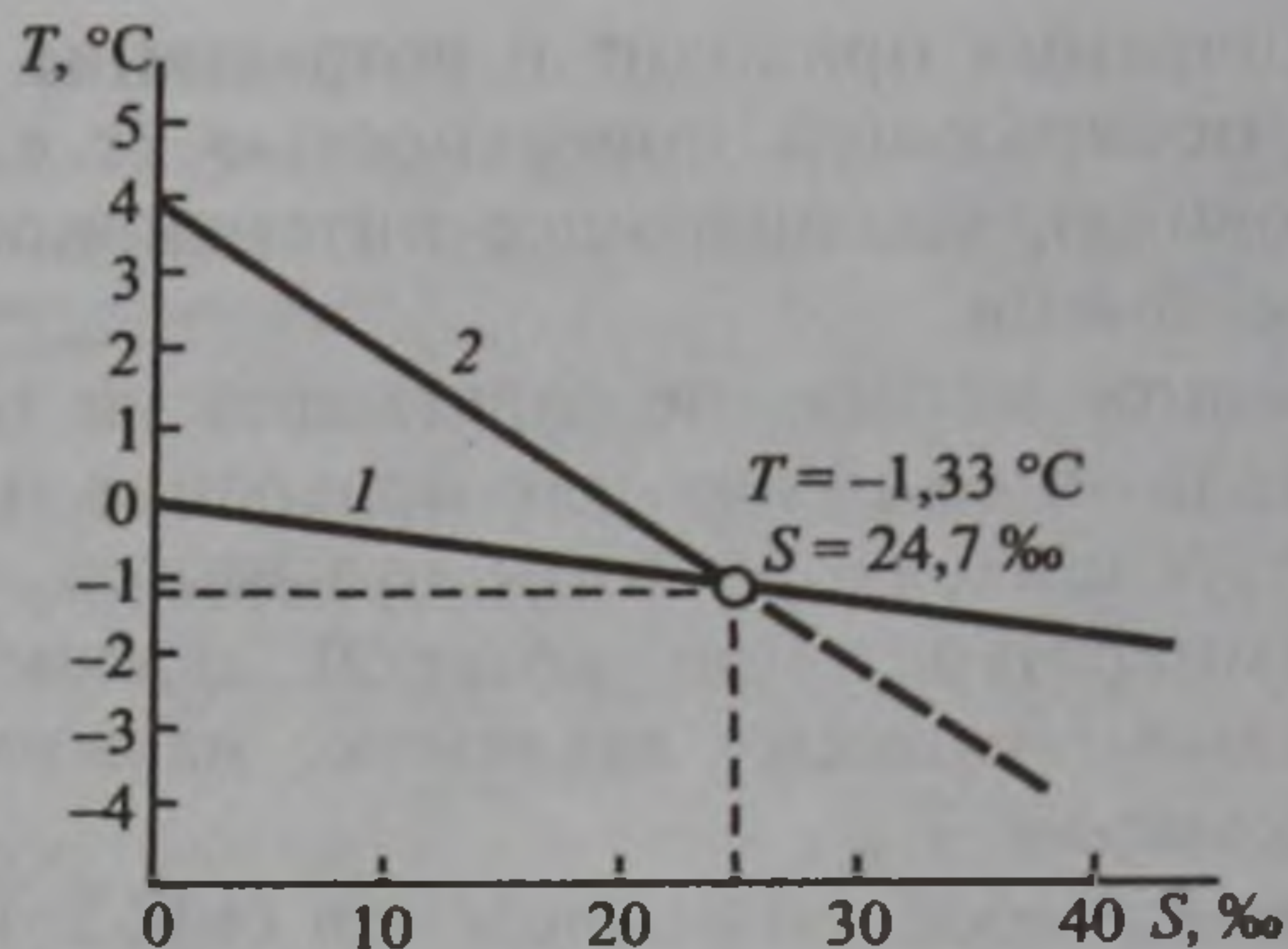


Рис. 1.4. Зависимость температуры замерзания $T_{\text{зам}}$ (1) и температуры наибольшей плотности $T_{\text{наиб.пл}}$ (2) от солёности S (график Хелланд-Хансена)

до так называемой «критической точки», когда при $p = 2,2 \cdot 10^7$ Па и $T_{\text{кип}} = 374$ °С 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 °С, а температуры кипения около -70 °С.

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, по-видимому, единственная планета в Солнечной системе, где вода находится в жидком состоянии. Диаграмма состояния воды (см. 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 °С) 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 °С) и очень большого давления вода может находиться лишь в виде сильно нагретого водяного пара.

1.3.2. Плотность воды

Плотность — важнейшая 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 кг/м³.

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 °С (точнее 3,98 °С). 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 °С пресная вода становится менее плотной и поэтому остается в поверхностном слое.

Заметим попутно, что свойства воды послужили основой 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 м³ 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—140 кг/м³, плотность слежавшегося снега

Т а б л и ц а 1.1. Изменение плотности и коэффициента термического расширения химически чистой воды в зависимости от температуры при нормальном давлении

Агрегатное состояние воды	Температура T , °C												
	-20	-10	0	1	2	3	4	5	10	15	20	25	30
<i>Плотность ρ, кг/м³</i>													
Вода	—	—	999,87	999,93	999,97	999,99	1000	999,99	999,73	999,13	998,23	997,08	995,68
Лед	920	—	917	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Коэффициент объемного термического расширения γ, $10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$</i>													
Вода	—	—	-67	-49	-31	-15	0	17	89	152	208	259	304
Лед	123	171	267	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

постепенно увеличивается от 140—300 (до начала таяния) до 240—350 (в начале таяния) и 300—450 кг/м³ (в конце таяния). Плотный мокрый снег может иметь плотность до 600—700 кг/м³. Снежинки во время таяния имеют плотность 400—600, лавинный снег — 500—650 кг/м³.

Слой воды, образующийся при таянии льда и снега, зависит от толщины слоя льда или снега и их плотности. Запас воды h_v во льде или в снеге равен:

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

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

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

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

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

где T — температура воды, °C; S — солёность воды, ‰; ρ_0 — стандартная плотность воды при $T = 4 \text{ } ^\circ\text{C}$ и $S = 0 \text{ } \text{‰}$, т. е. 1000 кг/м³; 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; он различен при разной температуре; коэффициент β отражает влияние на плотность воды содержания растворенных веществ и имеет положительный знак. В простейшем случае принимают: $\alpha = -0,007 \times 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ при низкой ($\sim 5 \text{ } ^\circ\text{C}$) и $\alpha = -0,4 \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ при высокой ($\sim 30 \text{ } ^\circ\text{C}$) температуре воды, $\beta = 0,8 \cdot 10^{-3} \text{ } \text{‰}^{-1}$.

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

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

Увеличение солёности на каждые 10 ‰ снижает $T_{\text{наиб. пл}}$ приблизительно на $2 \text{ } ^\circ\text{C}$. Зависимость температуры наибольшей плотности и температуры замерзания от солёности 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 солёность менее $24,7 \text{ } \text{‰}$, 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. Солёные воды при $S > 24,7 \text{ } \text{‰}$ 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

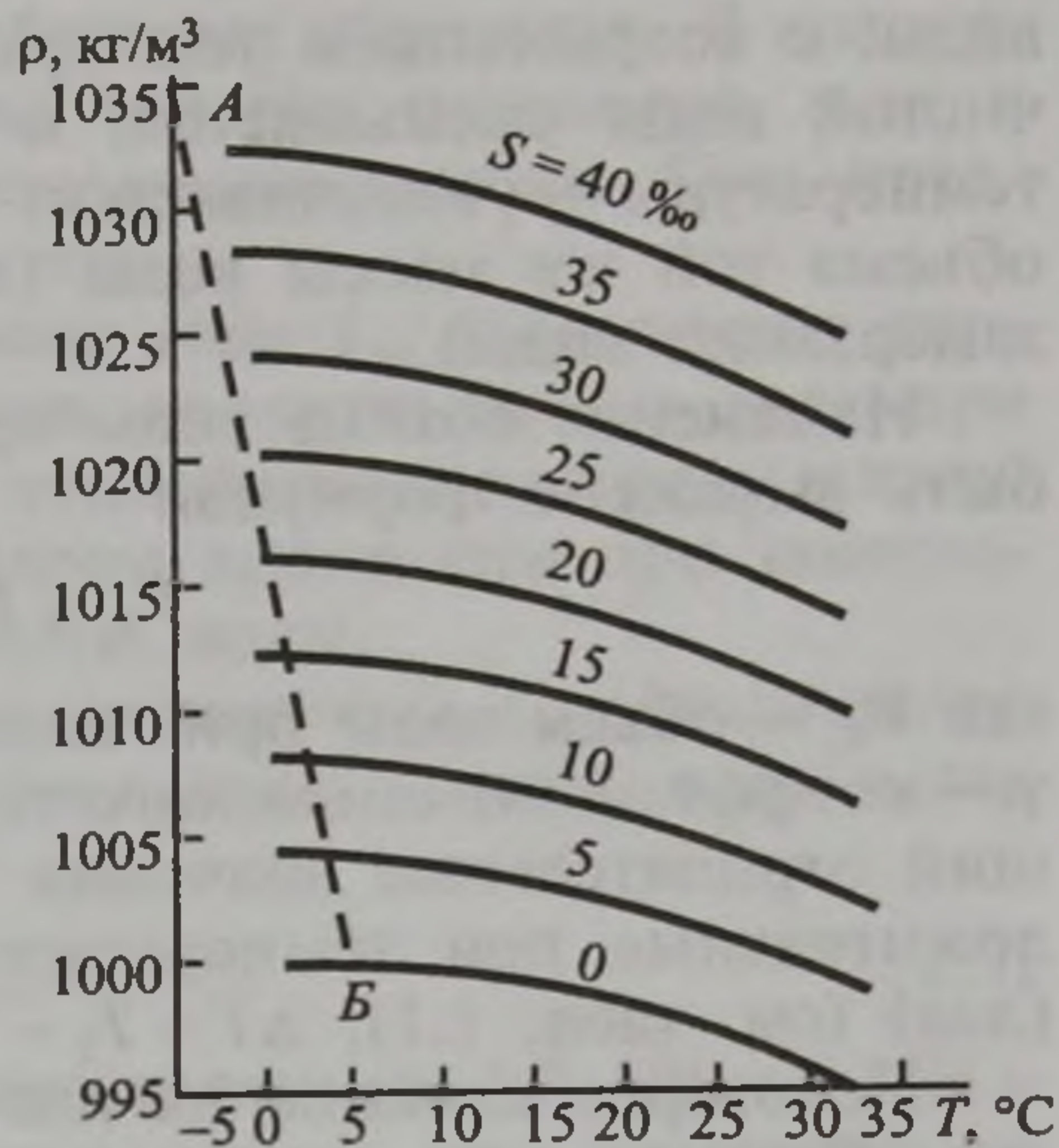


Рис. 1.5. Зависимость плотности воды при нормальном атмосферном давлении от температуры и солёности (AB — линия наибольшей плотности)

воды: с возрастанием температуры от 0 до 4 °С объем химически чистой воды уменьшается, и лишь при дальнейшем повышении температуры — увеличивается; объем льда всегда заметно больше объема той же массы воды (вспомним, как лопаются трубы при замерзании воды).

Изменение объема воды при изменении ее температуры может быть выражено формулой

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

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 °С и положительные при температуре воды больше 4 °С и меньше 0 °С (лед) (см. табл. 1.1); $\Delta T = T_2 - T_1$.

Некоторое влияние на плотность воды оказывает также 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 $S = 35\text{‰}$ 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 (см. гл. 2).

Влияние мелких взвешенных наносов на физические характеристики воды и, в частности, на ее плотность изучено еще недостаточно. Считают, что на плотность воды могут оказывать влияние лишь очень мелкие взвеси при их исключительно большой концентрации, когда воду и наносы уже нельзя рассматривать изолированно. Так, некоторые виды селей, содержащие лишь 20—30 % воды, 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/м³) речные мутные воды имеют плотность на 2—2,5 кг/м³ больше, чем морские воды (их плотность при фактической солёности и температуре составляет около 1018 кг/м³). 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 высоки. Они представляют две очередные «аномалии» воды.

Удельная теплота плавления пресного льда $L_{пл}$ (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) $L_{исп}$ (количество теплоты, необходимое для превращения единицы массы воды в пар (в Дж/кг)) зависит от температуры:

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

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

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

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

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

$$\Theta_{пл} = \Theta_{лед} = m L_{пл}; \quad (1.11)$$

$$\Theta_{исп} = \Theta_{конд} = m L_{исп}; \quad (1.12)$$

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

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

При конденсации воды, ледообразовании или конденсации в твердую фазу (сублимации) выделяется теплота, которую можно определить также по формулам (1.11) — (1.13).

Для нагревания воды вне точек фазовых переходов необходимо затратить большое количество теплоты. *Удельная теплоемкость воды* (количество теплоты, необходимое для нагревания единицы массы воды на один градус) также аномально высока по сравнению с теплоемкостью других жидкостей и твердых веществ. Удельная теплоемкость воды при постоянном давлении c_p при 15 °С равна 4190 Дж/(кг·°С).

Изменение удельной теплоемкости воды при изменении температуры также весьма своеобразно. При температуре около 33 °С удельная теплоемкость пресной воды минимальная — около 4180 Дж/(кг·°С); 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 (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 удельная теплоемкость воды 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 (Дж)

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

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

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

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

Таким образом, отмеченные аномальные особенности тепловых свойств воды способствуют теплорегуляции процессов на Земле. При меньших значениях $L_{\text{пл}}$, $L_{\text{исп}}$ и c_p поверхность Земли нагревалась бы и охлаждалась гораздо быстрее, возрос бы и диапазон изменения температуры. В таких условиях вся вода на Земле то замерзала бы, то испарялась, гидросфера имела бы совсем иные свойства, а жизнь в таких условиях вряд ли была бы 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 $0,57 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{С})$, у льда $2,24 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{С})$, у снега $1,8 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{С})$. Меньшую молекулярную теплопроводность имеет лишь воздух.

С уменьшением температуры и 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, так же как и единицы массы, выведены из свойств воды. Количество теплоты, необходимое для нагревания 1 г химически чистой воды на 1°С , было принято за 1 калорию (кал). При пересчете в единицы системы СИ вместо калорий ввели джоули ($1 \text{ кал} = 4,1868 \text{ Дж}$). Поэтому теплоемкость химически чистой воды и составляет во внесистемных единицах $1 \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{С})$, а в системе СИ $4190 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{С})$.

1.3.4. Некоторые другие физические свойства воды

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

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:

$T, ^\circ\text{С}$	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 по сравнению 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 вод, 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), состояния водной поверхности (гладкая или с волнами) и составляет 4—11 % от величины 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 системы натуральных логарифмов.

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

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

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 °С), с увеличением солености (приблизительно на 1—1,3 м/с на 1 ‰) и с ростом давления. Последнее означает, что с ростом глубины при прочих равных условиях скорость звука возрастает (приблизительно на 1,5—1,8 м/с на 100 м глубины).

Электропроводность воды. Химически чистая вода — плохой проводник электричества. Удельная электропроводность такой воды при 18 °С равна $3,8 \cdot 10^{-6}$ (Ом·м)⁻¹. Электропроводность 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.

Т а б л и ц а 1.2. Наиболее важные физические аномалии воды и их географическое значение

№ п/п	Физическая характеристика воды	Ее «аномалия»	Значение для	
			водных объектов на Земле	природы Земли в целом
1	Температура плавления (замерзания), 0 °С	Очень высока	Вода может существовать в твердом виде	Существование ледников и снежного покрова
2	Температура кипения, 100 °С	Очень высока	Вода может существовать в жидком виде	Существование водоемов и водотоков — океанов, морей, рек, озер
3	Температура наибольшей плотности, 4 °С	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	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 °С, 2,26 · 10 ⁶ Дж/кг при 100 °С	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 · °С) при 15 °С	Очень велика	Вода медленно нагревается и медленно охлаждается	То же
8	Коэффициент теплопроводности, 0,57 Вт/(м · °С) при 0 °С	Очень мал	То же	То же
9	Коэффициент вязкости, 1,14 · 10 ⁻⁶ м ² /с при 15 °С	Мал	Вода текуча и хорошо смачивает твердые тела	Вода переносит наносы, растворенные вещества, теплоту, совершает механическую и эрозионную работу
10	Коэффициент поверхностного натяжения, 75,6 · 10 ⁻³ Н/м при 0 °С и 60,8 · 10 ⁻³ Н/м при 90 °С	Очень велик	В порах грунта и растениях действуют капиллярные силы. Капли воды обладают ударной силой	Питание растений. Дождевая эрозия

П р и м е ч а н и е. Численные значения характеристик приводятся для химически чистой воды.

На электропроводность воды влияет не только ее минерализация, но и химический состав. Оказалось, что воздействие на электропроводность разных ионов солей, растворенных в воде, различно, и поэтому изменение солевого состава воды влечет за собой изменение ее электропроводности даже при неизменной общей минерализации (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 о 10 основных аномалиях воды и их влиянии на гидрологические процессы и природные условия на Земле в целом.

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). Применительно к водному объекту (или его части) и к любому замкнутому контуру на поверхности суши уравнение баланса вещества за некоторый интервал времени Δt можно записать в виде

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

где m^+ — масса вещества, поступающего к данному объекту (контур) извне и образующегося из других веществ в пределах объекта (контур); m^- — масса вещества, удаляемого за пределы объекта (контур) и затрачиваемого при его преобразовании в другие вещества в пределах объекта (контур); Δm — изменение за время Δt массы вещества в пределах объекта (контур), равное разнице массы вещества в конечный и начальный моменты времени: $m_{\text{кон}} - m_{\text{нач}}$.

Единицами измерения членов уравнения (2.1) служат единицы массы (кг). Однако члены уравнения баланса вещества в гидрологии нередко выражают также и в единицах объема (воды, наносов, со-

лей). 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 . Если отнести все члены уравнения (2.1) к единице времени, т. е. разделить на Δt , то получим уравнение баланса массы вещества в дифференциальной форме. В этом случае члены правой части уравнения имеют размерность *расхода вещества* (кг/с).

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

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

где Θ^+ — теплота, поступающая к данному объекту (контур) извне и выделяющаяся в пределах объекта (контур) при переходе части механической энергии в тепловую, а также при ледообразовании, конденсации водяного пара, разложении некоторых веществ; Θ^- — теплота, удаляемая за пределы объекта (контур), затрачиваемая в пределах объекта (контур) на испарение воды, плавление льда, химические и биохимические процессы; $\Delta\Theta$ — изменение за время Δt содержания теплоты в объекте, равное $mc_p\Delta T$, где m — масса объекта; c_p — его удельная теплоемкость при постоянном давлении, ΔT — изменение температуры ($\Delta T = T_{\text{кон}} - T_{\text{нач}}$). 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 систему второго закона механики, или второго закона Ньютона. Закон изменения количества движения (импульса) лежит в основе изучения закономерностей динамики вод во всех водных объектах. Количественным выражением закона изменения количества движения (импульса) служит *уравнение движения*, которое применительно к любому объему воды может быть записано в виде

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

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

Все процессы, протекающие в водных объектах и состоящие в изменении 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 в виде уравнения баланса объема воды (его обычно называют уравнением водного баланса):

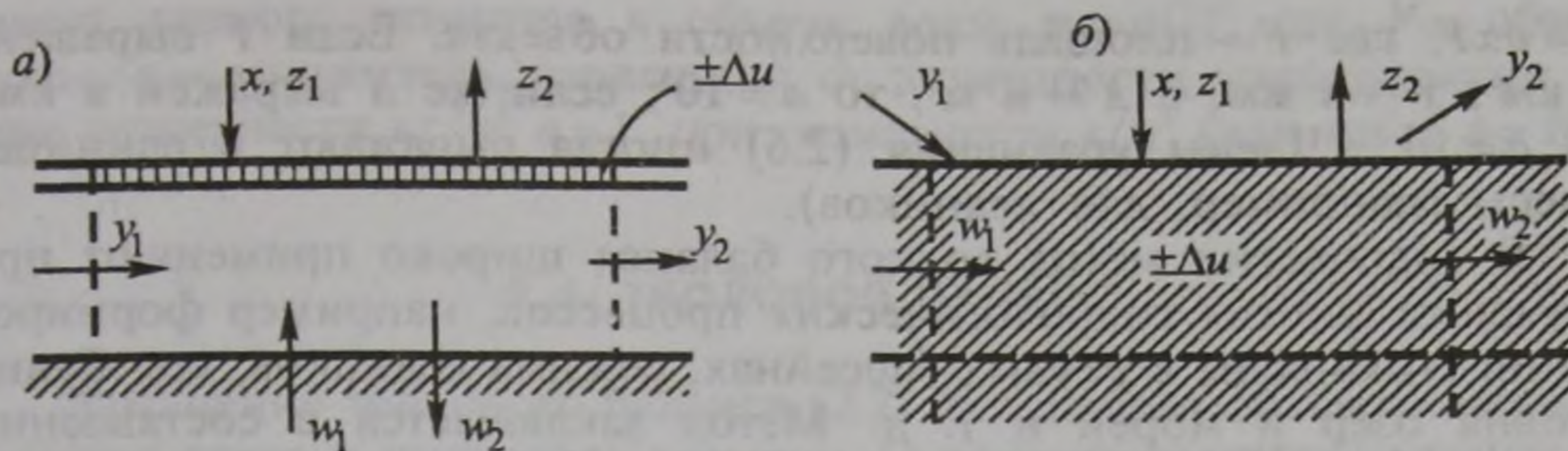


Рис. 2.1. Схема водного баланса части водного объекта (а) и части поверхностного слоя суши (б)

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

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).

При использовании уравнения (2.5) необходимо иметь в виду следующие обстоятельства: 1) атмосферные осадки x учитываются как в жидком (дождевые), так и в твердом (снег) виде, в последнем случае их пересчитывают с учетом плотности в слой воды по формуле (1.5); 2) приток (y_1 , w_1) или отток (y_2 , w_2) поверхностных и подземных вод может осуществляться как естественным, так и искусственным путем (например, при подаче воды из-за пределов объекта, заборе поверхностных вод, откачке и закачке подземных вод); 3) конденсацию z_1 нередко объединяют с осадками x или вычитают из испарения z_2 ; 4) испарение z_2 может складываться из z_2^I — испарения с водной поверхности, z_2^{II} — испарения с поверхности снега или льда, z_2^{III} — испарения с поверхности почвы, z_2^{IV} — испарения растительным покровом (транспирации); 5) член уравнения Δu представляет собой изменение объема воды в водном объекте (водоеме, водотоке) или изменение содержания воды в почве, водоносных горизонтах, снежном покрове и т. д. Определяют Δu 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 (m^3 , km^3). В первом случае для обозначения членов уравнения можно использовать строчные буквы (x , y , $z...$), во втором — прописные (X , Y , $Z...$). Пересчет одних величин в другие возможен по формулам вида

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

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

2.3. БАЛАНС СОДЕРЖАЩИХСЯ В ВОДЕ ВЕЩЕСТВ

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

Источниками поступления находящихся в воде веществ служат эрозионные процессы, физическое и химическое выветривание, растворяющая работа воды, обмен с атмосферой, химические, биохимические и другие процессы. Во многих случаях эти вещества поступают в водные объекты и удаляются из них вместе с водой (например, с поверхностным и подземным стоком). Поэтому изучение баланса и режима взвешенных и растворенных веществ необходимо вести на основе анализа водного баланса, т. е. с использованием уравнения (2.5). При рассмотрении баланса солей, а также некоторых химических элементов и газов необходимо учитывать сложные химические и биохимические процессы, происходящие в 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 $m = aCV$, где V — объем воды, a — множитель, зависящий от размерности концентрации C : при размерности кг/м^3 $a = 1$, при размерности г/м^3 (или мг/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^+ и ее расхода Θ^- .

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

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

В уравнении (2.6) Q — прямая, q — рассеянная солнечная радиация, r — альбедо поверхности, т. е. отношение количества отраженной солнечной радиации к количеству поступающей, 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 расходных 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 Θ_x , а также вследствие

перехода части кинетической энергии в тепловую (диссипации энергии $\Theta_{\text{дис}}$) уравнение теплового баланса (2.2) записывается в виде

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

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 используют 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).

Критическое значение числа Рейнольдса $Re_{кр}$, соответствующее переходу от ламинарного к турбулентному режиму, лежит приблизительно в диапазоне от 300 до 3000.

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

В реках, озерах, морях и океанах число Re всегда значительно больше критического значения, и режим движения воды турбулентный. Ламинарный режим характерен для подземных вод в мелко-

зернистых грунтах (вследствие малых размеров пор и малых скоростей движения воды) и для ледников (вследствие очень большой вязкости льда и очень малых скоростей его движения).

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

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

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

Для турбулентного потока исследователи предлагают различные математические выражения для распределения скоростей течения по глубине: *логарифмическая кривая, часть эллипса, парабола* и т. д. Максимальная скорость во всех этих случаях также находится на поверхности потока. Важно подчеркнуть, что скорость течения в турбулентном потоке (и это подтверждается данными наблюдений) изменяется по вертикали более плавно,

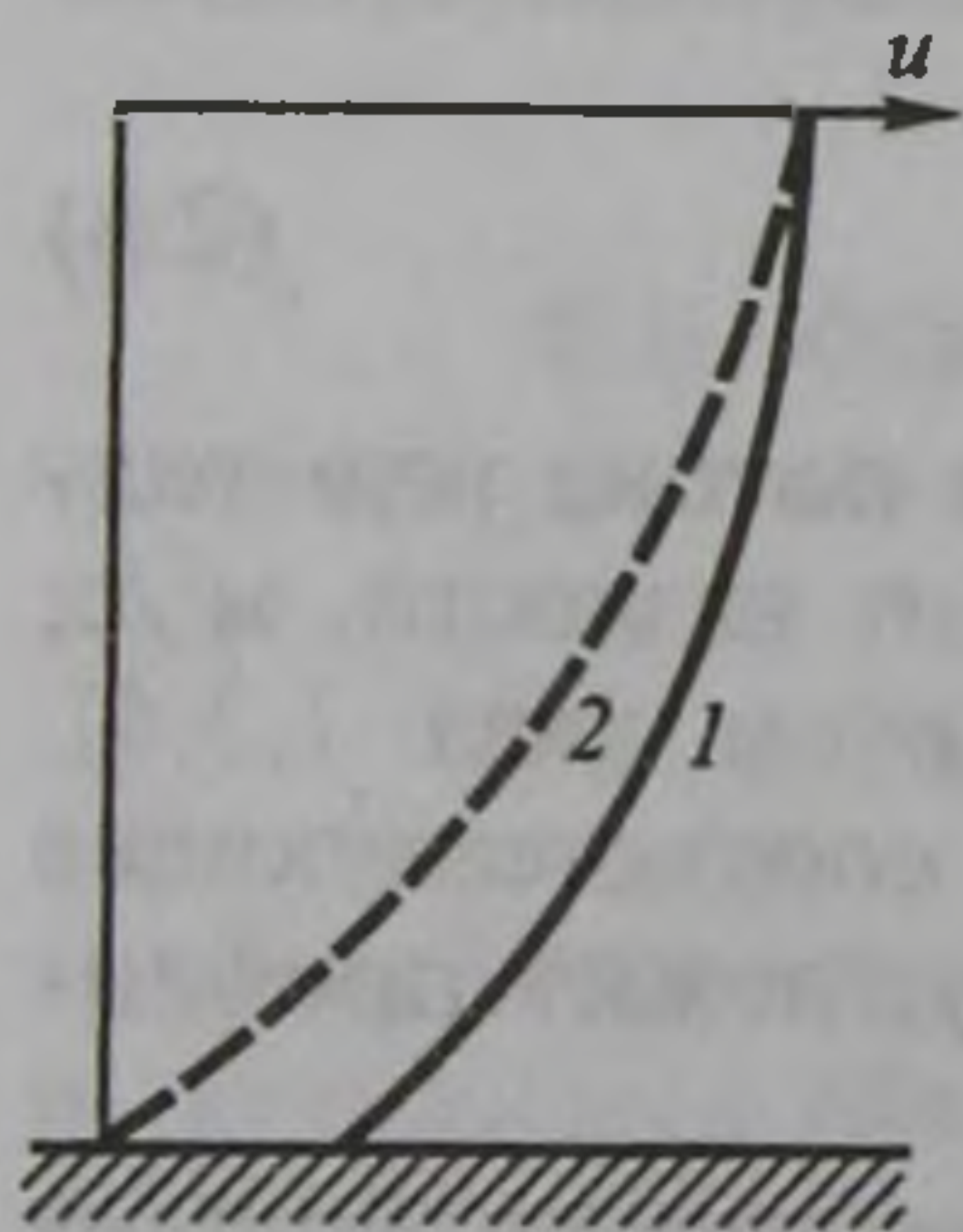


Рис. 2.2. Схема распределения скоростей течения по вертикали в турбулентном (1) и ламинарном (2) потоках

чем в ламинарном, причем у дна скорость течения не равна нулю (рис. 2.2). Этим объясняется размывающее воздействие турбулентных потоков (в отличие от ламинарных) на дно и их способность перемещать частицы наносов по дну. В русловых потоках с турбулентным режимом распределение скоростей течения по вертикали (глубине) близко к кривой 1, в ледниках и подземных водах с ламинарным режимом движения — к кривой 2.

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, м; g — ускорение свободного падения, м/с². 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 $E_{кин}$ выражается формулой

$$E_{кин} = mv^2/2. \quad (2.11)$$

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

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

Потенциальная энергия массы воды $E_{пот}$ равна

$$E_{пот} = mgH, \quad (2.13)$$

где H — высота центра тяжести объема воды над некоторой плос-

костью 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, N — в Дж/с или Вт.

По формулам (2.12) — (2.16) 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, а, б). 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.

Пусть выделенный объем воды массой m движется, не деформируясь, как единое целое в направлении уклона водной поверх-

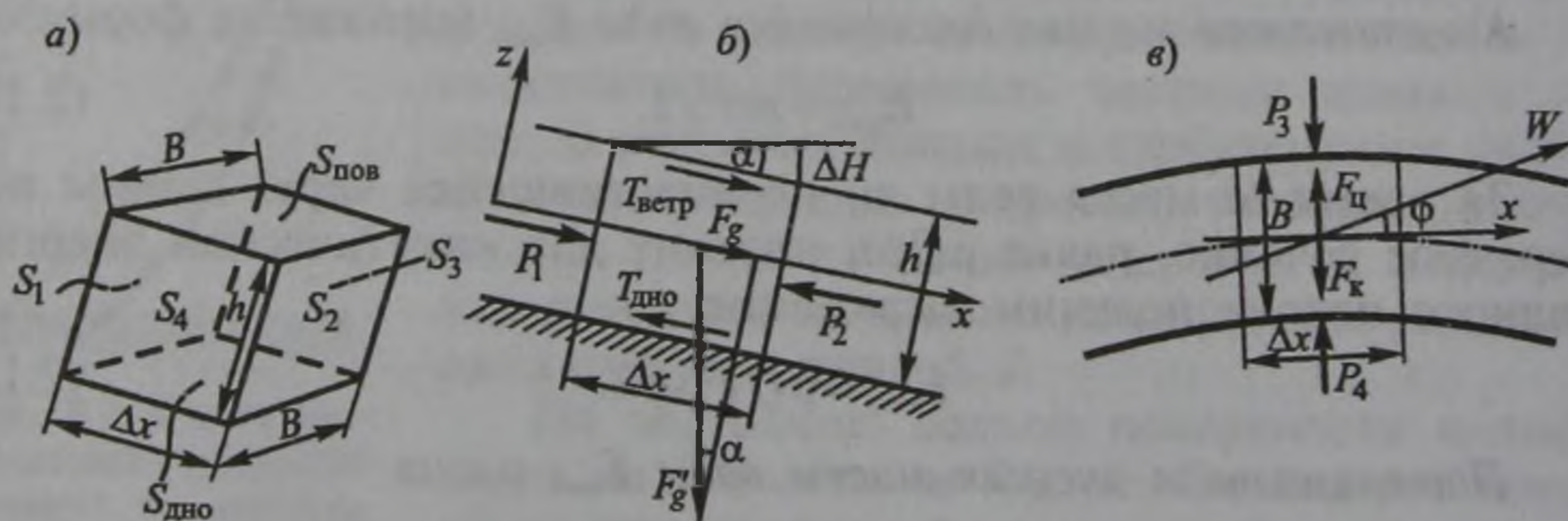


Рис. 2.3. Схема действующих в водном потоке физических сил:

а — выделенный объем воды, б — он же, в разрезе, в — он же, в плане

ности 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* $F_{ц}$ и *отклоняющая сила вращения Земли* (сила Кориолиса) F_k .

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

Для математического представления объемных (массовых), нормальных и касательных поверхностных сил используют соответственно следующие выражения: $F = ma$, $F = Sp$ и $F = S\tau$, где m — масса; a — ускорение; S — площадь боковой грани; p — давление на единицу площади; τ — удельное трение (касательное напряжение). Размерность p и τ — Н/м². 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 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. 2.3, в). Эта сила равна $F_{ц} = ma_{ц}$, где $a_{ц}$ — центробежное ускорение, равное v^2/r (v — скорость течения воды, r — радиус изгиба потока), т. е.

$$F_{ц} = mv^2/r. \quad (2.18)$$

Сила Кориолиса действует на любое движущееся тело и направлена перпендикулярно движению в Северном полушарии — вправо, в Южном — влево. Она равна $F_k = ma_k$, где a_k — ускорение Кориолиса, равное $2v\omega \sin \varphi$ (ω — угловая скорость вращения Земли, равная $2\pi/86400 = 7,27 \cdot 10^{-5}$ 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 давления 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 (трения). Экспериментами установлено, что при ламинарном движении $f_{\text{дно}}$ зависит от числа Рейнольдса: $f_{\text{дно}} = a/Re$, а при турбулентном — не зависит. Поэтому, раскрыв значение Re по формуле (2.8), получаем для касательного напряжения на дне $\tau_{\text{дно}}$ при ламинарном режиме

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

Для турбулентного режима свою силу сохраняет 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, 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 трения на дне:

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

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

где $S_{\text{дно}} = \Delta x B$.

Трение на поверхности воды, обусловленное действием ветра, определяют по формуле $T_{\text{ветр}} = S_{\text{пов}} \tau_{\text{ветр}}$, где

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

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

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

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. 2.3, б) позволит 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 в самостоятельный вид *инерционное движение* воды, встречающееся во всех водных объектах в тех случаях, когда перестает действовать или ослабевает одна из активных сил.

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

В качестве примера рассмотрим весьма часто встречающиеся в природе гравитационные движения воды, и то лишь для простейшего случая равномерного движения ($dv/dt = 0$). При равномерном движении действующие в потоке силы уравновешивают друг друга, левые части уравнений (2.4) и (2.28) 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 значение $T_{\text{дно}}$, 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

$$v = gh^2 I / a v, \quad (2.30)$$

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 $v_n = kh_n^2 I$ (см. гл. 4) и формула Дарси для движения грунтовых вод $v_\phi = k_\phi I$ (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 ее плотности и характеризуется *коэффициентом устойчивости*:

$$K = d\rho/dz, \quad (2.32)$$

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

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

уменьшение плотности воды в поверхностном слое (вследствие нагревания, поступления менее минерализованной воды и т. д.) приведет к возникновению прямой плотностной стратификации и увеличению вертикальной устойчивости вод. Отмеченные процессы вертикального перераспределения вод с разной плотностью характерны для многих водных объектов — океанов и морей, озер и водохранилищ, болот, некоторых участков рек и т. д.

В водных объектах массы воды стремятся приобрести вертикальную устойчивость, 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 нарушить вертикальную устойчивость вод. В этом случае более плотная вода начинает опускаться на большие глубины.

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

Глава 3

КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ ЗЕМЛИ

Важнейшей особенностью природных условий Земли является 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 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 млн км² (океаны и моря) + 21,5 млн км² (водные объекты суши, включая ледники) = 382,5 млн км², т. е. 75 % или 3/4 поверхности планеты.

Количество воды на земном шаре. Общий объем воды в водных объектах на земном шаре около 1390 млн км³, при этом на долю Мирового океана приходится 96,4 % (см. табл. 3.1). Из водных

Таблица 3.1. Запасы воды на земном шаре

Виды природных вод	Площадь		Объем, тыс. км ³	Доля в мировых запасах, %		Средний период условного возобновле- ния запасов воды
	млн км ²	% пло- щади суши		от общих запасов воды	от запасов пресных вод	
<i>Вода на поверхности литосферы</i>						
Мировой океан	361	—	1 338 000	96,4	—	2650 лет
Ледники и постоян- ный снежный покров	16,25	10,9	25 780	1,86	70,2	9700 лет
Озера	2,1	1,4	176	0,013	—	17 лет
в том числе пресные	1,2	0,8	91	0,007	0,25	—
Водохранилища	0,4	0,3	6	0,0004	0,016	52 дня
Вода в реках	—	—	2	0,0002	0,005	19 дней
Вода в болотах	2,7	1,8	11	0,0008	0,03	5 лет
<i>Вода в верхней части литосферы</i>						
Подземные воды	—	—	23 400	1,68	—	1400 лет
в том числе пресные	—	—	10 530	0,76	28,7	—
Подземные льды зо- ны многолетнемерз- лых пород	2,1	14	300	0,022	0,82	10 000 лет
<i>Вода в атмосфере и в организмах</i>						
Вода в атмосфере	—	—	13	0,001	0,04	8 дней
Вода в организмах	—	—	1	0,0001	0,003	Несколько часов
<i>Общие запасы воды</i>						
Общие запасы воды	—	—	1 388 000	100	—	—
в том числе пресной	—	—	36 730	2,65	100	—

Примечание. По данным монографии «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» (1974) с некоторыми округлениями и уточнениями, в частности, по Атласу снежно-ледовых ресурсов мира (1997). О периоде условного возобновления запасов воды см. разд. 3.4.

объектов суши наибольшее количество воды содержат ледники — 25,8 млн км³ (1,86 % всех вод на Земле). Из этого количества воды на долю ледников Антарктиды, Гренландии и островов Арктики приходится соответственно 89,8; 9,7 и 0,3 %. На горные ледники остается всего 0,2 %.

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

летней («вечной») мерзлоты объемом 300 тыс. км³ (0,022 % объема всех вод) (см. 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 36,7 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.

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 полагают, что в ледниковые эпохи уровень Мирового океана может понизиться на 110—120 м ниже современного, а в межледниковье — 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 совре-

менным 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 небольшое перераспределение воды между водными объектами разных типов все же происходит.

По данным Р. К. Клиге (1985), за 82 года (1894—1975) произошло некоторое перераспределение воды между сушей и Мировым океаном (табл. 3.2): объем воды в водоемах суши (в основном за счет ледников и подземных вод) уменьшился на 25,91 тыс. км³, а Мирового океана, наоборот, увеличился на эту же величину. Это должно было сопровождаться повышением уровня Мирового океана с интенсивностью около 0,91 мм/год.

Таблица 3.2. Изменение запасов воды в различных частях гидросферы за 1894—1975 гг. (по Р. К. Клиге, 1985)

Часть гидросферы	Изменение запасов воды	
	за весь период, тыс. км ³	км ³ в год
Озера	-2,71	-33
Подземные воды	-8,86	-108
Горные ледники	-1,89	-23
Ледники на Арктических островах	-0,492	-6
Ледники Гренландии	-3,03	-37
Ледники Антарктиды	-11,48	-140
Водохранилища	+2,54	+31
Суша в целом	-25,91	-316
Мировой океан	+25,91	+316

Более новые данные (Р. К. Клиге, 2000) указывают на то, что объем вод в Мировом океане в настоящее время увеличивается на 610 км³ в год, что должно давать прирост его уровня с интенсивностью 1,7 мм/год. Ускорение повышения уровня Мирового океана подтверждается данными наблюдений (см. разд. 3.2).

3.2. СОВРЕМЕННЫЕ И ОЖИДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ГИДРОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

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 (изменение солнечной активности, положения полюсов Земли и т. д.), естественные периодические колебания системы Мировой океан — ледники, антропогенное увеличение содержания так называемых «парниковых газов» в атмосфере и усиление парникового эффекта.

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 Третьем докладе, подготовленном Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК) (IPCC-2001)¹. Этот доклад содержит как самые последние оценки происшедших в XX в. изменений климата и гидросферы Земли, так и многовариантные прогнозы глобальных изменений в XXI в.

МГЭИК была учреждена в 1988 г. Программой ООН по окружающей среде и Всемирной метеорологической организацией (ВМО), поэтому ее оценки носят официальный характер и заслуживают более подробного рассмотрения. Весьма важно, что эти оценки в целом нашли подтверждение в материалах Всемирной конференции по изменению климата, которая прошла в Москве 29 сентября — 3 октября 2003 г.²

Глобальные изменения климата и гидросферы в XX в. По оценкам МГЭИК, средняя концентрация диоксида углерода (углекислого газа CO_2) в атмосфере с 1750 по 2000 гг. увеличилась с 0,280 до 0,368 ‰, т. е. на 31 %. Основная причина этого — увеличение выбросов газа в атмосферу в результате сжигания органического топлива. Возросло содержание в атмосфере и других парниковых газов — метана CH_4 , закиси азота NO_2 , озона O_3 и др. Парниковые газы, а также водяной пар поглощают длинноволновое (инфракрасное) 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.

Средняя глобальная температура поверхности Земли возросла в XX в. на 0,6 °С. При этом температура над поверхностью суши увеличилась сильнее, чем над поверхностью океана. Наибольшее потепление отмечалось в 1910—1945 гг. и с 1979 по 2000 гг., а в 1946—1975 гг. наблюдалось некоторое похолодание. Потепление в Северном полушарии в XX в. было наибольшим за последние

¹ 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.

² Всемирная конференция по изменению климата. Тезисы докладов. Москва. 2003, 29 сентября — 3 октября. 700 с.

1000 лет. Последние 10 лет XX в. были самыми теплыми, а в 1998 г. отмечалась самая высокая средняя годовая температура.

Количество атмосферных осадков в высоких и средних широтах Северного полушария увеличилось в XX в. на 5—10 %. Возросли осадки также и в тропиках. Однако в Северной и Западной Африке и некоторых районах Средиземноморья осадки несколько уменьшились. В высоких и средних широтах Северного полушария возросла повторяемость выпадения обильных осадков и катастрофических дождевых паводков. Вместе с тем увеличились частота и суровость засух в некоторых частях Азии и Африки. В течение последних 20—30 лет XX в. явления Эль-Ниньо стали более частыми, продолжительными и интенсивными, чем в предшествующие десятилетия.

Происшедшие изменения климата отразились и на состоянии гидросферы. Глобальное потепление в XX в. привело к повсеместному отступанию горных ледников; сокращению площади снежного покрова (на 10 % после 1960 г., когда начались специальные наблюдения); подтаиванию и деградации многолетней мерзлоты в некоторых полярных, субполярных и горных районах; уменьшению толщины льда в арктических морях; сокращению приблизительно на 2 недели длительности ледостава на реках в высоких и средних широтах Северного полушария.

Изменения атмосферных осадков вызвали аналогичные изменения речного стока. Он, в частности, несколько возрос в тропиках и в средних и высоких широтах Северного полушария.

Повышение уровня Мирового океана в течение XX в. оценено в докладе МГЭИК величиной 10—20 см (1—2 мм/год); при этом в разных районах величина подъема уровня океана оказалась разной. Осредненный график повышения уровня океана в XX в. представлен на рис. 3.1, а.

Повышение уровня Мирового океана в XX в. в среднем на 15 см соответствует увеличению объема вод в океане на 54,2 тыс. км³, или всего на 0,004 % полного его объема. Средняя интенсивность увеличения объема вод Мирового океана за 100 лет составила 542 км³/год.

Происшедшие изменения климата и гидросферы оказали воздействие и на другие компоненты природной среды и условия жизни людей. В Северном полушарии в течение последних 40 лет период роста растений увеличивался примерно на 1—4 дня за каждые 10 лет. Границы произрастания растений и обитания животных (насекомых, птиц и рыб) сдвинулись в Северном полушарии в сторону полюса и вверх по склонам гор. Ущерб, обусловленные климатическими и гидрологическими явлениями, в последние 40 лет увеличились.

По данным Ю. Л. Воробьева, В. А. Акимова, Ю. И. Соколова (2003)¹, повторяемость катастрофических наводнений на земном шаре

¹ Воробьев Ю. Л., Акимов В. А., Соколов Ю. И. Катастрофические наводнения начала XXI века: уроки и выводы.— М.: ДЭКС-ПРЕСС, 2003.— 351 с.

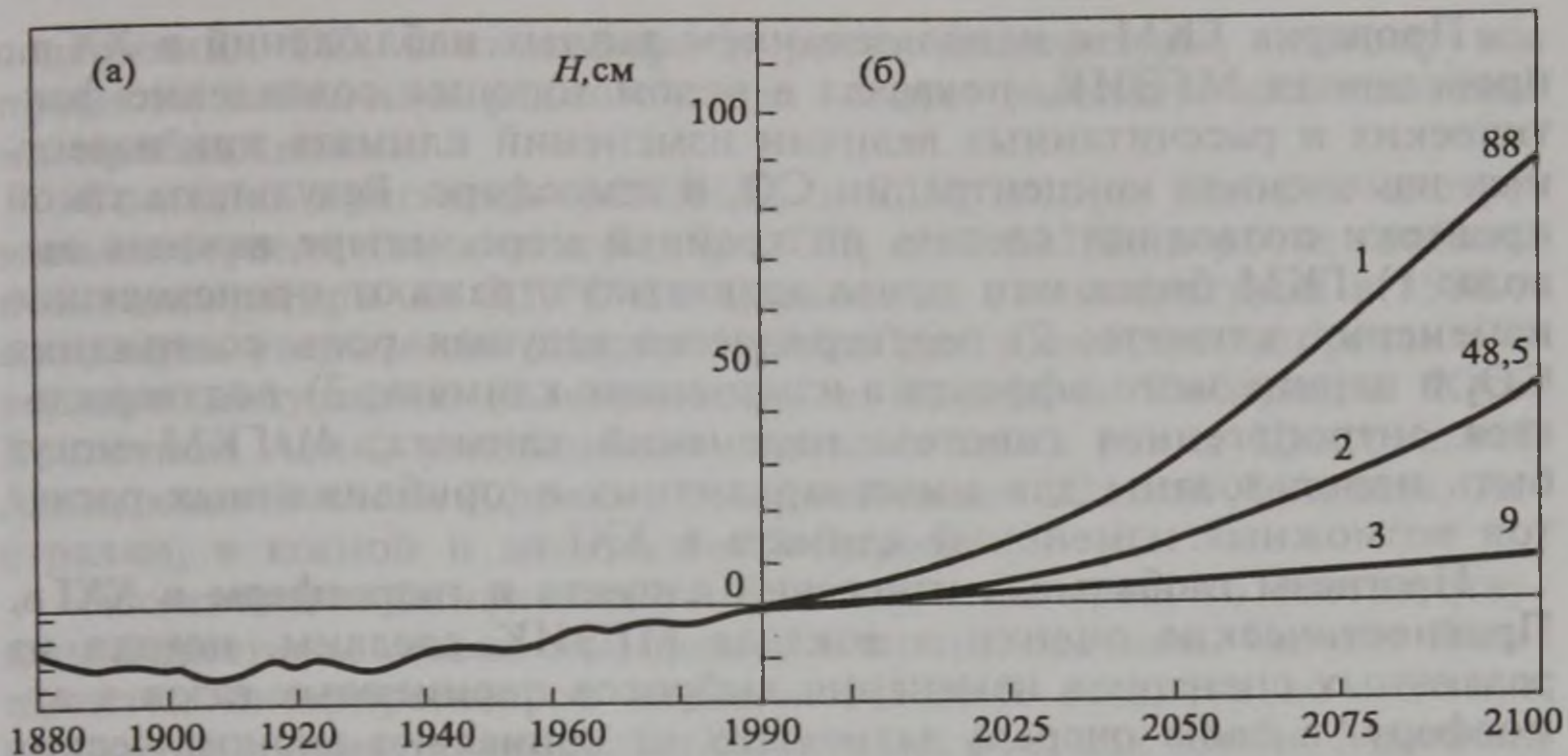


Рис. 3.1. Изменения уровня Мирового океана: по наблюдениям, согласно Первому докладу МГЭИК (1990) (а), и по прогнозу, по данным Третьего доклада МГЭИК (2001) (б). Ожидаемый рост уровня: 1 — максимальный; 2 — средний; 3 — минимальный

в последние десятилетия заметно увеличилась; возрос и ущерб, приносимый наводнениями населению и экономике. Специалисты объясняют это нерациональным ведением хозяйства и изменением климата. Площадь территорий на планете, подверженных наводнениям, превышает в настоящее время 3 млн км²; проживает здесь около 1 млрд человек. От наводнений каждый год гибнут тысячи людей, ежегодные убытки составляют десятки миллиардов долларов. Только в одном 2002 г. в мире произошло 261 значительное наводнение, причем 9 из них (в том числе наводнение на юге России) отнесены к числу экстремальных, которые случаются раз в столетие. В результате наводнений в 2002 г., по оценкам Всемирной метеорологической организации, на земном шаре пострадало свыше 17 млн жителей из 80 стран, погибло более 3 тыс. человек, ущерб от бедствий составил более 30 млрд долларов. В России площадь территории, подверженной опасности только паводочных наводнений, составляет 400 тыс. км²; ежегодно затопляется около 50 тыс. км². Средний ежегодный ущерб от наводнений оценивается почти в 42 млрд руб.

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

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

Прогнозы глобальных изменений климата и гидросферы в XXI в. Прогностические оценки в докладе МГЭИК 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.

По разным сценариям МГЭИК, концентрация CO_2 в атмосфере к 2100 г. может возрасти до 0,540—0,970 ‰ по сравнению с 0,368 ‰ в 2000 г. Все остальные прогнозы, основанные на сценариях изменения содержания CO_2 , также дают большие разбросы ожидаемых величин.

Согласно прогностическим оценкам МГЭИК, средняя температура поверхности Земли повысится с 1990 по 2100 гг. на 1,4—5,8 °С. Это приблизительно в 2—10 раз больше величины потепления, наблюдавшегося в XX в. В периоды с 1990 по 2025 гг. и с 1990 по 2050 гг. прогнозируется возрастание температуры соответственно на 0,4—1,1 и 0,8—2,6 °С. Темпы потепления климата в XXI в. могут оказаться самыми высокими за последние 10 000 лет.

В XXI в. среднее годовое количество атмосферных осадков, по прогнозам МГЭИК, увеличится в высоких широтах Северного полушария (как в летнее, так и в зимнее время); в средних широтах Северного полушария, тропической Африке и в Антарктике в зимнее время; в южной и восточной частях Азии в летнее время.

В Австралии, Центральной Америке и южной части Африки дожди в зимнее время должны уменьшиться.

С точки зрения гидрологии, очень важны оценки возможного изменения возобновляемых водных ресурсов — речного стока. В прогнозах МГЭИК отмечается, что в целом по земному шару прогностические оценки изменения речного стока совпадают с аналогичными оценками изменения атмосферных осадков, хотя в некоторых районах рост осадков может компенсироваться увеличением испарения, вызванным ростом температуры. Более конкретные прогнозы изменения стока зависят от сценария увеличения

содержания CO_2 в атмосфере и роста температуры, поэтому все прогнозы изменения речного стока следует рассматривать как весьма приближенные.

Согласно прогнозам МГЭИК, к 2050 г. при условии экстремального увеличения содержания CO_2 до 0,643 ‰ и роста глобальной температуры на $2,5^\circ\text{C}$ по сравнению с температурой в 1990 г. ожидается увеличение годового стока рек в высоких широтах Северного полушария (в частности, в Канаде и Сибири) и Юго-Восточной Азии; уменьшение годового стока рек в Центральной Азии, южной части Африки, северной части Южной Америки, Австралии, в южной и центральной Европе.

Что касается изменения стока конкретных рек, то соответствующие прогнозы весьма ненадежны и противоречивы. Однако большинство интерпретаторов выводов МГЭИК сходится во мнении, что в XXI в. заметно возрастет сток таких рек, как Юкон, Макензи, Обь, Енисей, Лена, Амазонка, Ганг и Брахмапутра. При реализации некоторых сценариев может увеличиться и сток Волги.

По оценкам И. А. Шикломанова и В. Ю. Георгиевского (2003), ожидаемое потепление в холодный период года в высоких широтах приведет на большей части России к повышению зимнего стока в результате увеличения частоты и интенсивности оттепелей.

Ледники, по прогнозам, будут в XXI в. постоянно отступать. Снежный покров на суше и площадь морских льдов в Северном полушарии будут продолжать сокращаться. Ледяной покров арктических островов и Гренландии, скорее всего, уменьшится. Ледяной покров в Антарктиде (в особенности в ее центральной части) будет, наоборот, увеличиваться в результате возрастания количества осадков.

В Северном полушарии продолжится сокращение площади и мощности многолетней («вечной») мерзлоты. По некоторым оценкам, южная граница многолетнего промерзания грунтов как в Евразии, так и в Северной Америке может сместиться к северу: в случае увеличения температуры на 2 и 4°C — соответственно на 5 и 10° с. ш.

Уровень Мирового океана в результате увеличения осадков и речного стока, таяния ледников, а также теплового расширения морской воды, по прогнозам МГЭИК, может возрасти за 1990—2025, 1990—2050 и 1990—2100 гг. соответственно на 3 — 14 , 5 — 32 и 9 — 88 см (рис. 3.1, б). При этом темпы повышения среднего уровня океана будут возрастать (табл. 3.3).

В XXI в. прогнозируются увеличение изменчивости метеорологических и гидрологических явлений; увеличение в ряде районов интенсивности осадков; усиление засух и наводнений, связанных с явлением Эль-Ниньо; увеличение максимальных скоростей ветра и осадков при тропических циклонах и др.

В целом прогнозируемые на XXI в. изменения в гидросфере Земли могут оказать, по мнению МГЭИК, заметное отрицательное

Таблица 3.3. Средние оценки ожидаемого повышения уровня Мирового океана в XXI в. (по материалам Межправительственной группы экспертов по изменению климата (2001))

Год	Повышение уровня по сравнению с уровнем 1990 г., см	Изменение уровня за период между указанными годами	
		см	мм/год
1990	0		
2025	8,5	8,5	2,4
2050	18,5	10	4,0
2100	48,5	30	6,0

Примечание. Среднее повышение уровня Мирового океана в XX в., по оценкам МГЭИК, составило 15 см, что соответствует средней интенсивности подъема уровня 1,5 мм/год.

воздействие на население и природу в низинных прибрежных районах, дельтах и на островах (в результате затопления земель и размыва берегов). Например, по оценкам Нобуо Мимуры (2003), повышение уровня океана на 9, 50 и 88 см приведет к затоплению земель на площади, равной соответственно 0,45; 0,65 и 0,83 % площади всей суши. Доля населения, на жизни которого скажется это повышение уровня океана к 2100 г., составит соответственно 1,19; 1,84 и 2,34 % всего населения планеты.

Кроме того, в XXI в. могут возрасти ущербы от паводочных наводнений на реках, оползней, лавин, селей, от эрозии земель в речных бассейнах.

3.3. КРУГОВОРОТ ТЕПЛОТЫ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ 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 круговорота теплоты на Земле 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 $1/4$ 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. Хромов, 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 тепловом балансе 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, следовательно, получает теплоту из трех источников: поглощенной коротковолновой радиации (34 % всей солнечной радиации, перехваченной Землей), прихода теплоты в результате конденсации водяного пара (37 %) и турбулентного потока

теплоты 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 создают 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 повысить температуру на $0,6^\circ\text{C}$ (см. 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. Н. 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,

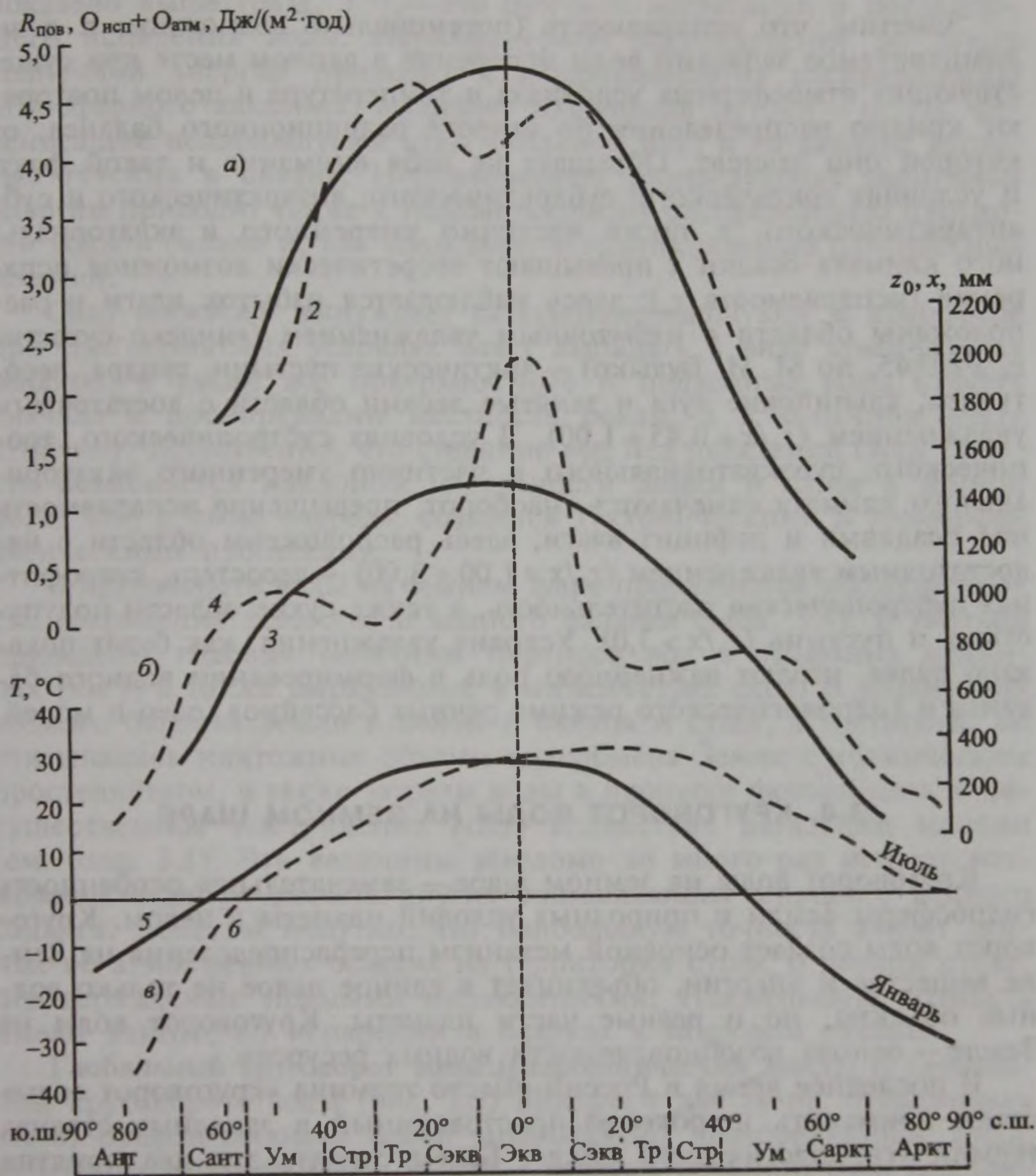


Рис. 3.2. Распределение на земном шаре:

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

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

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, в).

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. В условиях арктического, субарктического, антарктического и субантарктического, а также частично умеренного и экваториального климата осадки x превышают теоретически возможное испарение (испаряемость z_0); здесь наблюдается избыток влаги и расположены области с избыточным увлажнением («индекс сухости» $z_0/x < 0,45$, по М. И. Будыко) — арктические пустыни, тундра, лесотундра, альпийские луга и занятые лесами области с достаточным увлажнением ($z_0/x = 0,45 \div 1,00$). В условиях субтропического, тропического, субэкваториального и частично умеренного экваториального климата отмечаются, наоборот, превышение испаряемости над осадками и дефицит влаги; здесь расположены области с недостаточным увлажнением ($z_0/x = 1,00 \div 3,00$) — лесостепь, ксерофитная субтропическая растительность, а также сухие области полупустынь и пустынь ($z_0/x > 3,0$). Условия увлажнения, как будет показано далее, играют важнейшую роль в формировании водного баланса и гидрологического режима речных бассейнов, озер и морей.

3.4. КРУГОВОРОТ ВОДЫ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

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»¹.

Физической причиной круговорота воды на земном шаре служат солнечная энергия и сила тяжести. *Солнечная энергия*, как было

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

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. Неравномерное распределение солнечной энергии приводит также к неравномерному распределению плотности воды в океане и, как следствие, к возникновению плотностных течений.

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

В круговороте воды на земном шаре проявляются закономерности сохранения вещества и водного баланса (табл. 3.4). В таблице приведены годовые величины переноса вод в объемных единицах (км^3), а также выраженные в миллиметрах слоя. В уравнениях водного баланса Земли в целом и океана и суши, в частности, не учитывались ничтожные объемы водообмена Земли с космическим пространством, а также затраты воды в процессе фотосинтеза и незначительное поступление воды вследствие дегазации мантии (см. разд. 3.1). Эти величины заведомо во много раз меньше возможных ошибок расчета других составляющих мирового водного баланса. Заметим попутно, что наибольшую точность имеют данные об атмосферных осадках на территории суши, о речном стоке, подтверждаемые прямыми наблюдениями. Наименьшую точность имеют данные об испарении и осадках в Мировом океане.

Глобальный круговорот воды (гидрологический цикл). В глобальном круговороте воды (рис. 3.3) выделяют два звена: океаническое звено, представляющее собой многократно повторяющийся цикл: испарение с поверхности океана — перенос водяного пара над океаном — осадки на поверхность океана — океанические течения — испарение и т. д. (А на рис. 3.3); материковое звено, представляющее собой многократно повторяющийся цикл: испарение с поверхности суши — перенос водяного пара — осадки на поверхность суши — поверхностный и подземный сток — испарение и т. д. (Б и Б' на рис. 3.3). Оба звена связаны между собой переносом водяного пара с океана на сушу и, наоборот, поверхностным и подземным стоком с суши в океан.

С океана ежегодно испаряется в среднем 505 тыс. км^3 , возвращается в океан в виде атмосферных осадков 458 тыс. км^3 . Испаряется с океана, таким образом, больше, чем возвращается с осадками.

Таблица 3.4. Средний годовой водный баланс Земли (по монографии «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли», 1974)

Часть Земли	Площадь, млн км ²	Осадки x		Испарение z		речной y _p		ледниково-вый y _л		весь поверхностный y = y _p + y _л		подземный w		суммарный (y + w)		Уравнение водного баланса
		тыс. км ³	мм	тыс. км ³	мм	тыс. км ³	мм	тыс. км ³	мм	тыс. км ³	мм	тыс. км ³	мм	тыс. км ³	мм	
Весь земной шар	510	577	1130	577	1130	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$X = Z$
Мировой океан	361	458	1270	505	1400	41,7	116	3,0	8	44,7	124	—	—	47,0	130	$X_{ок} + y + w = Z_{ок}$
Суша	149	119	800	72	485	41,7	280	3,0	20	44,7	300	2,2	15	47,0	315	$X_c = y + z_c + w$
в том числе:																
области внешнего стока	119	110	924	63	529	41,7	350	3,0	25	44,7	376	2,2	19	47,0	395	$X'_c = y + z'_c + w$
области внутреннего стока	30	9	300	9	300	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$X''_c = z''_c$

Примечание. В отдельных случаях цифры округлены.

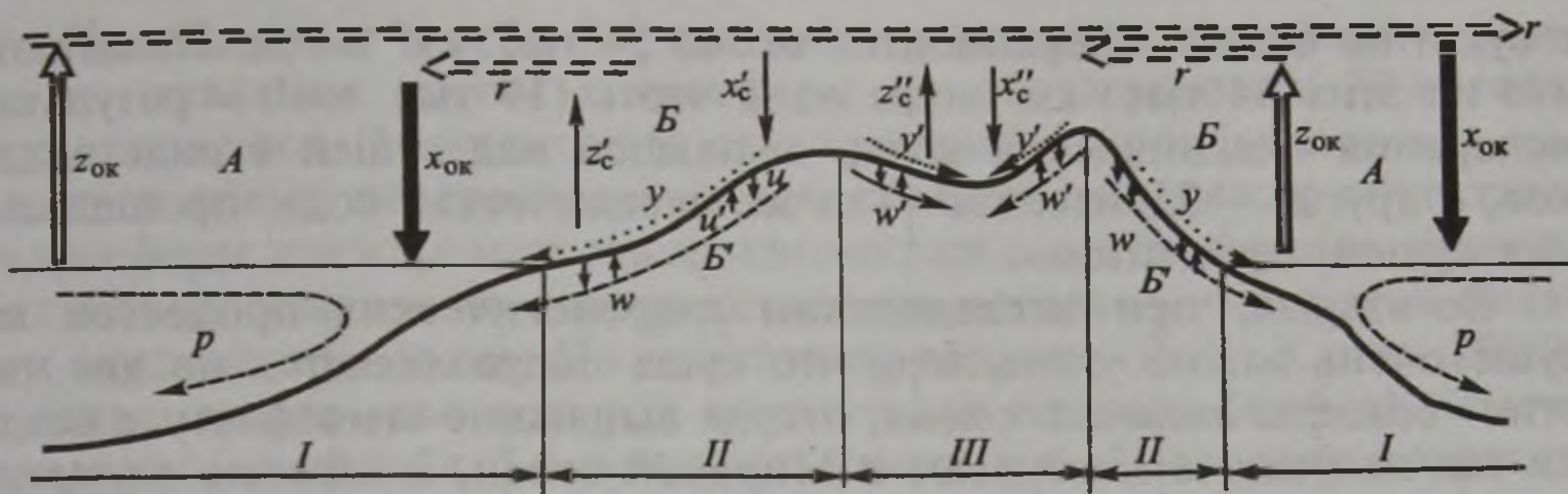


Рис. 3.3. Схема глобального круговорота воды:

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

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

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

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

Рассмотренная выше схема круговорота воды на земном шаре в действительности более сложна. Во-первых, перенос влаги с океана на сушу в размере 47 тыс. км³ в год практически есть результирующий влагоперенос через границу океан — суша. По данным аэрологических измерений установлено, что полный перенос влаги с океана на сушу равен 101 тыс. км³ в год. В обратном направлении —

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

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

Главный водораздел земного шара делит всю сушу на два склона: первый — со стоком рек в Атлантический и Северный Ледовитый океаны и второй — со стоком рек 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, пересекает его в широтном направлении, а затем продолжается вдоль восточной окраины Африки к ее южной оконечности. К бассейну Северного Ледовитого океана относится 15 % всей площади суши, Атлантического — 34, Тихого — 17, Индийского — 14 %.

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

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

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

Приведенные в табл. 3.4 данные отражают водный баланс Земли и отдельных частей гидросферы по состоянию на 70-е годы прошлого века. Очевидно, что одновременно с происходящим в настоящее время перераспределением объемов вод между объектами гидросферы должны несколько измениться и составляющие водного баланса. К сожалению, новых детальных исследований в этой области пока не проведено. По некоторым данным (Р. К. Клиге, 2000), в современных условиях ряд показателей водного баланса Земли, приведенных в табл. 3.4, немного изменился. Несколько возросли речной (на 0,5 тыс. км³/год), ледниковый (на 0,8 тыс. км³/год) и подземный (на 0,5 тыс. км³/год) стоки; увеличилось испарение с поверхности океана (на 2 тыс. км³/год) и уменьшилось испарение с поверхности суши (на 2 км³/год); осадки на поверхность океана и суши практически не изменились.

Внутриматериковый влагооборот. Осадки на любом участке суши складываются из «внешних», сконденсировавшихся из водяного пара, пришедшего извне, и «внутренних» (или местных), 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.

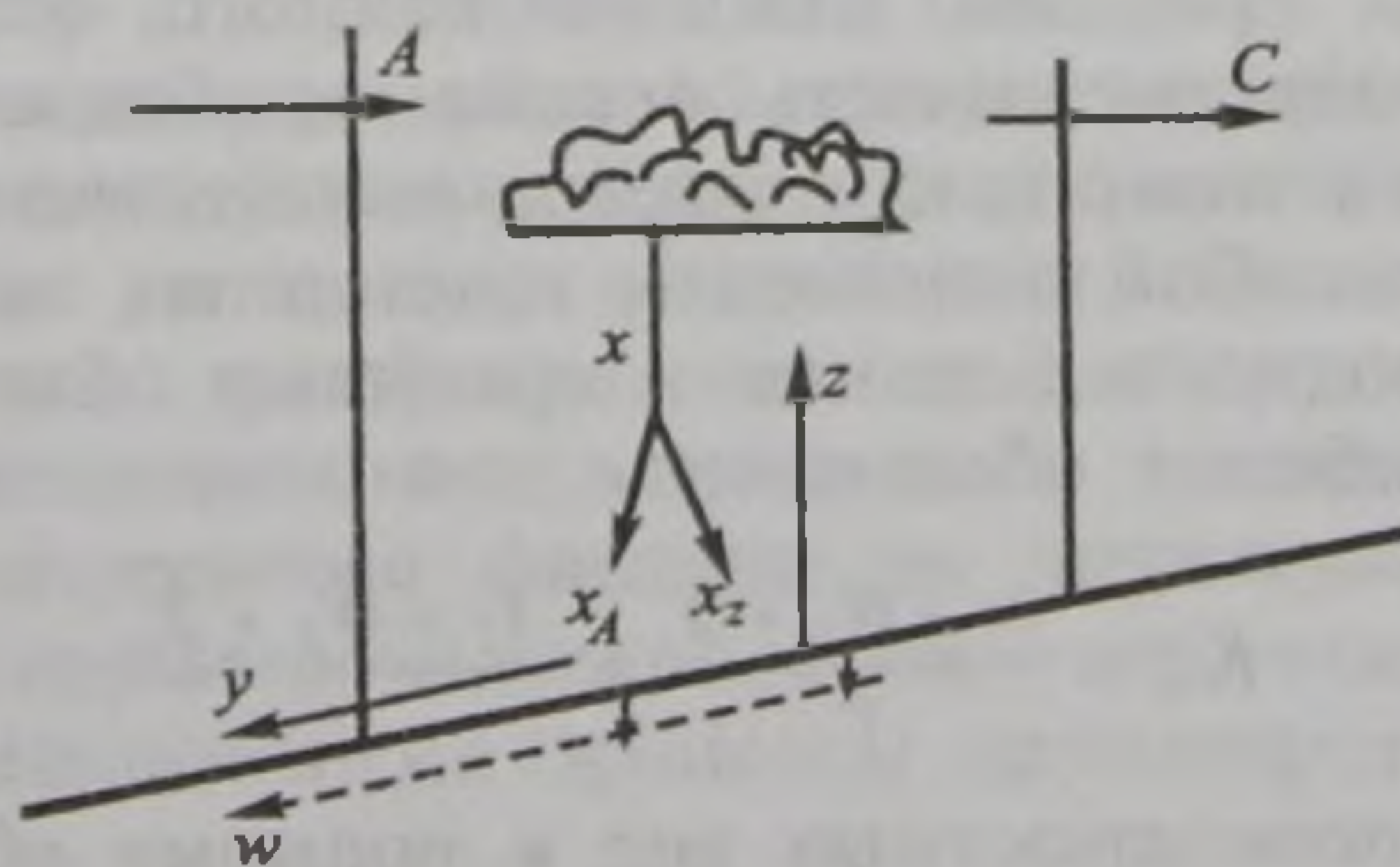


Рис. 3.4. Схема внутриматерикового влагооборота

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

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

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

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

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

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

Важной характеристикой внутриматерикового влагооборота служит отношение внешних и внутренних (местных) осадков x_A/x_z или отношение всех осадков к внешним осадкам x/x_A . Последнюю величину называют *коэффициентом влагооборота*: $K_{вл} = x/x_A = (x_A + x_z)/x_A = 1 + x_z/x_A$. По О. А. Дроздову,

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

где z — испарение с рассматриваемого участка суши; L — длина участка; u — средняя скорость воздушного потока; a — среднее влагосодержание воздуха на наветренной стороне участка. Из уравнения (3.5) следует, что интенсивность внутриматерикового влагооборота тем больше, чем больше размер территории и больше испарение, и тем меньше, чем больше влагосодержание приходящего извне воздуха. Для небольших по площади участков суши $K_{вл}$ приближается к 1. Величина $K_{вл}$ свидетельствует о возможностях влагообеспечения территории за счет местных ресурсов воды. В засушливых районах $K_{вл}$ меньше, в увлажненных — больше. В среднем для частей света получены следующие величины $K_{вл}$: 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 приближенно может быть охарактеризована с помощью *коэффициента условного водообмена* K_v , представляющего собой отношение приходных или расходных членов уравнения водного баланса к среднему объему вод в водном объекте V . В наиболее общем виде это отношение равно

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

где Y_1 — приток поверхностных вод к водному объекту; W_1 — приток подземных вод к водному объекту; X — осадки на его поверхность; Y_2 — отток поверхностных вод из водного объекта; W_2 — фильтрация вод из водного объекта; Z — испарение с его поверхности. Оба выражения для K_v в формуле (3.6) 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_v

для водных объектов некоторых типов в формуле (3.6) могут отсутствовать отдельные члены: например, для ледников Y_1, W_1, W_2 практически равны нулю, для океана $Y_2=0, W_2 \sim 0$.

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_v показывает, сколько раз в году сменяются воды в водном объекте (при $K_v > 1$) или какая часть объема воды сменяется в течение года (при $K_v < 1$).

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

$$\tau_v = 1/K_v. \quad (3.7)$$

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 суши принимает участие 505 тыс. км³ океанических вод, т. е. всего 0,04 % их общего объема. Период условного возобновления вод Мирового океана составит: $1338 \cdot 10^6 / 505 \cdot 10^3 = 2650$ лет. Годовой сток всех рек (41,7 тыс. км³) почти в 20 раз больше объема воды, единовременно в них находящегося (2,12 тыс. км³). Поэтому воды в реках должны возобновляться в среднем за $2120/41700 = 0,051$ года, или 19 дней. 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 традиционно понимаемом смысле) водопотребление существенно влияет на водные ресурсы небольших регионов, отдельных речных бассейнов и водоемов. Так, вследствие изъятия воды на орошение существенно сократился сток многих рек Индии, уменьшился сток в устьях рек Днепра и особенно Амударьи, Сырдарьи, Терека.

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

Глобальное потепление климата, перераспределение вод между отдельными объектами гидросферы и повышение уровня Мирового океана, о чем речь шла в разд. 3.2, как полагает ряд ученых, также имеют в основном антропогенные причины.

3.5. КРУГОВОРОТ СОДЕРЖАЩИХСЯ В ВОДЕ ВЕЩЕСТВ

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

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

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

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

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

Общее количество солей, растворенных в водах Мирового океана, равно, по В. Н. Степанову (1983), $46,5 \cdot 10^{15}$ т. При объеме вод в океане 1338 млн км³ это дает среднюю соленость воды около 35 ‰. В обмене солями океана с атмосферой и суши участвует не более 4 млрд т/год, что составляет всего около одной десяти-миллионной доли общего запаса солей в океане. Поэтому повлиять сколько-нибудь заметно на изменение запаса солей в океане и соленость самой океанической воды даже длительное поступление солей с суши не может, тем более что часть приносимых солей осаждается на дно океана.

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

Круговорот наносов на земном шаре может проявляться лишь в геологическом масштабе времени, когда в разных районах планеты сменяется характер эрозионно-аккумулятивного цикла: эрозия осадочных пород на материке — смыв наносов в океан и формирование толщи отложений на дне океана — тектоническое поднятие толщ морских отложений и превращение их в сушу — эрозия этих отложений и т. д. В каждый же конкретный момент времени можно говорить лишь о направленном поступлении наносов с суши в Мировой океан.

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

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

Годовой сток взвешенных наносов рек мира при средней мутности речных вод $0,375$ кг/м³ составляет 15,7 млрд т (по В. В. Алексееву и К. Н. Лисициной), что дает смыв с поверхности суши в среднем 150 т/км², или $0,1$ мм/год. Фактическая эрозия поверхности суши на несколько порядков превышает величину эрозии, рассчитанную по стоку наносов рек в их замыкающих створах. Превышение фактической эрозии над рассчитанной по стоку наносов объясняется тем, что огромные массы грунта, смытого плоскостным и ручейковым стоком, накапливаются у подножья склонов, большие объемы наносов отлагаются в устьях и на конусах выноса оврагов, ручьев, небольших речных притоков, на речных поймах

и т. д. Различие между суммарным объемом эрозии и стоком наносов рек увеличивается с ростом площади речного бассейна.

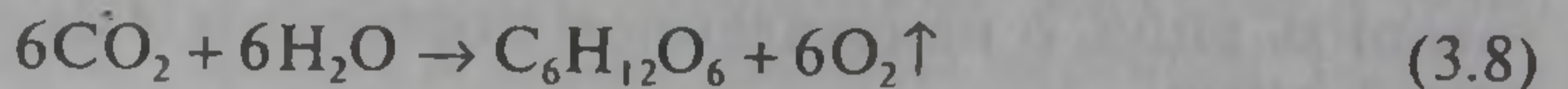
В суммарном стоке наносов рек в среднем 90—95 % приходится на взвешенные и 5—10 % на влекомые наносы.

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

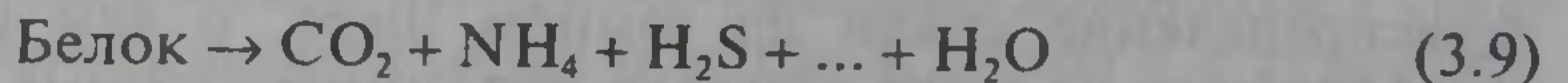
Круговорот газов. Из газов, участвующих в круговороте веществ в природе, наибольшее значение имеют кислород O_2 и диоксид (двуокись) углерода CO_2 .

Содержание кислорода в воде — главное условие жизнедеятельности водных организмов. Приходные составляющие баланса кислорода в воде — это поступление (растворение) кислорода из атмосферы, продукция кислорода в процессе фотосинтеза; расходные составляющие баланса O_2 — это биохимическое потребление кислорода (БПК) при разложении органического вещества, химическое потребление кислорода (ХПК) при химическом окислении, потери кислорода при дыхании организмов и удалении в атмосферу.

Фотосинтез, в результате которого образуется органическое вещество, поглощается CO_2 и выделяется кислород, идет под действием солнечного света и в присутствии хлорофилла в зеленых организмах в соответствии с формулой



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



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

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

На суше в результате фотосинтеза ежегодно продуцируется кислорода почти столько же, сколько дает фитопланктон океана (около 150 млрд т/год). Часть кислорода над сушей тратится на биохимическое потребление (эта величина точно не установлена, но заведомо меньше биохимического потребления кислорода в оке-

ане), о чем косвенно свидетельствует соотношение зоомассы в пересчете на сухое вещество в океане (6 млрд т, по В. Г. Богорову) и на суше (0,5 млрд т).

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

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

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

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

Изменяется содержание CO_2 также вследствие взаимодействия водных объектов и атмосферы. И гидросфера, и атмосфера взаимно регулируют содержание CO_2 в воде и воздухе. Полагают также, что океан служит огромным планетарным «насосом» для CO_2 : он поглощает его в высоких широтах, где в связи с низкой температурой воды существенно возрастает растворимость газов, и отдает атмосфере в низких, куда по глубинным горизонтам поступает вода из приполярных районов.

Баланс CO_2 в атмосфере очень сложен и недостаточно изучен. По современным представлениям, наблюдаемое увеличение концентрации CO_2 в атмосфере на $3/4$ обусловлено его выбросами в результате сжигания органического ископаемого топлива и на $1/4$ связано с изменением характера землепользования (сведение лесов, осушение болот и др.). В настоящее время человечество ежегодно сжигает более 4,5 млрд т угля и 3,5 млрд т нефти и нефтепродуктов.

Количество диоксида углерода на протяжении истории Земли неуклонно уменьшалось, в то время как содержание кислорода увеличивалось. Уменьшение содержания CO_2 сопровождалось понижением температуры воздуха: при снижении концентрации CO_2 с 0,06 до 0,03 ‰, т. е. в 2 раза, температура понизилась на $2,5^\circ\text{C}$. С мелового периода средняя температура на Земле снизилась на 11°C .

Как указывалось в разд. 3.2, в доиндустриальный период концентрация CO_2 в атмосфере составляла около 0,280 ‰; в течение XX в. она резко возросла до 0,368 ‰. К 2100 г. концентрация CO_2 ,

согласно прогнозам МГЭИК, может увеличиться до 0,540—0,970 ‰, что будет на 93—246 % больше, чем в доиндустриальный период. Как отмечают Ю. А. Израэль с соавторами (2001), существует неопределенность в оценке карбонатного обмена между атмосферой, Мировым океаном и поверхностью суши, а также неопределенность, связанная с темпами экономического развития общества в будущем, объемом ожидаемых выбросов CO₂ в атмосферу, характером защитных мер и т. д. Поэтому разброс возможных значений содержания CO₂ в атмосфере в конце XXI в. может быть еще больше — от 0,490 до 1,260 ‰. По мнению тех же авторов, по мере увеличения концентрации CO₂ в атмосфере Мировой океан будет поглощать, по-видимому, все меньшую долю антропогенного CO₂.

Изменения содержания CO₂ в атмосфере уже привели и могут привести в дальнейшем к существенным изменениям климата и состояния гидросферы (см. разд. 3.2).

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, 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 областях 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 немыслимо 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 аккумулятивной 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, кишечнополостные, ракообразные и др.) и *бактериопланктон* (бактерии). Нектон представлен в водной среде высшими животными (киты, тюлени и др.), рыбами и некоторыми моллюсками.

Бентос подразделяют на *фитобентос* (высшие водные растения) и *зообентос* (живущие на дне черви, моллюски, иглокожие и др.). 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 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 неполностью 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), *евтрофные* (большое содержание биогенных и органических веществ, бурно развивается фитопланктон), *дистрофные* (в воде содержатся вредные для развития жизни вещества, наблюдается недостаток кислорода), *мезотрофные* (водные объекты со средними условиями питания).

Евтрофирование — 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 евтрофирование водных объектов начинается, если содержание фосфора в воде превысит, по некоторым данным, 10—30 мкг/л. Благоприятным условием для развития водных организмов отвечает содержание кислорода в воде не 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 «экосистемы», в частности водные, 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 первичная биологическая продукция распределяется между сушей и Мировым океаном приблизительно в пропорции 60:40 %. 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 хозяйственной

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 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, состоящую 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 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, ЧАСТЕЙ СВЕТА И РОССИИ

Понятие о водных ресурсах. Водные ресурсы земного шара. Водные ресурсы представляют собой весьма важную часть используемых человеком природных ресурсов, к которым также относятся ресурсы земельные, минеральные (в том числе топливно-энергетические и другие полезные ископаемые), растительные (например, лесные), ресурсы животного мира, энергия солнца, ветра, внутриземная теплота и др.

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

Водные ресурсы в более узком смысле — это природные воды, которые используются человеком в настоящее время и могут быть использованы в обозримой перспективе (определение С. Л. Вендрова). Сходная формулировка дана в Водном кодексе Российской Федерации: «водные ресурсы — запасы поверхностных и подземных вод, находящихся в водных объектах, которые используются или могут быть использованы». В такой трактовке водные ресурсы — категория не только природная, но и социально-историческая.

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. 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) (см. табл. 3.1).

Возобновляемые водные ресурсы — это те воды, которые ежегодно восстанавливаются в процессе круговорота воды на земном шаре. Этот вид водных ресурсов измеряют в единицах стока ($\text{м}^3/\text{с}$, $\text{м}^3/\text{год}$, $\text{км}^3/\text{год}$) (см. табл. 3.4)

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

Каковы основные особенности водных ресурсов, отличающие их от других природных ресурсов?

Первое. 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 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 (ведь капилляры растений самой природой «рассчитаны» только на воду), в качестве массового теплоносителя, во многих производствах и т. д.

Второе. 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 превращается в водяной пар) или перемещается в пространстве — из одного места в другое. При нагревании и даже при кипении вода ведь не разлагается на водород и кислород. Единственным случаем действительного исчезновения воды как вещества является связывание воды с диоксидом углерода (углекислым газом) в процессе фотосинтеза и образования органического вещества. Однако объемы воды, идущие на синтез органического вещества, весьма невелики, так же 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 км³ воды в год) и при поступлении воды из космоса вместе с ледяными метеоритами.

Используемый в водном хозяйстве термин «безвозвратное водопотребление» (он был упомянут во Введении и разд. 3.3) нужно понимать следующим образом. Для конкретного участка реки (может быть даже для всего речного бассейна), озера или водохранилища забор воды на хозяйственные нужды (орошение, 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 — все хорошо видят, 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 человечества на земном шаре не могло быть и речи.

Третье. *Пресные воды — возобновляемый природный ресурс.* Это восстановление водных ресурсов осуществляется в процессе непрерывного круговорота воды на земном шаре (см. разд. 3.4).

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. Все это заставляет людей искусственно перераспределять водные ресурсы во времени, регулируя речной сток, и в пространстве, перебрасывая воду из одних районов в другие.

Четвертое. *Вода — ресурс многоцелевой.* Водные ресурсы используются для удовлетворения самых разных хозяйственных потребностей человека (см. Введение). Часто вода из одного и того же водного объекта используется различными отраслями хозяйства.

Пятое. *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 (водяной пар), и наоборот. Перемещение воды на Земле и создает круговорот воды в природе (см. разд. 3.4).

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 не происходит (преобладает односторонний перенос с суши в океан), роль рек в переносе вещества и энергии очень велика.

Возникает естественный вопрос: перемещение вместе с водой загрязняющих веществ — это для природы хорошо или плохо? С одной стороны, попавшие в воду загрязняющие вещества, например нефть в результате несовершенства технологии добычи, прорыва нефтепровода или аварии танкера, может вместе с водой (рекой, морскими течениями) 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 частей света. Запасы пресных вод всех континентов, за исключением Антарктиды, составляют около 15 млн км³. Они сосредоточены прежде всего в верхнем слое земной коры, в крупных озерах и ледниках. Распределены водные ресурсы между континентами неравномерно. Наибольшими статическими (вековыми) ресурсами пресных вод обладают Северная Америка и Азия, несколько в меньшей степени — Южная Америка и Африка (табл. 3.5). Наименее богаты данным видом ресурсов Европа и Австралия с Океанией.

Возобновляемые водные ресурсы — речной сток — также распределены по земному шару неравномерно (см. табл. 3.5). Наибольшую величину стока имеют Азия (32 % стока всех рек планеты) и Южная Америка (26 %), наименьшую — Европа (7 %) и Австралия с Океанией (5 %). Водообеспеченность территории в расчете на 1 км² наибольшая в Южной Америке и наименьшая — в Африке. В наибольшей степени население обеспечено речной водой (в расчете на одного жителя) в Южной Америке и на островах Океании, в наименьшей — население Европы и Азии (здесь сосредоточены 77 % населения планеты и лишь 37 % мировых запасов ежегодно возобновляемых пресных вод).

Таблица 3.5. Водные ресурсы частей света*

Часть света	Вековые запасы пресной воды, тыс. км ³	Возобновляемые водные ресурсы (речной сток)		Водообеспеченность территории, тыс. м ³ /год на 1 км ²
		км ³ /год	%	
Европа	1400	3210	7,2	306
Азия	3455	14 400	32,3	332
Африка	2390	4600	10,3	153
Северная Америка	4357	8200	18,4	239
Южная Америка	3000	11 800	26,4	654
Австралия и Океания	—	2400	5,4	267

* По монографии «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» (1974).

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

Из стран мира наиболее обеспечены речными водными ресурсами Бразилия — 9230, Россия — 4348, США — 2850, Китай — 2600 км³ воды в год.

По оценкам Межправительственной группы экспертов по изменению климата (см. разд. 3.2), в XXI в. ожидаются изменения в 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. Основной вывод доклада МГЭИК (2001) следующий: изменения климата приведут в XXI в. 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.

Возобновляемые водные ресурсы. Средняя многолетняя величина возобновляемых водных ресурсов России (т. е. речного стока) составляет 4348 км³/год (табл. 3.6). Из этой величины на территории России ежегодно формируется сток с объемом 4113 км³; из-за пределов страны поступает дополнительно 235 км³/год (это, например, сток Иртыша, некоторых притоков Амура, Селенги и других рек, текущих из соседних стран).

Сравнение оценок возобновляемых водных ресурсов России за 1936—1960 и 1985—2003 гг., сделанное Государственным гидроло-

Таблица 3.6. Средние многолетние (1930–2000) водные ресурсы России*

Экономический район	Площадь территории, тыс. км ²	Средний годовой объем, км ³ /год			
		Местный сток	Приток извне		Общие ресурсы
			всего	из-за границы	
Северный	1466	504	18,3	8,24	522
Северо-Западный	211	52	64,5	38,2	116
Центральный	485	92	24,9	0,52	117
Центрально-Черноземный	168	16	5,05	0,27	21
Волго-Вятский	26	51	109	0,0	160
Поволжский	563	35	251	0,0	286
Северо-Кавказский	355	47	25,1	6,27	73
Уральский	824	131	7,03	0,55	138
Западно-Сибирский	2427	506	78,7	28,84	585
Восточно-Сибирский	4123	1108	36	32,2	1144
Дальневосточный	6216	1571	297	120	1867
Российская Федерация	17 075	4113	235	235	4348

* По данным В. И. Бабкина (ГГИ).

гическим институтом в 2004 г., указывает на то, что водные ресурсы страны возросли с 4197 до 4512 км³/год, т. е. на 315 км³/год, или на 7,5%. В последние два десятилетия заметно возросли водные ресурсы в Центральном, Уральском, Волго-Вятском, Северо-Западном экономических районах (соответственно на 27, 19, 15 и 14%). В то же время водные ресурсы Северного, Восточно-Сибирского и Дальневосточного экономических районов увеличились лишь на 6, 2 и 3%, а Западно-Сибирского и Северо-Кавказского почти не изменились.

Распределение водных ресурсов (речного стока) России по бассейнам морей представлено в табл. 3.7.

Возрастание стока рек и возобновляемых водных ресурсов России за последние 20 лет ряд ученых объясняет интенсификацией циркуляции атмосферы, смещением траектории циклонов к югу и увеличением повторяемости циклонов атлантического происхождения с повышенным содержанием влаги, ростом количества атмосферных осадков (в основном зимних), что, в конечном счете, является следствием общего потепления климата.

Удельная водообеспеченность России составляет в настоящее время в среднем 255 тыс. м³/год на 1 км² территории. На 1 жителя России приходится около 30 тыс. м³/год (приблизительно столько же, сколько и в 1980 г.).

Несмотря на благоприятное в целом состояние возобновляемых водных ресурсов России, в ряде районов имеются серьезные проблемы с водообеспечением населения и хозяйства. Эти проблемы связаны с крайне неравномерным и не соответствующим потребностям

Таблица 3.7. Водные ресурсы рек России по бассейнам морей *

Море	Площадь водосбора, тыс. км ² **	Водные ресурсы, км ³ /год ***	Море	Площадь водосбора, тыс. км ² **	Водные ресурсы, км ³ /год ***
Белое	709,8	229,11	Восточно-Сибирское	1295,5	270,7
	717,6	231,61			
Баренцево	525,7	180,48	Чукотское	101,0	23,6
	542,4	186,22			
Балтийское	256,97	90,16	Берингово море и Тихий океан	569,7	240,5
	443,14	128,36			
Азовское	464,08	36,92	Охотское	1695,4	571,4
	579,30	41,57			
Черное	63,62	20,34	Японское	124,3	33,33
	68,80	21,13			
Карское	5739,5	1326,7	Каспийское	1670,27	275,9
	7158,2	1388,3			
Лалтевых	3692,9	807,1	Бессточные области Урала и Сибири	166,7	6,81
Всего				17075,4	4113
				19688,7	4348

* По данным В. И. Бабкина (ГГИ).

** 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.

в воде распределением водных ресурсов по территории страны, с большой их временной изменчивостью (особенно в южных районах) и высокой загрязненностью вод. Хорошо обеспечены водой Сибирский и Дальневосточный федеральные округа, в меньшей степени — Уральский и Северо-Западный, хуже всего — Приволжский, Центральный и Южный.

Статические (вековые) водные ресурсы России. По оценкам РосНИИВХа (2000), они представлены запасами воды в пресных озерах (26,5 тыс. км³, из них на долю Байкала приходится 23 тыс. км³, или 87 %); в ледниках (15,1 тыс. км³); болотах (3 тыс. км³); пресных подземных водах (28 тыс. км³); подземных льдах (15,8 тыс. км³). Полный и полезный объем крупных водохранилищ России, по данным ГГИ, в 80-х годах XX в. составлял 810 и 364 км³ соответственно.

Таким образом, общие статические (вековые) запасы пресных вод России составляют около 90 тыс. км³.

Возможные изменения водных ресурсов в будущем. В связи с ожидаемым дальнейшим потеплением климата и увеличением атмосферных осадков (см. разд. 3.2) в первой половине XXI в. ожидается возрастание и водных ресурсов России. Возобновляемые водные ресурсы, по оценкам И. А. Шикломанова и В. Ю. Георгиевско-

го (2003), увеличатся на бóльшей части территории России. В некоторых районах юго-запада и юга Европейской части страны (бассейны Дона, Верхнего Днепра) прогностические оценки менее определены. По данным В. С. Ковалевского и С. М. Семенова (2003), ресурсы подземных вод заметно увеличатся в северной части России, но уменьшатся на юго-западе страны.

В целом же, по мнению И. А. Шикломанова и В. Ю. Георгиевского, нет оснований ожидать какого-либо ухудшения водообеспеченности населения и экономики на преобладающей части территории России.

Глава 4

ГИДРОЛОГИЯ ЛЕДНИКОВ

Скопления природного снега и льда на Земле весьма разнообразны¹. Согласно Атласу снежно-ледовых ресурсов мира (1997), формы природного снега и льда подразделяются на:

атмосферные (снег, иней, град, гололед);

наземные:

многолетние (ледники, многолетние наледи и снежники);

сезонные (снежный покров, обычные наледи);

плавучие:

многолетние (паковые льды, айсберги);

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. 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

¹ 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 ледовой (например, снеговой баланс, снеговая линия; ледовые ресурсы, ледовая переправа, ледовая разведка, ледовые явления).

времени можно найти границу между поверхностью, покрытой снегом, и поверхностью, где снега нет. Эта граница называется *сезонной снеговой линией*. Естественно, что в течение года эта линия смещается в пространстве: в холодный период года на равнинах в сторону низких широт, а в горах — вниз по склонам, в теплый период года на равнинах — в сторону высоких широт, а в горах — вверх по склонам, причем в Северном и Южном полушариях — асинхронно.

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

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

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

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



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)

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 и снежных 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 переноса 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 (см. табл. 3.1). 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) (см. табл. 3.1). 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.

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

Таблица 4.1. Основные области современного оледенения земного шара *

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
Кунылуь	11,64	1,57	150
Каракорум	15,41	2,86	206
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)	13 943	23 291	—
в том числе сектора:			
атлантический	4158	6023	1500
индоокеанский	4846	9407	1940
тихоокеанский	4939	7861	1595

* По Атласу снежно-ледовых ресурсов мира (1997).

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.

Общие запасы воды в ледниках России составляют около 15,1 млн км³. Самые крупные ледники в нашей стране находятся на островах 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 размещаются на материках или крупных островах: к ним относятся ледники Антарктиды, Гренландии, арктических островов (Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и др.). Форма покровных ледников в меньшей степени, чем у горных, 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; долинныеледники, располагающиеся 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, Карякском 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* плотностью 800—920 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 10^5 Па понижает $T_{\text{тач}}$ на $0,0073$ °С, поэтому в толще ледника, где давление увеличивается приблизительно на 10^5 Па на каждые 10—12 м глубины, лед может таять и при отрицательной температуре); явление *конжеляции*, т. е. повторное замерзание талой воды на поверхности льда.

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

В различных климатических условиях, а также в разных частях одного и того же ледника процесс ледообразования идет по-разному. По П. А. Шумскому и А. Н. Кренке, можно выделить несколько зон ледообразования, которые отличаются по характеру таяния ежегодного снега, степени водоотдачи и вида ледообразования.

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

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

3. *Холодная фирновая (холодная инфильтрационно-рекристаллизационная) зона.* Таяние и водоотдача из годового слоя снега умеренные. В нижних слоях вода вновь замерзает. Ледообразование происходит на $2/3$ путем замерзания инфильтрационной воды и на $1/3$ путем рекристаллизации. Температура ледника ниже 0 °С. 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 °С. Зона широко распространена в горах и на арктических островах в условиях морского климата.

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

6. *Зона 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.

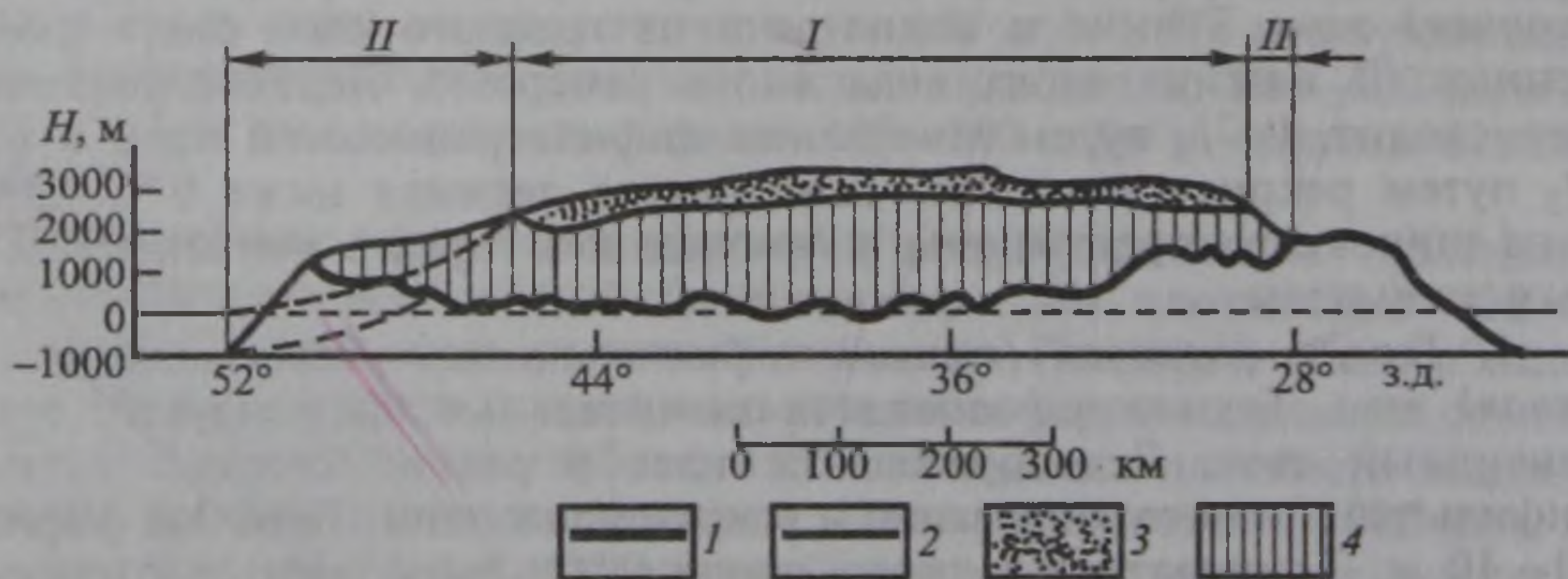


Рис. 4.2. Поперечный разрез Гренландского ледникового покрова (по Б. Фристуру). Обозначения см. на рис. 4.3. Пунктир — профиль выводного ледника

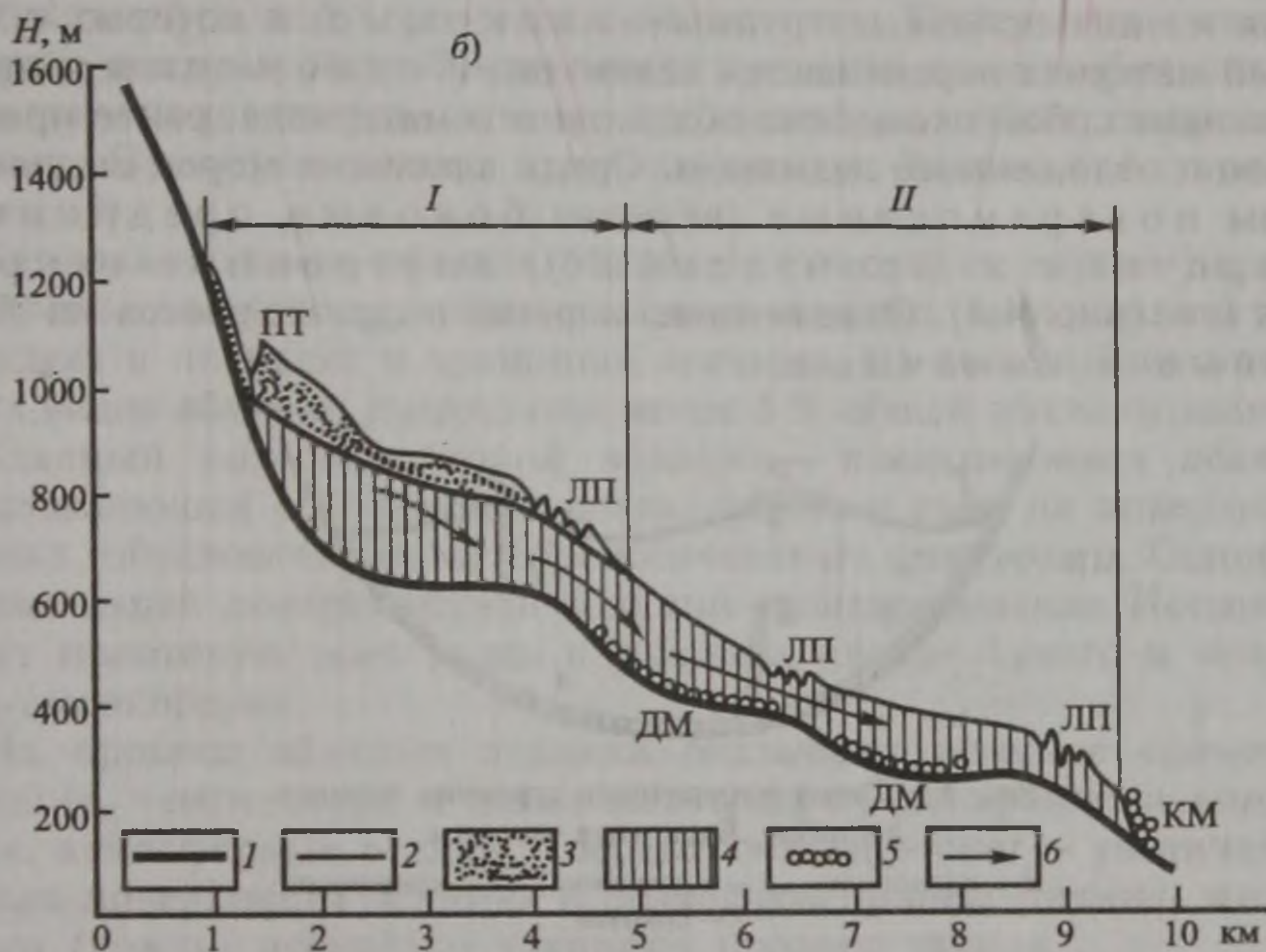
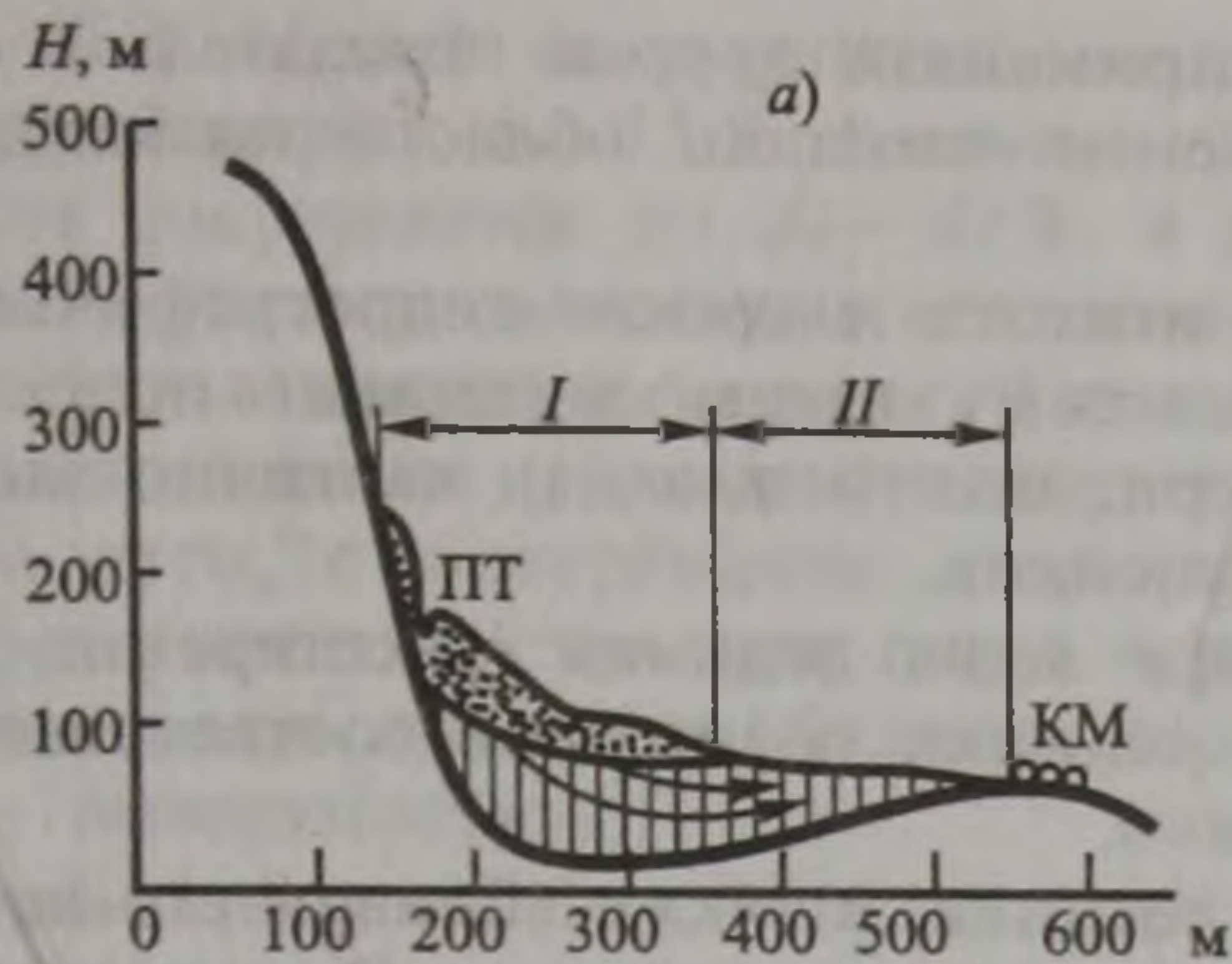


Рис. 4.3. Продольные разрезы карового (а) и долинного (б) ледников: I — область питания; II — область абляции; 1 — ложе ледника (коренные породы); 2 — поверхность ледника; 3 — снег и фирн; 4 — лед; 5 — морены; 6 — линии тока льда; ПТ — подгорная трещина; ЛП — ледопад; ДМ — придонная морена; КМ — конечная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

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

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

Значение ледникового коэффициента различно у разных ледников. В современных условиях долинные ледники Альп, Кавказа, Скандинавии имеют k_n 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 площади области питания ко всей площади ледника.

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. 4.4). Отложенные морены подразделяются на *береговые* и *конечные*.

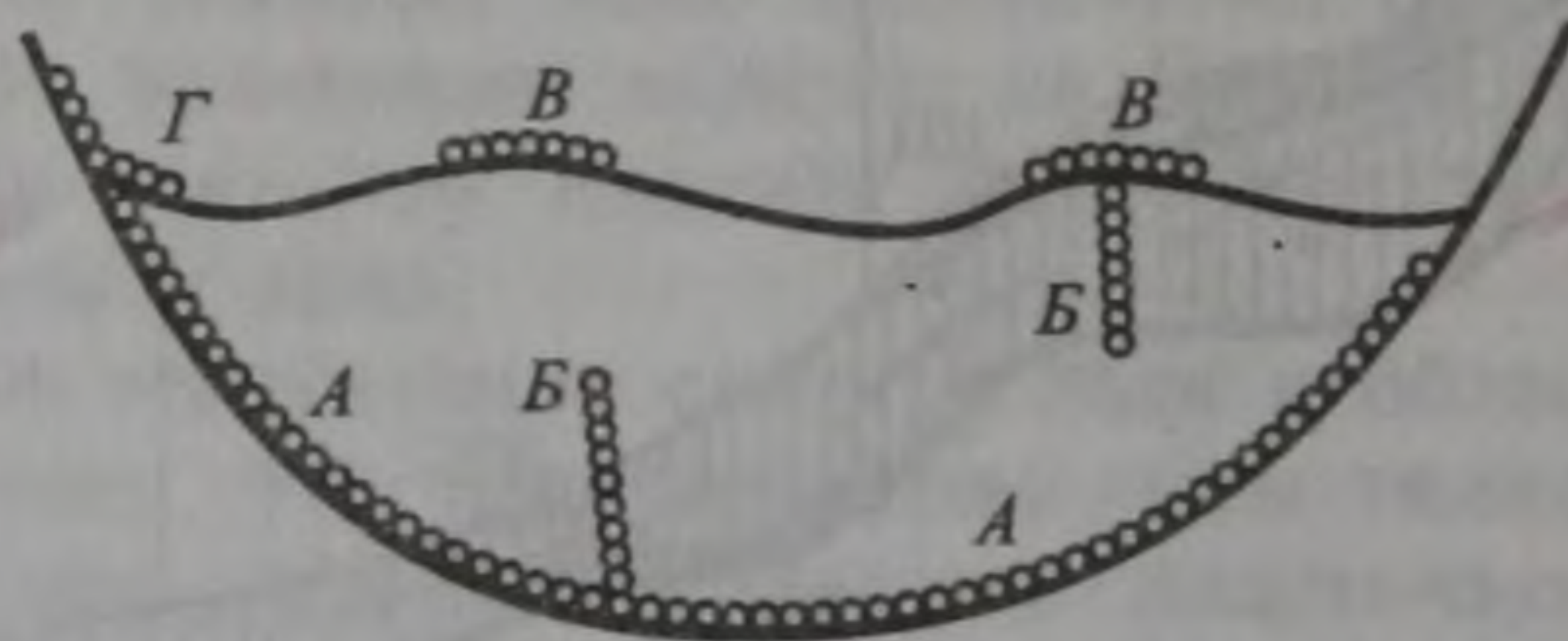


Рис. 4.4. Схема поперечного строения горного ледника. Влекомые морены:

А — придонная; Б — внутренняя; В — срединная;
Г — 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 теплоты 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 является *таяние*. Испарение играет некоторую роль лишь в условиях крайне сухого и солнечного высокогорья.

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

Абляцию обычно выражают в массовых или объемных единицах (млн т в год или млн м³ воды в год), 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, которые увлекаются морскими течениями и ветром и уже как компоненты режима океана начинают оказывать на морские воды опресняющее и охлаждающее воздействие.

Талые воды ледников играют важную роль в круговороте воды в природе. Наибольший вклад дает таяние в океане айсбергов — отколовшихся частей покровных ледников. Так, по данным монографии «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли», Антарктида дает ледниковый сток в океан в размере 2,31 тыс. км³ год,

Гренландия и арктические острова — 0,70 тыс. км³ воды в год. Таяние горных ледников, по данным А. Н. Кренке, дает в среднем 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. В области питания наблюдается положительный баланс массы льда, ниже — отрицательный. Между этими областями, на границе питания ледника баланс массы нулевой.

Граница питания ледника может совпадать с фирновой линией, отделяющей область распространения фирна от области обнаженного льда, но может лежать и несколько ниже фирновой линии.

В этом случае между границей фирна и границей питания ледника находится полоса так называемого «наложенного» льда, образовавшегося в результате повторного замерзания талой воды (зона ледяного питания).

4.5. РЕЖИМ И ДВИЖЕНИЕ ЛЕДНИКОВ

Под *режимом ледника* 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 $\Delta U_n = 0$ и ледник должен быть стабилен. Если аккумуляция превышает абляцию, то $\Delta U_n > 0$ и ледник должен нарастать и наступать. Если абляция перекрывает аккумуляцию, то $\Delta U_n < 0$, 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, но 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, сезонного 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. Наступание ледников обычно наблюдается в холодные и влажные периоды, отступление — в теплые и сухие. Колебания ледников отмечаются и в современную геологическую эпоху.

Значительные изменения претерпел, например, ледяной покров Гренландии. По данным О. П. Чижова (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

наступление выводных ледников Гренландии в историческое время отмечалось в XVII—XIX вв., когда эти ледники погребли остатки поселений норманнов, живших на юге западной части Гренландии в X—XV вв. Последний этап отступления ледников зафиксирован на западном побережье с начала, а на северном — с 20-х годов XX в.

Значительное наступание горных ледников, по-видимому, вызванное сильным похолоданием и увеличением увлажненности, отмечалось в горах Европы в IX—VIII 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 столетия 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 гг. 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. 3.1).

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 °С, а к концу XXI в. — на 4 °С), 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.

Движение ледников. От наступания и отступления ледников, связанных в основном с изменением условий их питания и таяния, следует отличать *движение ледников*, проявляющееся в перемеще-

нии (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 вязкопластичным. В последнем случае движение льда в леднике должно подчиняться закону ламинарного движения (2.31): скорость движения льда (v_n) пропорциональна квадрату толщины ледника (h_n) и первой степени уклона его поверхности I_n :

$$v_n = k h_n^2 I_n, \quad (4.5)$$

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_n , м/сут, величина коэффициента k оказалась равной 0,014.

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

Обычно скорости движения ледников незначительны и измеряются сантиметрами в сутки или метрами в год. Наибольшая скорость движения свойственна краевым частям мощных покровных ледников Антарктиды и Гренландии (выводным ледникам) и крупным 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 во многих ледниковых системах — на Аляске, Шпицбергене, в Исландии, Альпах, в горах Центральной Азии.

Хорошо изучен (Л. 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-Джимарайского 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 предыдущей¹. 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.

В настоящее время отечественные гляциологи (Института географии РАН, географического факультета МГУ и других организаций) изучают причины и особенности Кармадонской катастрофы. Обсуждается также вопрос о том, являются ли эти события необычной подвижкой льда, ледо-каменным селом 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.

¹ 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. Рототаевой, Л. В. Десинова, И. А. Зотикова, Н. И. Осокина (Институт географии РАН, 2003).

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

Роль горных ледников в питании рек в целом невелика. Как отмечалось выше, в среднем на земном шаре величина ежегодного ледникового питания рек составляет 412 км^3 , т. е. менее 1 % общего объема речного стока, равного $41,7 \text{ тыс. км}^3$ в областях внешнего стока и около $1,0 \text{ тыс. км}^3$ в областях внутреннего стока. Из формирующегося ежегодно 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 крупных рек, стекающих с покрытых ледниками гор, доля ледникового питания может достигать 10–15 %, а у малых рек в непосредственной близости от ледников — и 40–60 %.

Вклад ледникового стока в суммарный сток реки и регулирующее влияние ледников на сток тем больше, чем больше относительная площадь оледенения, равная отношению площади, занятой ледниками, к полной площади бассейна реки для данного замыкающего створа (рис. 4.5). Благодаря аккумулятивному влиянию ледника большим массам воды ледники оказывают регулирующее влияние на речной сток.

Многолетнее регулирование стока ледниками заключается в том, что талая вода ледников компенсирует недостаток воды в реках в засушливые годы. Это объясняется не просто водоотдачей ледников в засушливые годы, когда снеговое и дождевое питание рек сокращается, но и усилением этой водоотдачи в периоды с повышенной температурой воздуха. Дело в том, что повышенные годовые

величины температуры воздуха и пониженные годовые количества осадков, как правило, наблюдаются одновременно (связь температуры и увлажненности, как показали О. А. Дроздов и 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

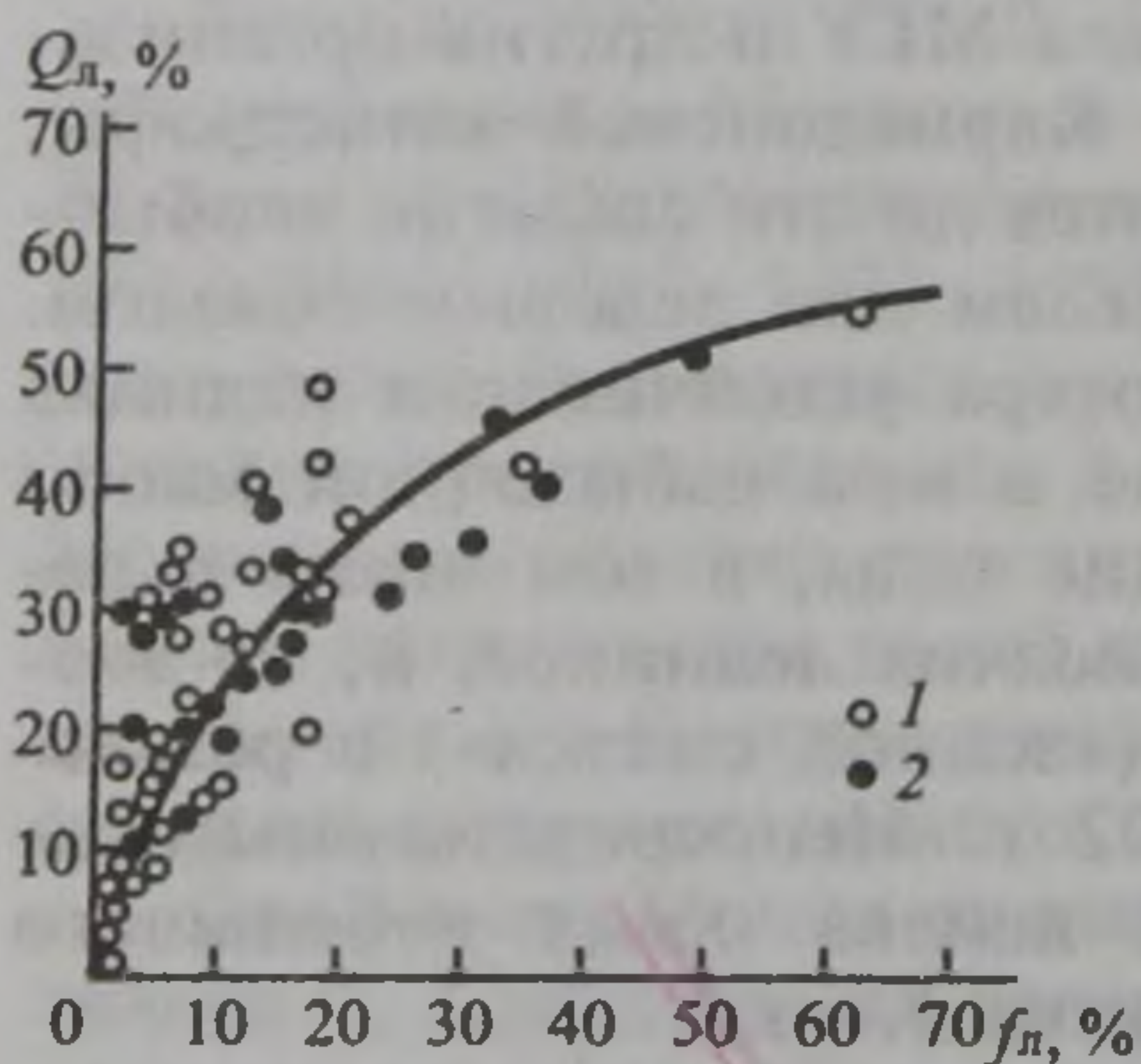


Рис. 4.5. Зависимость доли ледниковой составляющей годового стока ($Q_{л}$, %) от относительной площади оледенения бассейна (по Г. Н. Голубеву):

1 — Средняя Азия; 2 — Кавказ

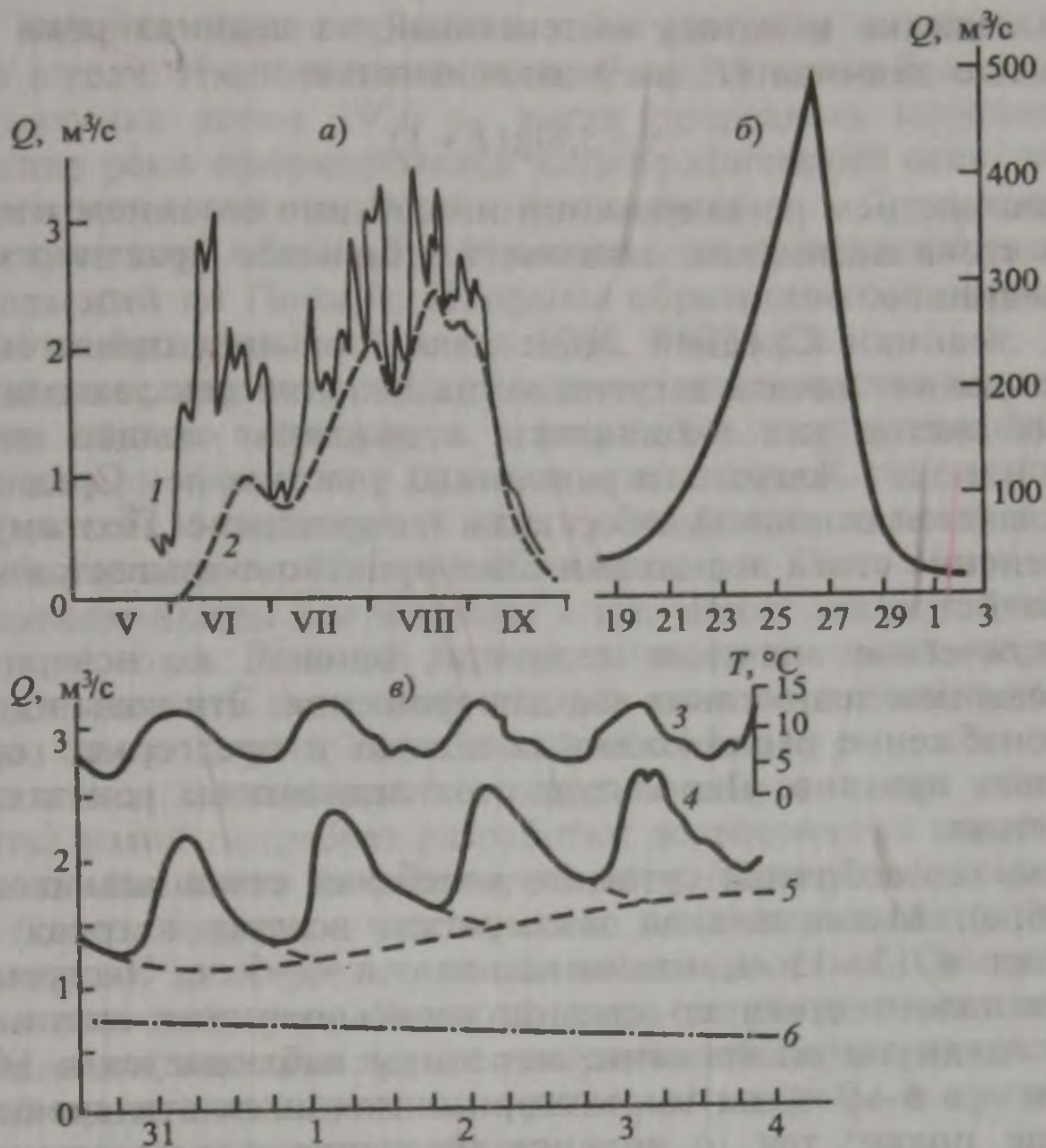


Рис. 4.6. Типичные гидрографы ледниковых рек (по Г. Н. Голубеву):
a — гидрограф р. Джанкуат на Кавказе в 1969 г. (1 — суммарный сток, 2 — сток с ледника); *б* — паводок на р. Иньльчек 19 сентября — 3 октября 1964 г., сформировавшийся в результате прорыва надледникового оз. Мерцбахера;
в — суточные колебания температуры воздуха (3) и расхода воды в бассейне р. Джанкуат 31 июля — 4 августа 1970 г. (4 — сток с открытого льда, 5 — сток из фирновой области, 6 — сток с неледниковой части бассейна)

снежно-фирновая толща, содержащая гравитационную воду, является причиной сдвига максимального стока по отношению к максимальной температуре воздуха. Поэтому на реках с ледниковым питанием максимум стока обычно смещается на вторую половину лета (рис. 4.6, *a*).

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

Чем больше площадь ледника, тем больше запаздывание между максимумом температуры воздуха и следующими за ним максимумом таяния и временем поступления талой воды в реку. По Г. Н. Голубеву, время добегания (τ , сут) талой воды с удаленных частей

горного ледника к истоку вытекающей из ледника реки связано с площадью ледника (F , км²) зависимостью

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

В многолетнем регулировании и особенно сезонном 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 ч, минимальная — в 4—5 ч. Экстремальные значения талого стока со среднегорных долинных ледников несколько сдвинуты во времени: максимум наблюдается в 14—17 ч, минимум — в 6—9 ч, на высокогорных ледниках эти сроки наступают еще позже; так, с ледника Федченко максимальный сток отмечается в 20—24 ч, минимальный — в 9—12 ч. 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 °С, днем в летнее время она обычно не выше 0,4 °С. Талую воду ледников отличает малая минерализация (обычно не более 30—100 мг/л). В воде преобладают ионы НСО_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 причин: прорыва приледниковых озер; прорыва надледниковых озер; прорыва внутриледниковых полостей; 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 селя, 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 Иныльчек в ледник Южный Иныльчек 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. Иныльчек, как бывает почти ежегодно (рис. 4.6, б).

Пассивное использование ледовых ресурсов для обеспечения хозяйства водой потребует разработки 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:

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

Различают плотность сухого грунта и плотность грунта при естественной влажности. Плотность грунта отличается от плотности его «скелета» ρ , зависящей от характера вещества или минерала,

слагающего грунт. Например, для частиц кварцевого песка ρ приблизительно равна 2650 кг/м^3 , супесей — 2700 , суглинков — 2710 , глин — 2740 кг/м^3 .

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 $1200\text{--}1500 \text{ кг/м}^3$.

Многие рыхлые грунты представляют собой смесь частиц различной крупности. Процентное содержание (по массе) в рыхлых грунтах групп частиц (фракций) различного диаметра называют гранулометрическим, или механическим, составом грунта. Для характеристики гранулометрического состава грунта используют понятие «средний диаметр частиц грунта $D_{ср}$ » и некоторые другие величины, о которых подробнее будет сказано в разд. 6.9, посвященном речным наносам.

Практически все грунты (как рыхлые, так и скальные) обладают скважностью (пустотностью), под которой понимают наличие в грунтах пустот независимо от их размеров, формы и происхождения. Скважность, обусловленная порами, т. е. промежутками (обычно $< 0,1 \text{ мм}$) между отдельными частицами, называется пористостью. Скважность, обусловленная трещинами в грунте, называется трещиноватостью. Скважность, обусловленную наличием в грунте крупных ($> 1 \text{ мм}$) 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* (В. А. 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 p , который равен выраженному в процентах отношению объема пор $V_{пор}$ к объему всего грунта $V_{гр}$ в сухом состоянии:

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

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

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

Пористость — одна из важнейших характеристик грунта, определяющих его способность пропускать воду (см. ниже). Разные грунты обладают различной пористостью:

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

Заметим, что иногда не разделяют понятий «скважность» и «пористость» и коэффициент пористости используют для характеристики скважности (пустотности) любых грунтов.

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—400 °С.

Физически связанная вода удерживается на поверхности минералов и частиц грунта молекулярными силами и может быть удалена из грунта только при температуре не менее 90—120 °С. Этот вид воды подразделяют на прочносвязанную (гигроскопическую) и рыхлосвязанную (пленочную).

Гигроскопическая вода (рис. 5.1, а) 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.

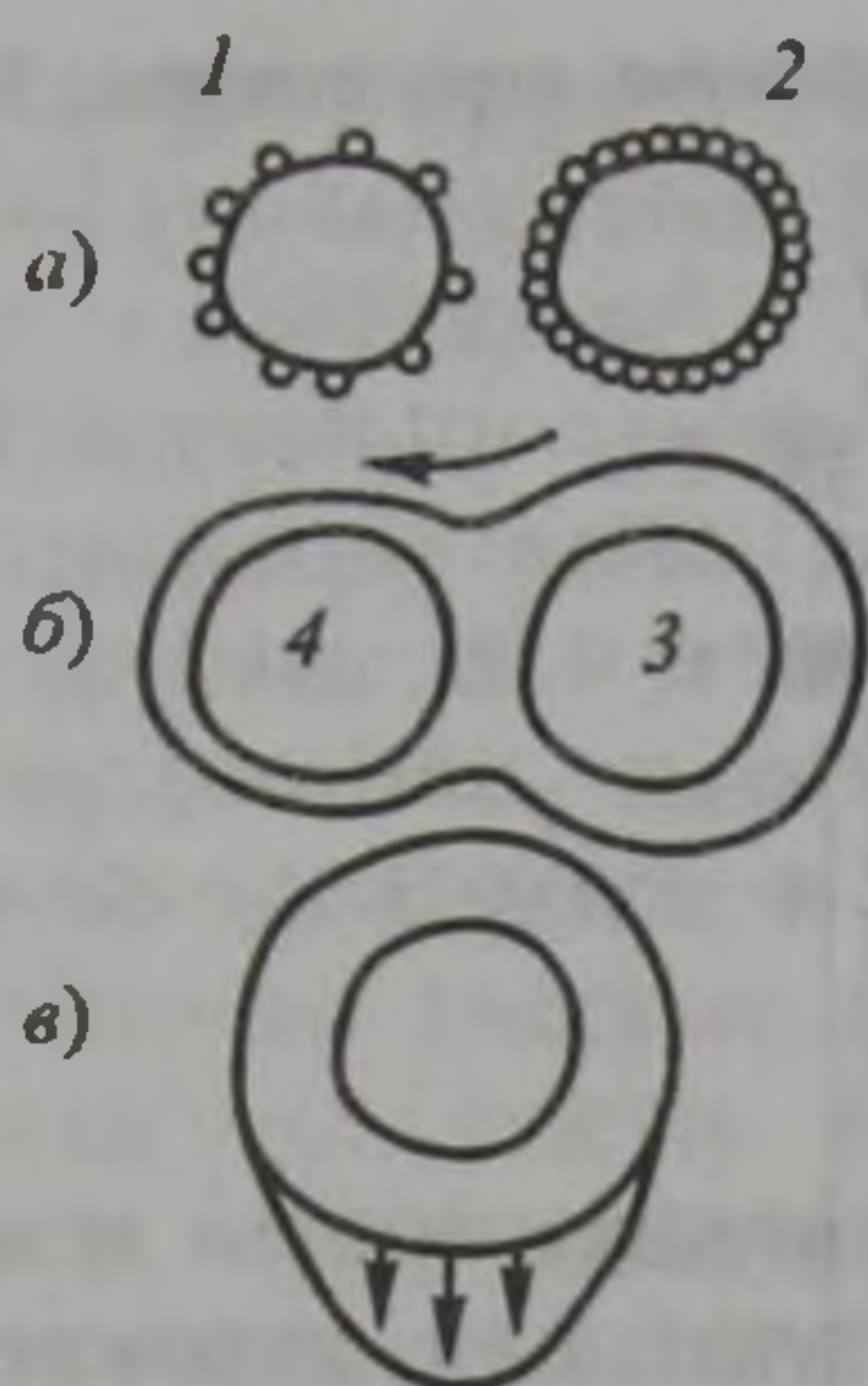


Рис. 5.1. Различные виды воды на частицах грунта (по А. Ф. Лебедеву):

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

Пленочная вода (рис. 5.1, б) 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 капиллярно-подвешенную, образующуюся в верхней части почвенного слоя, питающуюся атмосферными осадками и не связанную с нижерасположенными грунтовыми водами; капиллярно-поднятую, располагающуюся в виде капиллярной зоны («капиллярной каймы») над уровнем грунтовых вод и тесно с ним связанную; капиллярно-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 она участвует в круговороте воды в природе и ее следует включать в состав подземных вод, изучаемых гидрологией.

Свободная, или гравитационная, вода (рис. 5.1, в) — 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, прослоек 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 %:

$$W_m = (m_w/m_c)100 \% = [(m_{гp} - m_c)/m_c]100 \%, \quad (5.4)$$

где m_w — масса воды в образце грунта, кг; $m_{гp}$ — масса исследуемого грунта с естественной влажностью, кг; m_c — масса того же образца, кг, высушенного при температуре 105—106 °С. Часто вместо *массовой влажности* используют понятие *объемная влажность* $W_{об}$, которую можно определить по формуле

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

где V_w — объем воды в образце грунта, м³; V_c — объем образца грунта в абсолютно сухом состоянии, м³.

Между массовой и объемной влажностью существует соотношение $W_{об} = W_m \rho_{с.гp} / \rho_w$, где $\rho_{с.гp}$ — плотность сухого грунта, кг/м³; ρ_w — плотность воды, кг/м³.

Влагоемкостью грунта называют его способность вмещать и удерживать определенное количество воды. Под *полной влагоемкостью* $W_{пв}$ понимают суммарное содержание в грунте всех видов воды при полном заполнении всех пор. Полная влагоемкость — это максимально возможная влажность для данного грунта. Влагоемкость определяют по формуле вида (5.4) и выражают ее в процентах.

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

По аналогии с дефицитом влажности воздуха используют и понятие *дефицита влажности грунта (или недостатка насыщения) d*.

Он равен разности между полной влагоемкостью и фактической влажностью грунта. Например, оперируя объемной влажностью, можно получить:

$$d = W_{пв} - W_{об} \quad (5.6)$$

Дефицит влажности обычно выражают в процентах.

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 м³ 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.

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

Грунты по степени водопроницаемости подразделяют на шесть групп (табл. 5.1).

Таблица 5.1. Классификация грунтов по степени водопроницаемости *

Группы грунтов	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}

* По В. А. Всеволожскому.

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.

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 H в некоторых грунтах приведена ниже:

Грунт.	H , см
Песок крупнозернистый	2,0—3,5
• среднезернистый	3,5—12,0
• 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-жильные*, залегающие в отдельных тектонических трещинах.

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

По температуре подземные воды делятся на *исключительно холодные* (ниже 0°C), *весьма холодные* ($4-20^{\circ}\text{C}$), *теплые* ($20-37^{\circ}\text{C}$), *горячие* ($37-42^{\circ}\text{C}$), *весьма горячие* ($42-100^{\circ}\text{C}$), *исключительно горячие* (более 100°C). К так называемым *термальным* водам относят воды 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 — боржоми, 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.

Почвенные воды обычно просачиваются в более глубокие слои грунта и не образуют постоянного водоносного горизонта. *Почвенный сток* возникает лишь при сильных дождях или снеготаянии, если в почве имеются наклонные слабопроницаемые прослойки и если часть почвы насыщается водой. Мощность слоя с почвенной водой обычно изменяется от нескольких сантиметров до 1—1,5 м.

Инфильтрующиеся вертикально вниз под действием силы тяжести воды зоны аэрации, встречая на своем пути относительный водоупор (отдельные прослойки или линзы грунтов, обладающие слабой

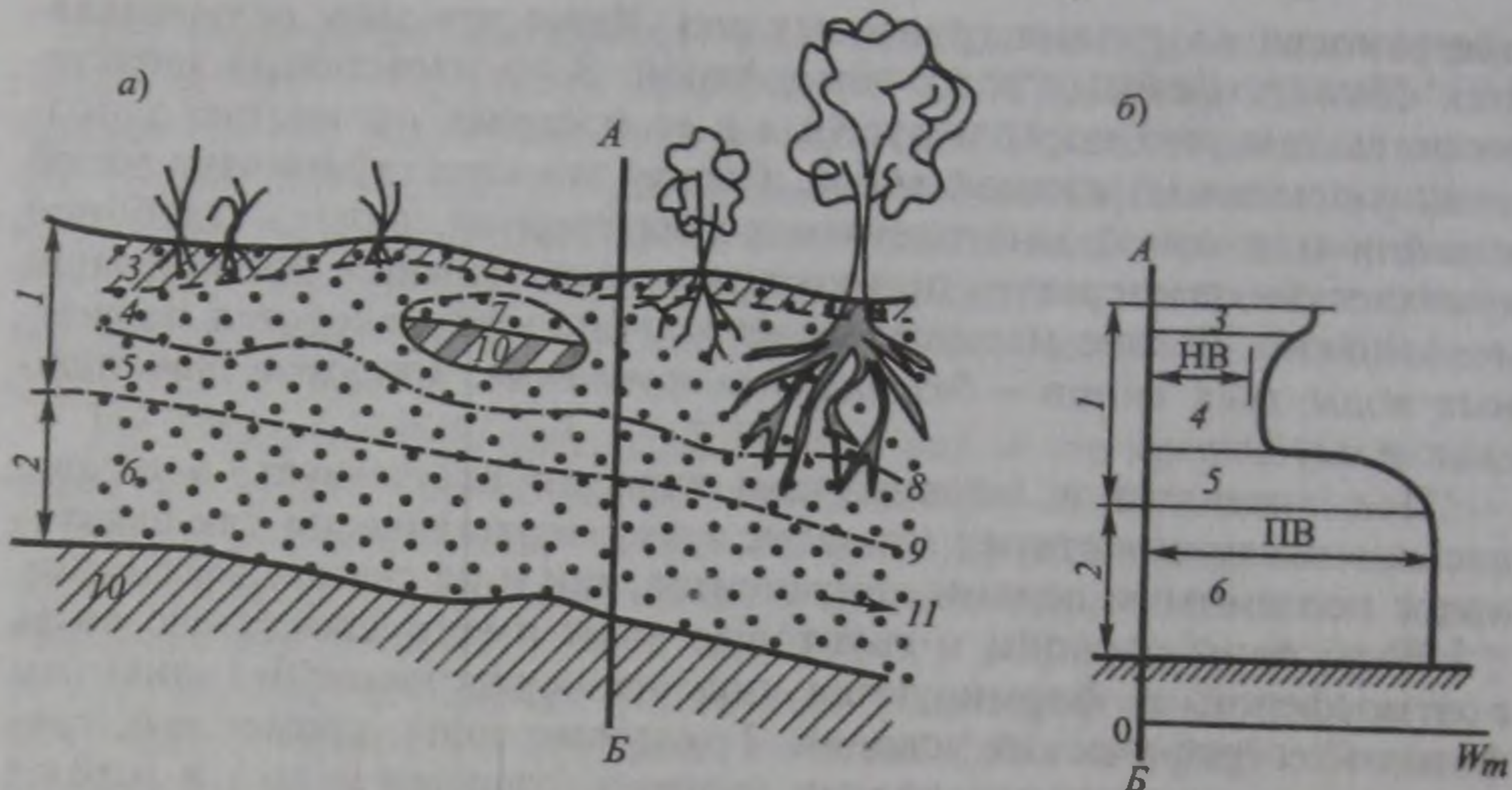


Рис. 5.2. Схема залегания вод зоны аэрации и грунтовых вод (а) и вертикального распределения влажности грунта по разрезу А—Б после обильного увлажнения (б): зоны: 1—аэрации; 2—насыщения; 3—почвенные подвешенные воды; 4—инфильтрующиеся воды зоны аэрации; 5—капиллярные; 6—грунтовые воды; 7—верховодка;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

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 собственной 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; H — 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 ведут 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*:

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

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

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

$$v_{\phi} = Q_{\phi} / \omega_n. \quad (5.8)$$

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

$$v = v_{\phi} / p', \quad (5.9)$$

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. 5.1. 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 $v_{инф}$ (выражается обычно в мм/мин). На первой стадии инфильтрации (свободное просачивание) $v_{инф}$ 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 $v_{инф}$ во времени в процессе насыщения грунта водой называется *кривой инфильтрации* (рис. 5.4).

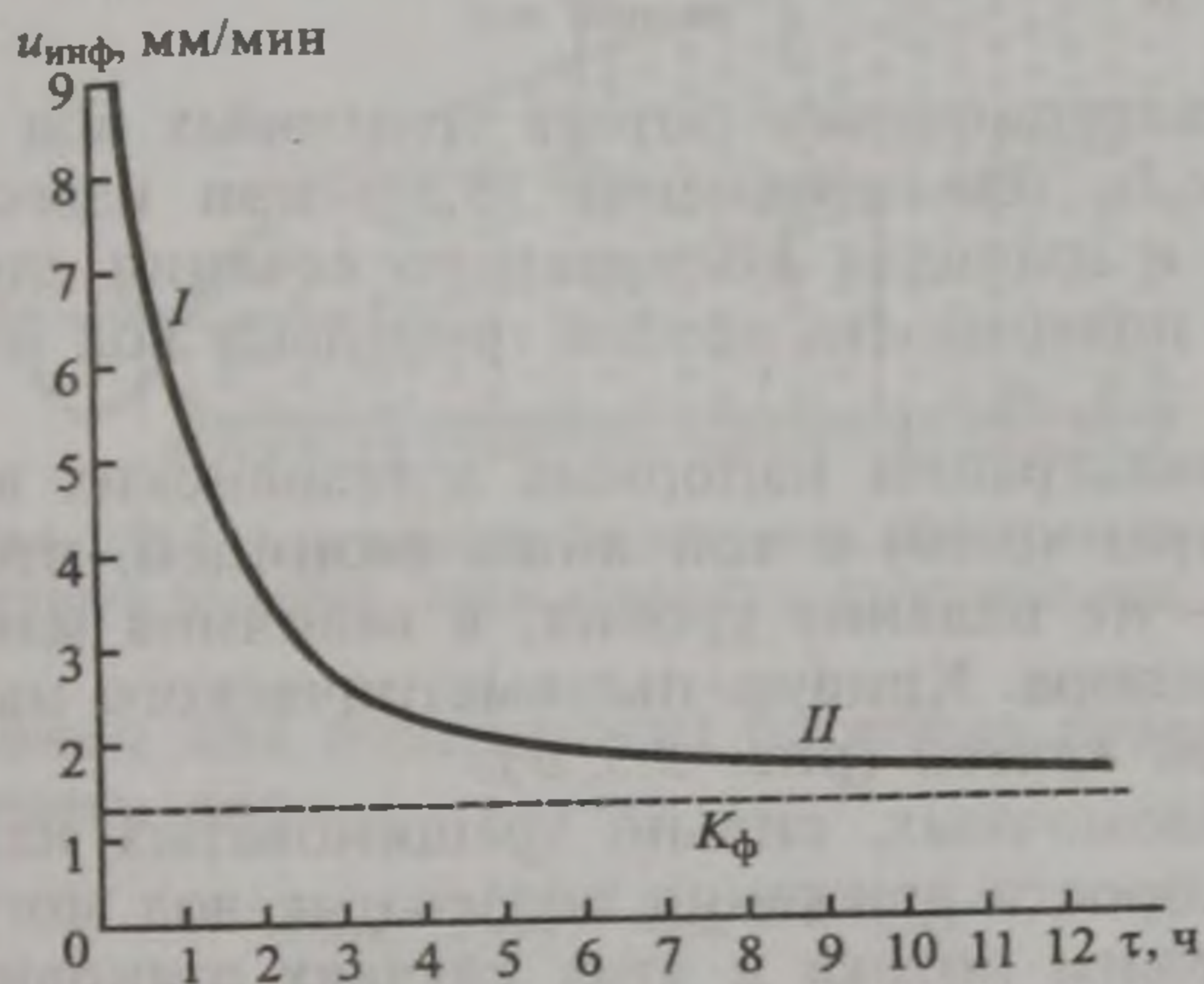


Рис. 5.4. Кривая инфильтрации:

I — свободное просачивание, *II* — нормальная инфильтрация

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, а). Тогда формула Дарси приобретает вид

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

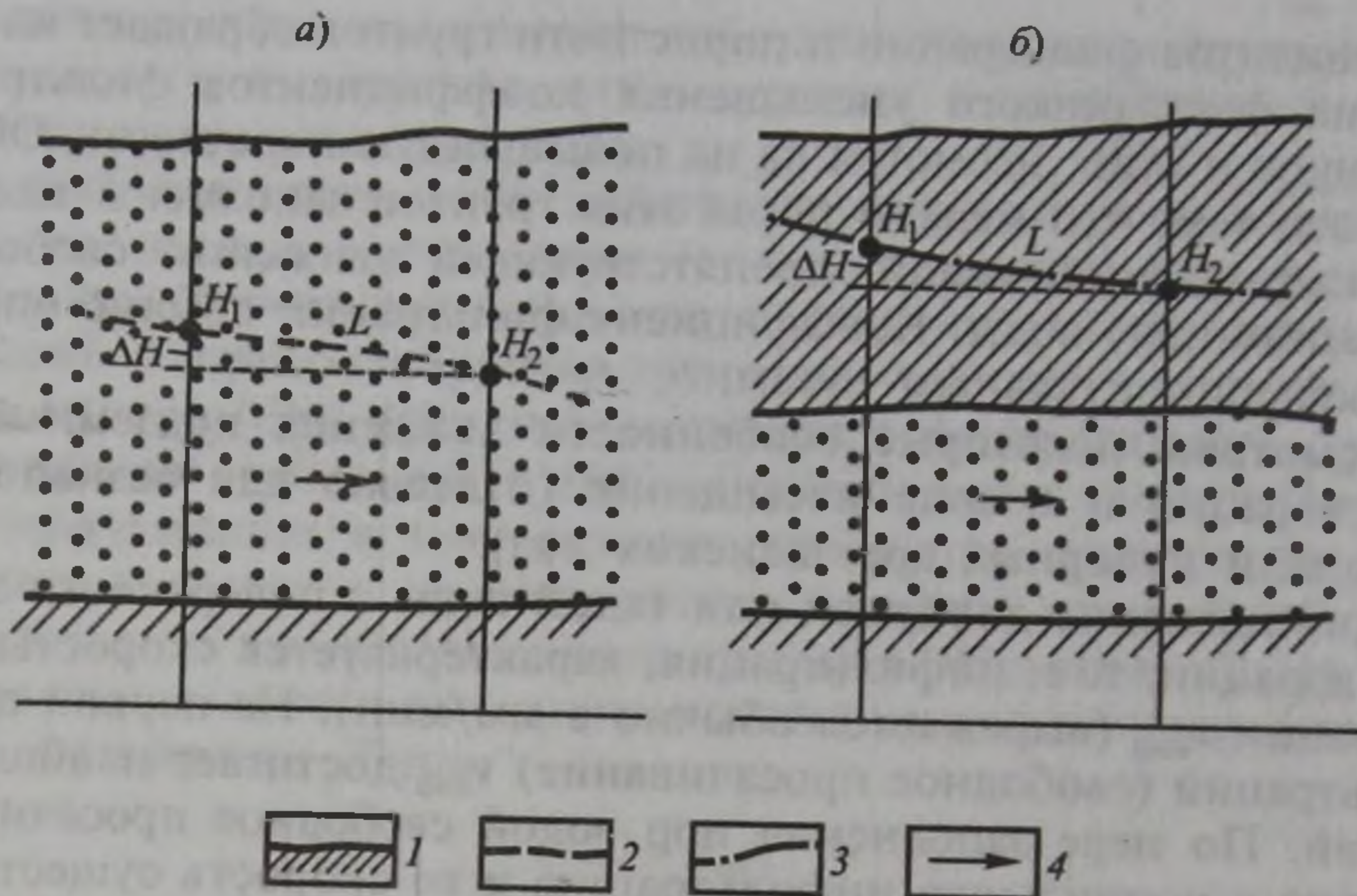


Рис. 5.5. Схема движения подземных вод в зоне насыщения:
 а — безнапорные грунтовые воды, б — напорные артезианские воды; 1 — водоупорный пласт; 2 — уровень грунтовых вод (кривая депрессии), 3 — линия пьезометрического напора (пьезометрическая); 4 — направление движения подземных вод

Расход фильтрационного потока грунтовых вод определяют по формуле $Q_{\phi} = v_{\phi} \omega_{\text{п}}$ (см. уравнение (5.8)) при известной скорости фильтрации v_{ϕ} 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:

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

где K'_{ϕ} — коэффициент турбулентной фильтрации, который определяют опытным путем.

Линейный закон фильтрации Дарси (5.7) может быть нарушен и по другой причине. Как указывает В. А. Всеволожский (1991), это может произойти при небольших скоростях фильтрации в тонкодисперсных породах, и связано с проявлением сил молекулярного взаимодействия частиц воды и породы при вязкопластичном характере движения воды.

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 напишем для каждого из этих элементов уравнение водного баланса согласно общим положениям, сформулированным в гл. 2.

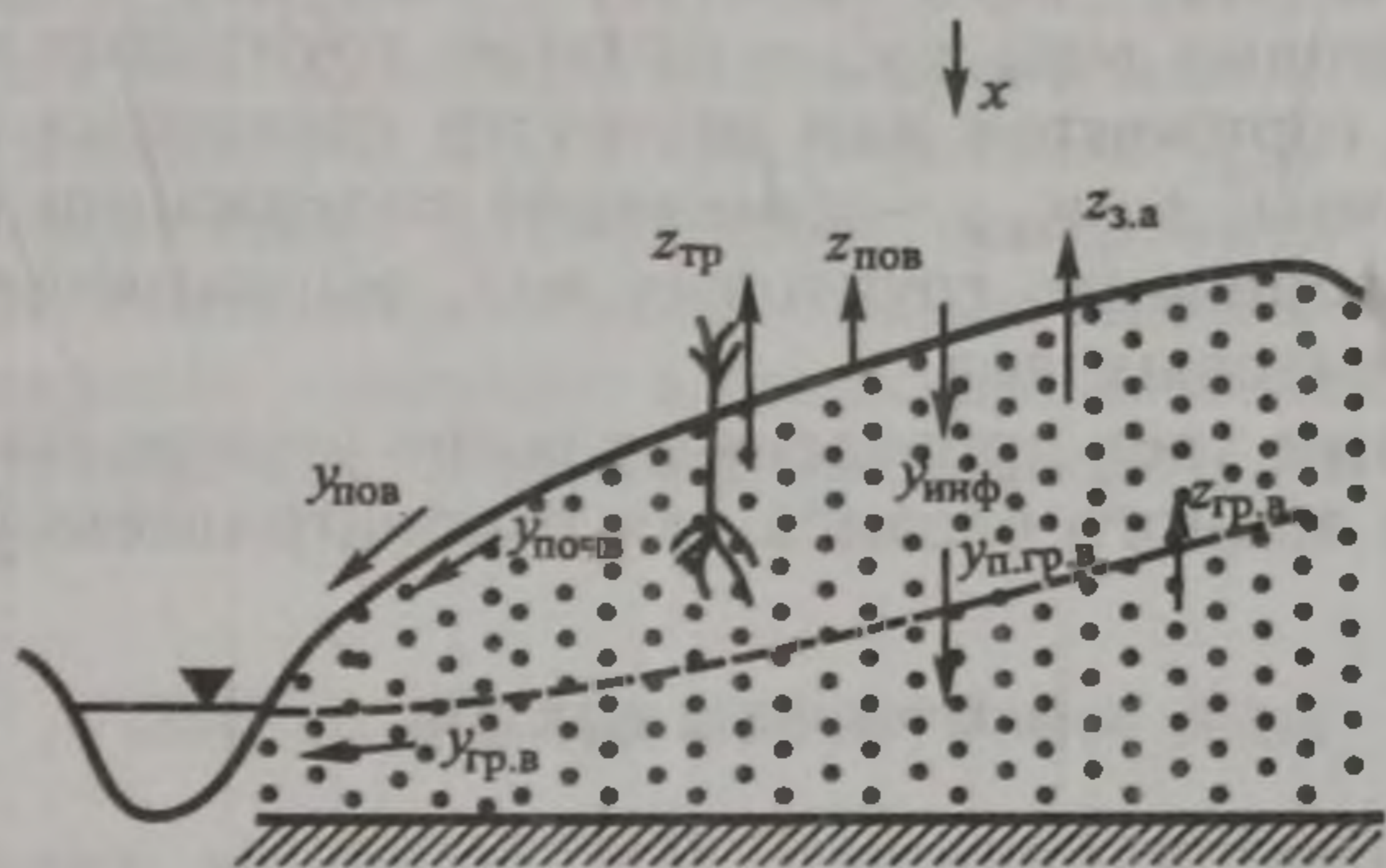


Рис. 5.6. Схема водного баланса для поверхности речного бассейна, зоны аэрации и грунтовых вод

Непосредственно для поверхности бассейна уравнение водного баланса будет иметь вид

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

где x — атмосферные осадки на поверхности бассейна; $y_{\text{пов}}$ — поверхностный (склоновый) сток; $u_{\text{инф}}$ — вода, поступившая в зону аэрации в процессе инфильтрации; $z_{\text{пов}}$ — испарение непосредственно с поверхности почвы и смоченных водой растений, с участков, залитых водой, и т. д.; $\pm \Delta u_{\text{пов}}$ — изменение содержания (запасов) воды в неровностях поверхности бассейна, например в водных объектах на этой поверхности.

Для зоны аэрации получим уравнение водного баланса в таком виде:

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

где $u_{\text{инф}}$ — поступление воды в процессе инфильтрации с поверхности (см. предыдущее уравнение); $u_{\text{почв}}$ — сток в почвенном слое (так называемый «почвенный», или «подповерхностный», сток); $u_{\text{пит.гр.в}}$ —

вода, поступающая из зоны аэрации в грунтовые воды и участвующая в их питании; $z_{тр}$ — поглощение воды из зоны аэрации корневой системой растений (десукция) и затрачиваемой впоследствии на транспирацию, а частично на увеличение биомассы растений; $z_{з.а}$ — подземное испарение воды из зоны аэрации и потери ее в атмосферу; $z_{гр.в}$ — испарение воды с поверхности грунтовых вод (эта вода идет на пополнение содержания вод в зоне аэрации); $\pm \Delta u_{з.в}$ — изменение содержания (запасов) воды в зоне аэрации (включая почву), выражающееся в изменении влажности грунтов.

Для водоносного горизонта грунтовых вод уравнение водного баланса имеет вид

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

где $U_{пит.гр.в}$ — питание грунтовых вод из зоны аэрации (см. предыдущее уравнение); $y_{гр.в}$ — сток грунтовых вод; $z_{гр.в}$ — испарение с поверхности грунтовых вод; $\pm y_{гл}$ — питание грунтовых вод из глубинных напорных горизонтов или разгрузка грунтовых вод в эти глубинные горизонты; $\pm \Delta u_{гр.в}$ — 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:

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

где

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

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

$$\pm \Delta u = \pm \Delta u_{пов} \pm \Delta u_{з.а} \pm \Delta u_{гр.в}. \quad (5.18)$$

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 $\pm \Delta u_{гр.в}$ — величина изменения уровня грунтовых вод), либо в объемных единицах.

Исследование роли зоны аэрации и грунтовых вод в формировании водного баланса речных бассейнов в различных природных условиях показало: 1) значение зоны аэрации в вертикальном водообмене в речном бассейне весьма велико; 2) в речном стоке существенная доля приходится на подземную составляющую; 3) в величине испарения основная роль принадлежит транспирации.

5.5.2. Водный режим зоны аэрации

Водный режим зоны аэрации в основном определяется режимом поступления в нее инфильтрующихся вод после дождей или снеготаяния. Изменение содержания воды в зоне аэрации зависит от соотношения составляющих уравнения водного баланса (5.13).

Различают три основных типа водного режима зоны аэрации. Для их характеристики рассмотрим уравнение водного баланса зоны аэрации (5.13) для многолетнего периода, когда $\Delta u_{з.а.} = 0$. При промывном типе водного режима величина инфильтрации $u_{инф}$ превышает потери на десукцию корневой системой растений $z_{тр}$ и подземное испарение $z_{з.а.}$: в уравнении (5.13) $u_{инф} > z_{тр} + z_{з.а.}$. Излишки воды идут на формирование почвенного стока $u_{почв}$ и питание грунтовых вод $u_{пит.гр.в.}$. При компенсированном типе водного режима $u_{инф} \sim z_{тр} + z_{з.а.}$. Испарительный (или выпотный) тип режима характеризуется преобладанием транспирации и подземного испарения над инфильтрацией: $u_{инф} < z_{тр} + z_{з.а.}$. В этом случае недостаток воды возмещается испарением грунтовых вод. Поскольку грунтовые воды обычно имеют повышенную минерализацию, их испарение приводит к накоплению солей в почве и к ее засолению. Одновременно с этим увеличивается и минерализация грунтовых вод.

5.5.3. Режим грунтовых вод

Под *режимом грунтовых вод* понимаются закономерные пространственно-временные изменения их 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 талыми водами. Режим грунтовых вод зависит и от гидрологических факторов — 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 $\pm \Delta u_{гр.в.}$ выразим через изменение их уровня $\pm \Delta H$. Сток грунтовых вод $u_{гр.в.}$ представим как разность расходов притока и оттока грунтовых вод (соответственно $Q_{пр}$ и $Q_{отт}$), отнесенных к площади водоносного горизонта F (m^2). 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:

$$a \Delta H = (Q_{пр} - Q_{отт}) \Delta t / F + u_{пит.гр.в.} + z_{гр.в.} \pm u_{гл}, \quad (5.19)$$

где $u_{пит.гр.в.}$ — 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. разд. 5.2.3); при этом μ и a должны быть выражены не в процентах, 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 $z_{гр}$, 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).

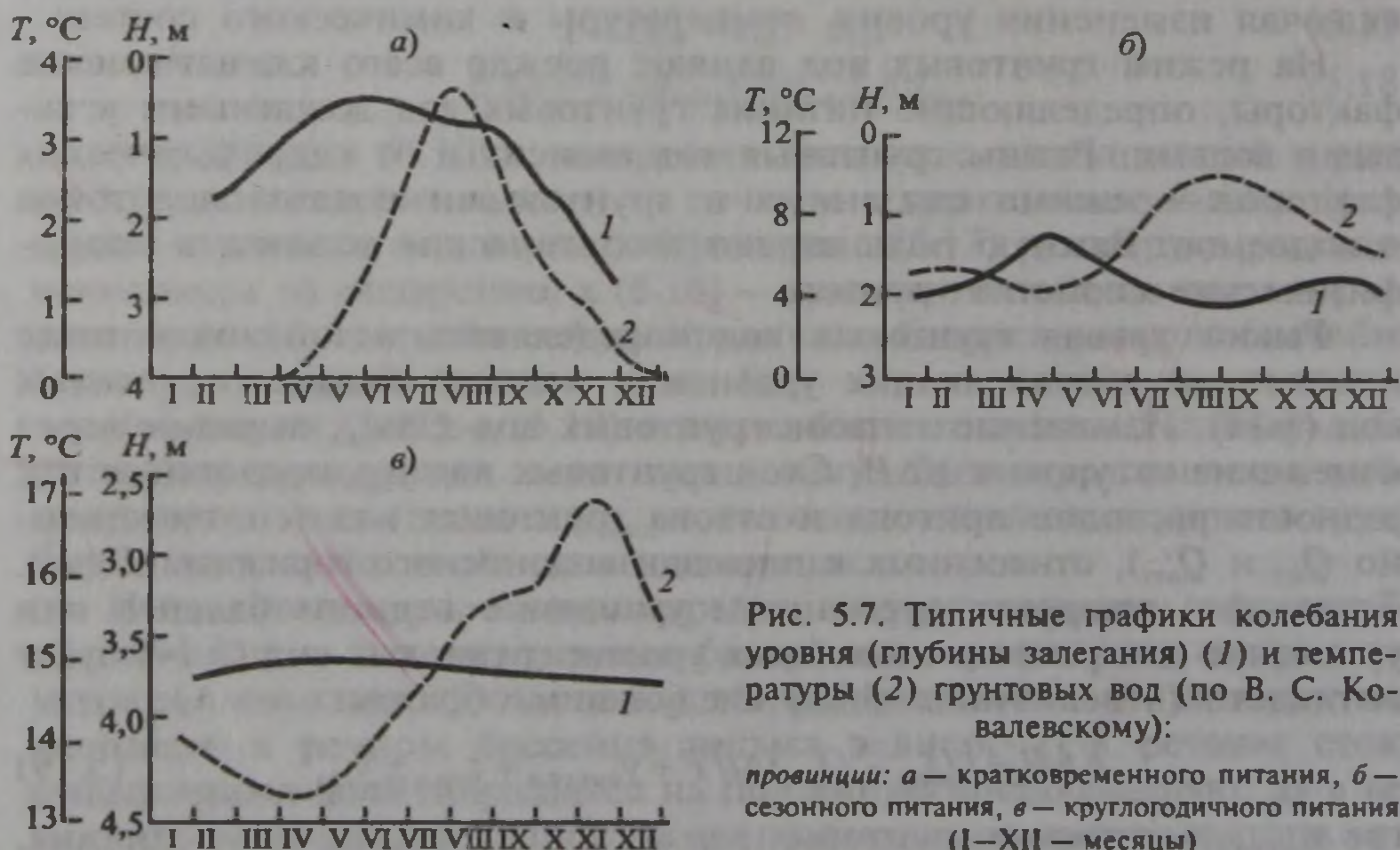


Рис. 5.7. Типичные графики колебания уровня (глубины залегания) (1) и температуры (2) грунтовых вод (по В. С. Ковалевскому):

провинции: а — кратковременного питания, б — сезонного питания, в — круглогодичного питания (I—XII — месяцы)

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).

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 — 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 °С); 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 °С и примерно соответствует средней многолетней температуре воздуха на поверхности земли, обычно превышая ее всего на 1—3 °С. На больших глубинах температура постепенно увеличивается с глубиной в соответствии с характерным для данного района так называемым геотермическим градиентом.

Наиболее типичны сезонные колебания температуры грунтовых вод. Типы этих колебаний хорошо соответствуют типам водного режима грунтовых вод (см. рис. 5.7).

В провинции кратковременного летнего питания в многомерзлотных грунтах температура грунтовых вод даже в летние месяцы редко достигает 8—10 °С. Зимой грунтовые воды деятельного слоя промерзают. В провинции сезонного питания четко выражен и сезонный ход температуры грунтовых вод, осложненный ее понижением в периоды инфильтрации талых вод. Колебания температуры грунтовых вод в этой провинции чаще всего наблюдаются в пределах от 2—5 до 10—12 °С, реже — до 16—20 °С. В провинции круглогодичного питания температура грунтовых вод обычно колеблется в пределах от 10 до 20—25 °С, а в наиболее теплых районах, как, например, в Таджикистане, — от 15—16 до 33—36 °С.

Гидрохимический режим грунтовых вод (изменение их минерализации и химического состава) также связан с водным режимом и характером питания и разгрузки грунтовых вод. Наиболее важное значение имеют разбавление грунтовых вод пресными дождевыми и талыми водами и интенсивность испарения воды.

В провинции кратковременного летнего питания минимальная минерализация грунтовых вод, иногда 5—30 мг/л, отмечается в весеннее и летнее время в результате разбавления грунтовых вод 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 колеблется 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 с севера 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. Существование 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 2,2 тыс. км³ не дренируемых реками подземных вод.

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.

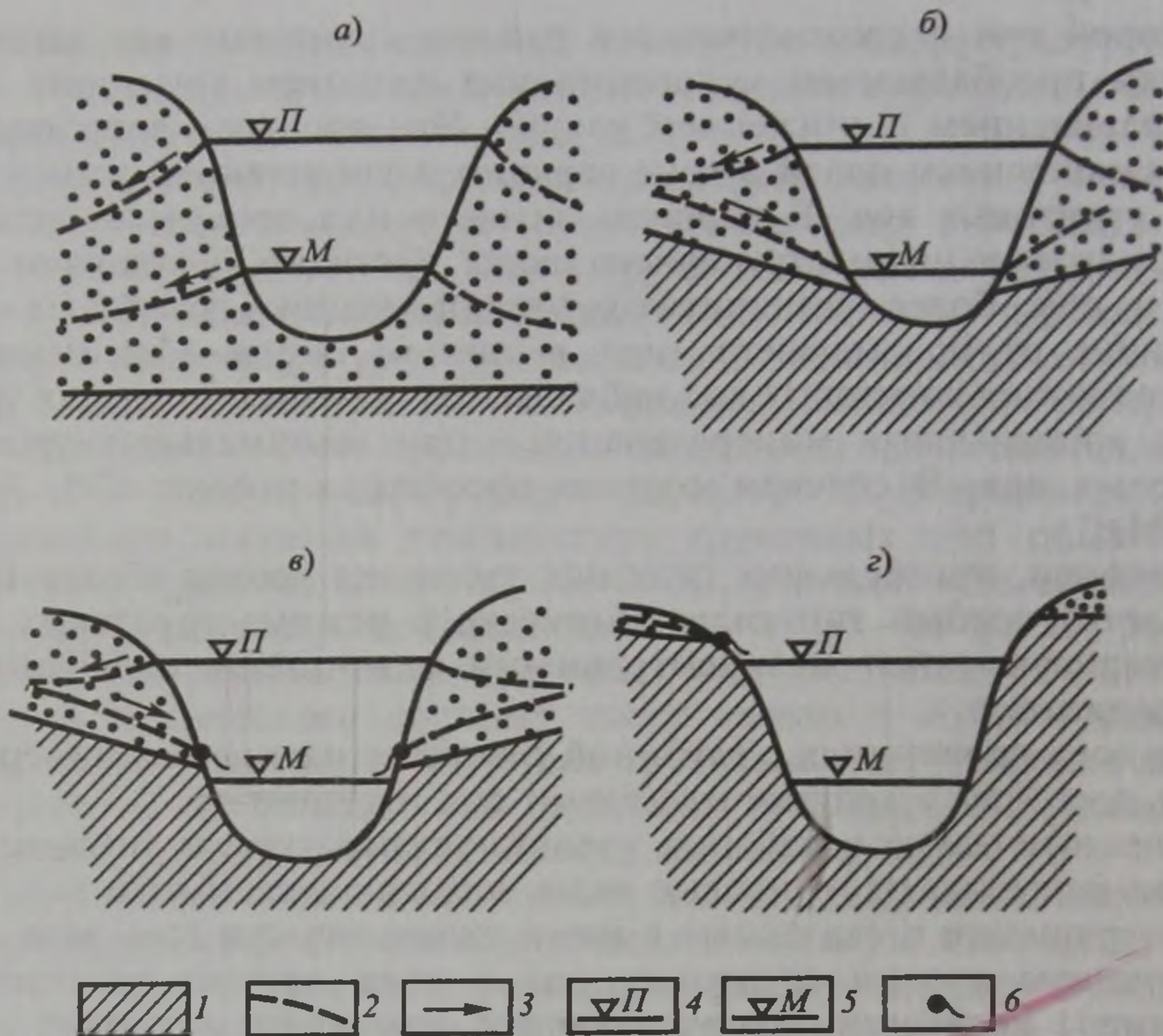


Рис. 5.8. Схема взаимодействия речных и грунтовых вод:

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 одно- 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, *a*), 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»

(В. А. 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* (В. А. 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) зависят от гидрогеологического строения прилегающей к водному объекту территории и от режима уровней воды в водном объекте.

В целом же подземные воды являются одним из важнейших видов питания рек (см. разд. 6.3). По водно-балансовым оценкам для всего земного шара на долю подземного питания рек приходится около 30 % речного стока. При величине речного стока, поступающего в океан, 41,7 тыс. км³ в год на долю подземного питания приходится, таким образом, 12,5 тыс. км³ воды 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, мерзлотно-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 вышележащих осадочных толщ с формированием на поверхности замкнутых понижений — *блюдец, 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, колодцы*, 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, *булгунняхи (пинго) и гидролакколиты*.

Наледи подземных вод — это массивы льда, образующиеся при намораживании излившихся на поверхность земли грунтовых вод. В области многолетнемерзлых пород различают *наледи надмерзлотных, подмерзлотных и межмерзлотных вод*, а в области сезонномерзлых или кратковременномерзлых пород — так называемые *ключевые и грунтовые наледи*. Наиболее крупные наледи занимают десятки квадратных километров при толщине льда до 12 м.

Термокарст — это образование просадочных форм рельефа в результате 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 (В. А. 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 поверх-

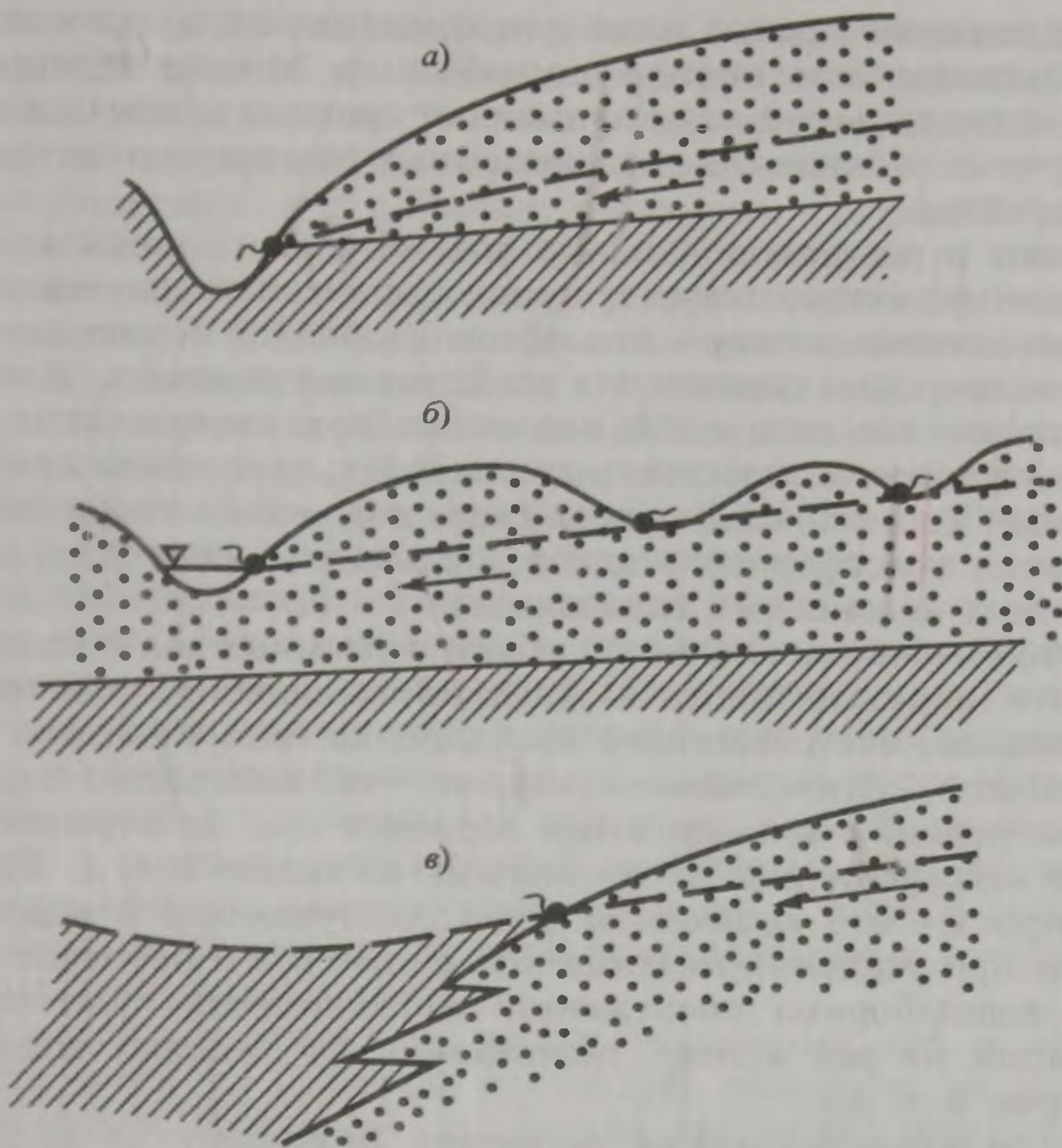


Рис. 5.9. Основные схемы формирования естественных выходов грунтовых вод (источников или родников) на земную поверхность (по В. А. Всеволожскому):

a — контактовый; *б* — депрессионный; *в* — экранированный. Условные обозначения см. на рис. 5.8

ности, 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.

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 применяют 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 («магзинирования»). *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 км³/год) не связана с поверхностными водами и определена исходя из условия сработки естественных запасов подземных вод в течение 50-летнего периода эксплуатации.

В настоящее время естественные статические (вековые) запасы пресных подземных вод в России, по данным РосНИИВХа, оцениваются в 28 тыс. км³. В питании рек участвуют в год 788 км³ подземных вод. Эксплуатационные ресурсы подземных вод в России оцениваются в 317 км³/год. Ежегодно на хозяйственные нужды в России откачивается до 12 км³ подземных вод разных типов, используется же около 10 км³ в год (78 % — для хозяйственно-питьевого водоснабжения, 20 % — для производственно-технического водоснабжения, 2 % — для орошения). В 2001 г. в России было использовано около 9 км³ пресных подземных вод.

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 уровня, 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. к местному резкому понижению уровня грунтовых вод, а также 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 крупных размеров, 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 замерзнуть 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 2115 км³ воды, или всего лишь 0,0002 % объема вод гидросферы. Несмотря на такой малый объем речных вод роль рек как путей сосредоточенного стока в круговороте вещества и энергии на земном шаре 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 «сток». *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. Поэтому речной сток — важнейший элемент материкового звена глобального круговорота воды и веществ, а также мощный геологический агент, главнейший фактор, определяющий взаимосвязь между различными объектами суши и гидросферы.

6.1. РЕКИ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Сведения о важнейших реках земного шара приведены в табл. 6.1. Наибольшую среди всех рек площадь бассейна имеет *Амазонка*, наибольшую длину — *Нил*; Амазонка также самая водоносная река мира (на ее долю приходится 16,6% стока всех рек). Наиболее крупные реки находятся в Южной Америке, Африке, Азии.

Таблица 6.1. Важнейшие реки России и зарубежного мира

Река	Площадь бассейна, тыс. км ²	Длина, км	Средний многолетний сток	
			воды, км ³ /год	взвешенных наносов, млн т/год
<i>Европа</i>				
Волга	1360	3530	245	14/6,0
Дунай	817	2860	205	52/40
Днепр	504	2200	53/43	—
Дон	422	1870	27,5/21,6	4,7/2,0
Сев. Двина	357	744	105	3,5
Печора	322	1810	108	6,6
Нева	281	74	78,4	0,6
Рейн	249 ¹	1400	90 ¹	3,5 ¹
Кубань	57,9	870	11,7	8,6/0,9
<i>Азия</i>				
Обь	2990	3650 ²	397	15,5
Енисей	2580	3490	577	12,5/4,2
Лена	2490	4400	533	20,7
Амур	1855	2820	355	—
Янцзы	1800	5520	888	471
Ганг	1640 ³	2200	1330 ³	1060 ³
Инд	970	3200	240	59
Меконг	810	4500	438	94,5
Хуанхэ	745	4670	45,9/26,6	1185/644
Колыма	647	2130	103	10,2
Индигирка	360	1726	50,2	11,7
Яна	238	872	34,9	4,6
<i>Африка</i>				
Конго	3800	4700	1200	43
Нил	2870	6670 ⁴	70/35	120/12

Река	Площадь бассейна, тыс. км ²	Длина, км	Средний многолетний сток	
			воды, км ³ /год	взвешенных наносов, млн т/год
Нигер	2090	4160	200	40
Замбези	1330	2660	100	20
<i>Северная Америка</i>				
Миссисипи	3300	6260 ⁵	490	400/210
Маккензи	1800	4240 ⁶	330	100
Св. Лаврентия	1200	3100	450	4,0
Юкон	840	3700	210	60
Колумбия	670	2000	250	9,7
<i>Южная Америка</i>				
Амазонка	6300	6400 ⁷	6300	1200
Парана	2800 ⁸	4800	470 ⁸	79 ⁸
Ориноко	990	2800	1100	210/150
Тонкантанс	700	1600	350	—
<i>Австралия</i>				
Муррей (Марри)	1100	3500	12	28

Примечания. Для величин стока (когда имелись надежные данные) в числителе — до, в знаменателе после значительных антропогенных изменений стока; прочерк означает отсутствие данных.

¹ С Маасом; ² с Иртышом; ³ с Брахмапутрой и Мегхной; ⁴ с Кагерой; ⁵ с Миссури; ⁶ с Атабаской; ⁷ с Укаяли; ⁸ с Уругваем.

Данные по большинству зарубежных рек — согласно [G. P. Milliman et al., 1995].

На территории России, по данным РосНИИВХа, 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.

По величине площади бассейна самые крупные реки России — это *Обь, Лена, Енисей, Амур* и *Волга*; по длине — *Енисей, Обь, Лена, Амур*. Самые водоносные реки России — это *Енисей, Лена, Обь*.

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 2000 км². Нижняя граница площади бассейна (50 км²), отделяющая малые реки от ручьев, — весьма условна.

Большая река обычно имеет бассейн, расположенный в нескольких географических зонах. Гидрологический режим большой реки в целом не свойствен рекам каждой географической зоны в отдельности и поэтому *полizonален*.

Средняя река обычно имеет бассейн в пределах одной географической зоны. Гидрологический режим средней реки характерен для большинства рек данной географической зоны и поэтому *зонален*.

Малая река также имеет бассейн, расположенный в пределах одной какой-либо географической зоны, но ее гидрологический режим под влиянием местных условий может существенно отличаться от режима, свойственного большинству рек данной географической зоны, и стать, таким образом, *азональным*. Малые реки, в отличие от средних и больших, могут не полностью дренировать грунтовые воды, что также определяет отличие их режима от режима, свойственного более крупным рекам данной географической зоны.

По условиям протекания реки подразделяют на *равнинные*, *полугорные* и *горные*. К равнинным рекам условно относят реки с величинами числа Фруда (см. разд. 2.5.1) менее 0,1; к полугорным — с числами Фруда в пределах 0,1—1,0; к горным — с числами Фруда более 1,0. Таким образом, у равнинных и полугорных рек наблюдается спокойный характер движения воды, у горных — бурный.

По источникам (видам) питания реки подразделяют на различные типы в зависимости от вклада *снегового*, *дождевого*, *ледникового* и *подземного* питания в формирование речного стока.

По водному режиму, т. е. характеру внутригодового распределения стока, выделяют реки с *весенним половодьем*, с *половодьем в теплую часть года*, с *паводочным режимом*.

По степени устойчивости русла можно выделить, например, реки *устойчивые* и *неустойчивые*, а по ледовому режиму — реки *замерзающие* и *незамерзающие*.

Выделяют также реки *промерзающие* (*перемемерзающие*) и *пересыхающие*. Следует различать промерзание и перемемерзание рек. *Промерзание* — это замерзание всей толщи воды до дна на большом протяжении реки. *Перемемерзание* — это образование ледяных перемычек лишь на отдельных мелководных участках русла (например, на перекатах). Промерзают или перемемерзают 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.

Несовпадение границ бассейна, выделяемых по орографическому водоразделу, и границ водосбора может быть и в тех случаях, когда границы поверхностного и подземного водосборов не совпадают, т. е. когда часть подземного стока либо поступает из-за пределов данного бассейна, либо уходит за его пределы.

Бассейны (водосборы) рек, впадающих в один и тот же приемный водоем (озеро, море, океан), объединяются соответственно в бассейны (водосборы) озер, морей, океанов. Выделяют *главный водораздел земного шара*, который разделяет бассейны рек, впадающих в Тихий и Индийский океаны, с одной стороны, и бассейны рек, впадающих в Атлантический и Северный Ледовитый океаны, — с другой. Кроме того, выделяют *бессточные области земного шара*, откуда находящиеся там реки не доносят воду до Мирового океана. К таким бессточным областям относятся, например, бассейны Каспийского и Аральского морей, включающие бассейны 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_b* , обычно определяемая как прямая, соединяющая устье реки и точку на водоразделе, прилегающую к истоку реки; *максимальная ширина бассейна $B_{b_{max}}$* , которая определяется по прямой, нормальной к длине бассейна в наиболее широкой его части; *средняя ширина бассейна $B_{b_{cp}}$* , вычисляемая по формуле

$$B_{b_{cp}} = F/L_b, \quad (6.1)$$

длина водораздельной линии $L_{вдр}$.

Важной характеристикой бассейна служит распределение площади бассейна по высотам местности, представленное *гипсографической кривой* (рис. 6.2), показывающей, какая часть площади бассейна (в км² или %) расположена выше любой заданной отметки местности.

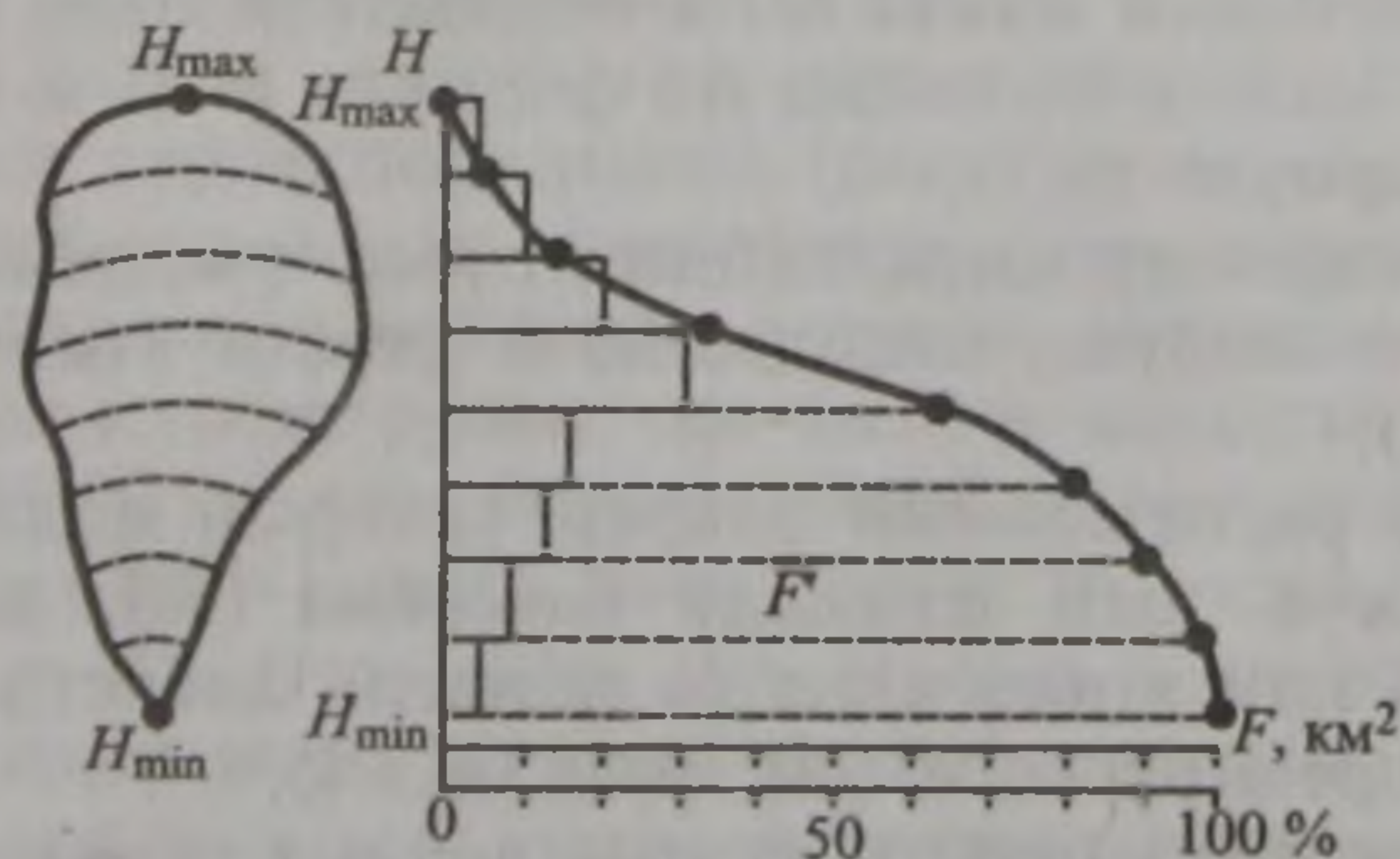


Рис. 6.2. Распределение площади бассейна по высотам и гипсографическая кривая

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; 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; n — число высотных интервалов.

6.3.3. Физико-географические и геологические характеристики бассейна реки

К числу главнейших физико-географических и геологических характеристик речного бассейна относятся:

- 1) географическое положение бассейна на континенте, которое может быть выражено через удаленность (км) от океана, широту и долготу центра и крайних точек бассейна;
- 2) географическая зона (зоны) или высотные пояса;
- 3) геологическое строение, тектоника, физические и водные свойства подстилающих грунтов, гидрогеологические условия;
- 4) рельеф, который может быть охарактеризован количественно через среднюю высоту бассейна по формуле (6.2) и средний уклон бассейна по формуле (6.3);
- 5) климат (характер циркуляции атмосферы, режим температуры и влажности воздуха, количество и режим атмосферных осадков, испарение);
- 6) почвенно-растительный покров, который можно охарактеризовать данными о доли площади бассейна (%), занятой лесами и почвами того или иного типа (о понятии лесистости см. ниже);
- 7) характер речной сети (см. разд. 6.3.4);
- 8) наличие и особенности других водных объектов — озер, болот, ледников (об озерности и болотистости речных бассейнов см. ниже).

Важнейшая особенность любого речного бассейна — это степень его преобразования хозяйственной деятельностью. При этом следует различать *искусственное преобразование поверхности бассейна* (сведение лесов, распашка земель и другие агролесотехнические мероприятия, оросительные и осушительные мелиорации) и *искусственное преобразование гидрографической сети бассейна и режима самих рек* (сооружение плотин и водохранилищ, каналов, шлюзов, осуществление других гидротехнических мероприятий в руслах рек, регулирование, изъятие и переброска стока и др.).

Такие характеристики бассейна, как его озерность, болотистость, лесистость и др., могут быть выражены количественно через соответствующие коэффициенты озерности $k_{оз}$, болотистости $k_{бол}$, лесистости $k_{лес}$, вычисляемые по формулам вида

$$k = f/F, \quad (6.4)$$

где f — площадь, занятая озерами (болотами, лесами, ледниками и т. д.); F — полная площадь бассейна; k — выражаются либо в долях единицы, либо в процентах.

6.3.4. Река и речная сеть

Совокупность водотоков (рек, ручьев, временных водотоков, каналов), водоемов (озер, водохранилищ) и особых водных объектов (болот, ледников) в пределах речного бассейна составляет *гидрографическую сеть бассейна*. Совокупность естественных и искусственных водотоков называют *русловой сетью*.

Частью гидрографической (и русловой) сети является *речная сеть*. Речную систему составляют *главная река*, впадающая в приемный водоем (океан, море, бессточное озеро), и все впадающие в нее *притоки* различного порядка. В качестве главной реки в разных случаях считают либо наиболее длинную реку в бассейне (Волга длиннее более полноводного притока Камы), либо наиболее многоводную реку (Миссисипи при слиянии с более длинной Миссури).

Длина реки L — это расстояние вдоль русла между истоком и устьем реки. Длины рек обычно определяют по крупномасштабным картам или аэрофотоснимкам (расстояния измеряют по геометрической оси русла или 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. 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 скорее 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, крепленный 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, озеро, другую реку. Иногда река заканчивается там, где прекращается речной сток из-за потерь на испарение и инфильтрацию или в результате полного разбора воды на орошение. Такое место иногда называют *слепым устьем*. 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_i к длине прямой l_i , 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 реки определяют по формуле

$$k_{\text{изв}_{\text{общ}}} = \Sigma L_i / \Sigma l_i = L / \Sigma l_i. \quad (6.6)$$

Между длиной реки L (км) и площадью бассейна F (км²) имеется определенная связь, близкая к квадратичной: $L \sim \sqrt{F}$. Например, для рек бывшего СССР получена такая осредненная эмпирическая зависимость:

$$L = 1,36 F^{0,56}. \quad (6.7)$$

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*:

$$d = \Sigma L_i / f, \quad (6.8)$$

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. На Кавказе с увеличением высоты местности густота речной сети возрастает до 0,8—1,0, а иногда и до 2 км/км² (А. Н. Важнов, 1976).

Речная сеть по характеру рисунка может быть *древовидной* (или *центрической*), *прямоугольной*, *центростремительной* и др.

Речная сеть — это сложный результат тектонических и эрозионно-аккумулятивных процессов, движения ледников, крупномасштабных колебаний уровня океана и морей и т. д. Понять происхождение структуры современной речной сети невозможно без детальных геологических, палеогеоморфологических и палеогидрологических 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*, *трапециевидальные*, *ящикообразные*, *корытообразные* и др. В поперечном профиле долины (рис. 6.3, а)

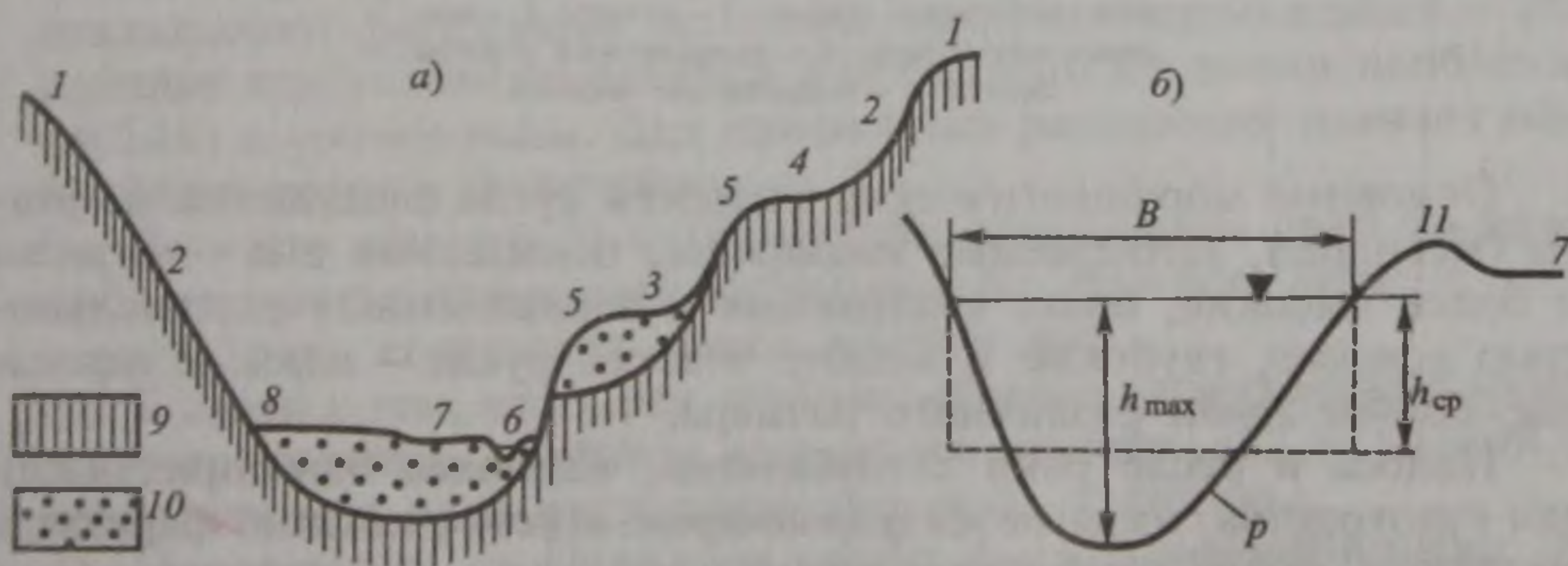


Рис. 6.3. Поперечный профиль долины (а) и русла (б) реки:

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

выделяют *склоны долины* (вместе с уступом долины и надпойменными террасами) и *дно долины*. В пределах дна (ложа) долины находятся *русло реки* (наиболее низкая часть долины, занятая водным потоком в межень) и *пойма* (заливаемая водами половодья или значительных паводков часть речной долины).

Русла рек по форме в плане подразделяются на *прямолинейные*, *извилистые* (меандрирующие), *разделенные на рукава*, *разбросанные* (блуждающие) (рис. 6.4).

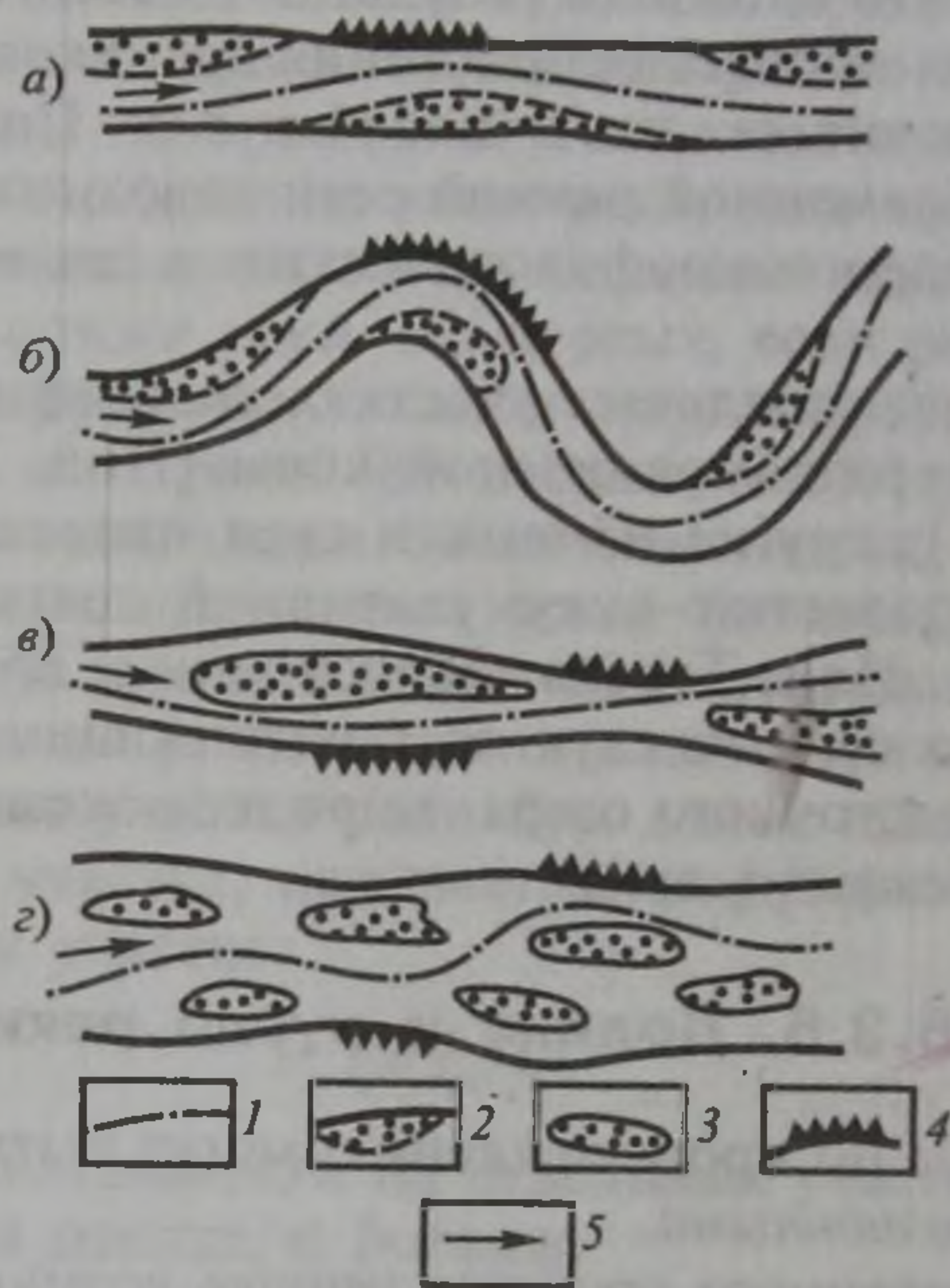


Рис. 6.4. Типы речных русел:

а — прямолинейное; *б* — извилистое; *в* — разделенное на рукава; *г* — разбросанное; 1 — линия наибольших глубин; 2 — отмель; 3 — осередок или острова; 4 — размываемый участок берега; 5 — направление течения

Основные морфологические элементы русла следующие: *излучины* (меандры), затопляемые подвижные повышения дна — *осередки* и более высокие, более стабильные и закрепленные растительностью *острова*, глубокие и мелкие участки русла — *плесы* и *перека-ты*, *донные гряды* различного размера.

Полоса в русле реки с глубинами, наиболее благоприятными для судоходства, называется *фарватером*. Иногда помимо фарватера выделяют *линию наибольших глубин*. Линии на дне речного русла, соединяющие точки с одинаковыми глубинами, называют *изобатами*.

Основными морфометрическими характеристиками речного русла (см. рис. 6.3, б) являются площадь поперечного сечения ω , ширина русла B между урезами русла при заданном его наполнении, мак-

симальная глубина русла h_{\max} . Среднюю глубину русла $h_{\text{ср}}$ в данном поперечном сечении вычисляют по формуле

$$h_{\text{ср}} = \omega / B. \quad (6.9)$$

Для большинства речных русел выполняется приближенное соотношение $h_{\text{ср}} \sim \frac{2}{3} h_{\max}$. В извилистом русле максимальная глубина обычно смещена к вогнутому берегу.

В гидравлических расчетах часто используют еще две характеристики русла реки — длину смоченного периметра p (см. рис. 6.3, б) и гидравлический радиус R , равный

$$R = \omega / p. \quad (6.10)$$

Смоченный периметр — это длина подводного контура поперечного сечения речного русла, т. е. линия контакта воды с ограничивающими ее твердыми поверхностями — с дном и берегами, а зимой также и с ледяным покровом.

Для широких и относительно неглубоких русел и для периода открытого русла (без ледяного покрова) величины гидравлического радиуса R и средней глубины $h_{\text{ср}}$ практически совпадают, поскольку в этих случаях $p \sim B$.

Максимальная ширина русла на реках может достигать десятков километров (р. Амазонка), а максимальная глубина — 100—110 м (низовья Енисея). Здесь не учитываются те случаи, когда море 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). 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.

Продольные профили рек могут быть *плавновогнутыми*, *прямолинейными*, *выпуклыми*, *ступенчатыми* (рис. 6.5, а). Характер продольного профиля определяется геологическим строением и рельефом речного бассейна, а также эрозионно-аккумулятивной деятельностью самого потока.

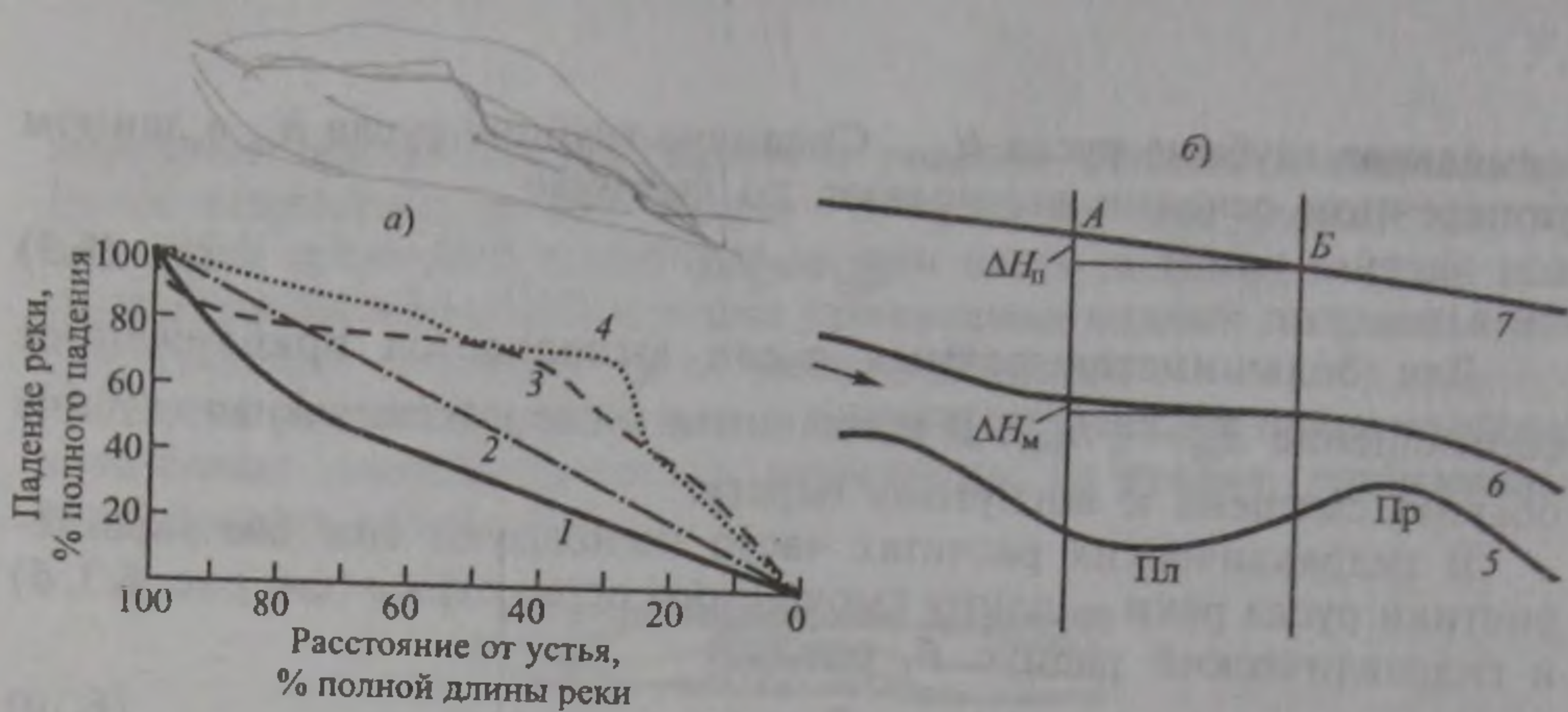


Рис. 6.5. Продольные профили реки (а) и ее участка (б):

1 — плавновогнутый (р. Вахш); 2 — прямолинейный (р. Зеравшан); 3 — выпуклый (р. Гунт); 4 — ступенчатый (р. Бартанг); 5 — дно реки; 6 — водная поверхность в межень; 7 — водная поверхность в половодье; ΔH_m — падение между створами А и Б в межень; ΔH_p — то же, 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. Из данных рис. 6.5, б видно, как изменяется продольный профиль водной поверхности с изменением уровня воды в реке. При низких уровнях (в межень) продольный профиль водной поверхности более крутой на перекатах и более пологий на плесах. При высоких уровнях (в половодье) продольный профиль обычно выравнивается или даже становится на плесах более крутым, чем на перекатах.

Для характеристики крутизны продольного профиля рек используют понятие *уклон реки* (отдельно для дна и водной поверхности). Уклон реки вычисляют по формуле

$$I = \Delta H_i / L_i, \quad (6.11)$$

где ΔH_i — падение, L_i — длина реки на участке. Длину измеряют 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 относительная, 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*.

6.4. ПИТАНИЕ РЕК

6.4.1. Виды питания рек

Речной сток формируется в результате поступления в реки вод атмосферного происхождения, при этом часть атмосферных осадков стекает с реками в океан или бессточные озера, другая часть — испаряется. Однако при единстве атмосферного происхождения в конечном счете всех речных вод непосредственные пути поступления вод в реки могут быть различными. Выделяют четыре вида питания рек: *дождевое, снеговое, ледниковое и подземное*. Атмосферное происхождение вод, участвующих в дождевом, снеговом и ледниковом питании рек, очевидно и не требует пояснения. Подземное же питание рек, как следует из анализа водного баланса суши (гл. 3) и изучения режима подземных вод (гл. 5), также формируется в конечном счете в основном из вод атмосферного происхождения, но прошедших более сложный путь. Лишь в редких случаях можно говорить об участии в подземном питании рек вод не атмосферного, а «ювенильного» происхождения.

Для рек в условиях теплого климата главный вид питания — дождевое. Сток таких крупнейших рек мира, как Амазонка, Ганг и Брахмапутра, Меконг, формируется в основном за счет дождевых вод. Этот вид питания рек в глобальном масштабе является главным. 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 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, продолжительность и время выпадения дождей определяют многие особенности формирования речного стока и пополнения подземных вод. Чем больше интенсивность, площадь распространения и продолжительность дождя, тем больше (при прочих равных условиях) величина дождевого паводка. Чем больше отношение между площадью распространения дождя и площадью бассейна, тем также больше величина возможного паводка. Катастрофические паводки происходят по этим причинам обычно лишь на малых и средних реках. Пополнение подземных вод, как правило, происходит при длительных дождях. Чем меньше влажность воздуха и суше почва в период выпадения дождя, тем больше затраты воды на испарение и инфильтрацию и тем меньше величина дождевого стока. Наоборот, дожди, выпадающие на влажную почву при пониженной температуре воздуха, дают большую величину дождевого стока. Таким образом, один и тот же дождь в зависимости от состояния подстилающей поверхности и влажности воздуха может быть в одних случаях стокообразующим, а в других — 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 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, 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 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 средних суточных температур воздуха за тот же интервал времени, α — коэффициент пропорциональности, называемый *коэффициентом стаивания* (это слой талой воды, приходящийся на один градус положительной средней суточной температуры воздуха).

Среднее значение коэффициента стаивания α для открытой местности на территории, лежащей к северу от 55° с. ш., приблизительно равно 5 мм на 1°, для леса она изменяется от 1,5 мм/град для густых хвойных лесов до 3—4 мм/град для лиственных лесов средней густоты.

Кроме того, интенсивность снеготаяния можно определить с помощью *метода теплового баланса* (см. 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 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 питания может быть различной. Определение в каждом конкретном случае вклада различных видов питания в речной сток — задача исключительно сложная. Наиболее точно ее можно решить либо с применением «меченых атомов», т. е. путем радиоактивной «маркировки» вод различного происхождения, либо путем анализа изотопного состава природных вод. Более простой, но приближенный способ выделения различных видов питания — это графическое расчленение гидрографа (см. разд. 6.8.4).

Известный русский климатолог А. И. Воейков был первым, предложившим классификацию рек земного шара по видам питания. Классификация Воейкова одновременно была и районированием земного шара по характеру питания рек. Были выделены области, где реки получают питание преимущественно от таяния сезонного снега и ледников; области, где реки получают воду преимущественно от дождей; области, где постоянных водотоков нет.

В настоящее время более распространена классификация рек по источникам, или видам питания, М. И. Львовича. Для определения степени преобладания того или иного вида питания приняты три градации. Если один из видов питания дает более 80 % годового стока реки, следует говорить об исключительном значении данного вида питания (другие виды питания не учитываются). Если на долю данного вида питания приходится от 50 до 80 % стока, то этому виду питания придается преимущественное значение (другие виды питания учитываются лишь, если на их долю приходится больше 10 % годового стока). Если же ни один из видов питания не дает больше 50 % годового стока, то такое питание называют смешанным. Указанные диапазоны градаций (80 и 50 %) относятся ко всем видам питания, кроме ледникового. Для ледникового питания соответствующие диапазоны градаций уменьшены до 50 и 25 %.

Большая часть рек на территории бывшего СССР имеет преобладающее снеговое питание. Почти исключительно снеговое питание имеют реки Северного Казахстана и Заволжья. Реки дождевого питания занимают южную часть территории к востоку от Байкала, а также бассейны Яны и Индигирки, Черноморское побережье Кавказа и Крыма, Северный Кавказ. Ледниковое питание имеют реки на Кавказе и в Средней Азии.

6.5. РАСХОДОВАНИЕ ВОДЫ В БАССЕЙНЕ РЕКИ

Поступающие на поверхность бассейна дождевые воды, а также талые снеговые и ледниковые воды частично стекают в виде поверхностного (склонового и речного) стока, а частично расходуются на испарение и инфильтрацию.

Потери атмосферных вод на испарение признаются для данного речного бассейна безвозвратными, так как считается, что они уносятся за пределы бассейна воздушными потоками. Воды, поступившие в грунт в результате инфильтрации, считаются «потерями» лишь для данного участка водосбора и для конкретного дождя или периода снеготаяния. Они затем поступят в речное русло в процессе питания реки подземными водами.

Испарение с водной поверхности по своей величине приближается к испаряемости z_0 , т. е. максимально возможному при данных климатических условиях испарению, зависящему от радиационного баланса. Испарение с водной поверхности тем больше, чем меньше влажность воздуха (и больше дефицит влажности) и больше скорость ветра.

Величина годового испарения с водной поверхности для территории бывшего СССР зависит от природной зоны и в среднем равна: в тундре 200—350 мм, в лесной зоне 350—650, в степной зоне 650—1000, в полупустыне и пустыне 1000—1800 мм. Эти величины и составляют потери речного стока на испарение с поверхности водотоков (рек и каналов) и водоемов (озер и водохранилищ).

Испарение с водной поверхности в конкретных условиях может быть определено с помощью *метода водного баланса* с учетом величины снижения в результате испарения уровня воды в естественном водоеме или искусственном испарителе (см. разд. 2.2), с помощью *метода теплового баланса* путем расчета теплоты, затраченной на испарение воды (см. разд. 2.4), с помощью *эмпирических формул*. Среди последних широко используется формула Б. Д. Зайкова:

$$z = 0,14n(e_0 - e_{200})(1 + 0,72W_{200}), \quad (6.13)$$

где z — испарение, мм; e_0 — среднее значение максимальной упругости водяного пара, вычисленное по температуре поверхности воды

в водоеме, гПа; e_{200} — средняя упругость водяного пара (абсолютная влажность воздуха) на высоте 200 см над водоемом, гПа; W_{200} — средняя скорость ветра на высоте 200 см над водоемом, м/с; n — число суток в расчетном интервале времени. В формуле (6.13) разность упругостей водяного пара $e_0 - e_{200}$ может быть заменена величиной, пропорциональной дефициту влажности воздуха cD_{200} .

Испарение с поверхности снега и льда зависит от тех же 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 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 почвенного испарителя. Объем испарившейся с почвы воды рассчитывают 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 них 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. Измеряют 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 измеряют испарение с монолита почвы, над которым подвешены срезанные растения, чем достигается естественная затененность почвы). Разница в величинах испарения, определенного двумя описанными способами, даст величину транспирации.

Суммарное испарение складывается из испарения с поверхности почвы, транспирации и испарения с крон деревьев (последние два вида испарения часто учитывают совместно). Суммарное испарение играет наиболее важную роль в определении потерь стока в пределах речных бассейнов, и его расчету в гидрологии уделяют наибольшее внимание.

Для определения суммарного испарения используют две группы методов. В первой из них применяют зависимости среднего многолетнего годового суммарного испарения z от годовых осадков x и испаряемости z_0 . М. И. Будыко предложил максимально возможное испарение, т. е. испаряемость z_0 , выразить через среднее многолетнее годовое значение радиационного баланса R и удельную теплоту испарения $L_{исп}$. Уравнение Будыко связывает величину испарения с величинами осадков, радиационного баланса и теплотой испарения: $z = f(x, R, L_{исп})$. Для разных географических пунктов такая связь получается разной в зависимости от величины R , определяемой в основном солнечной радиацией, изменяющейся с изменением широты места (см. рис. 3.1).

Вторая группа методов основана на использовании эмпирических связей, например средних годовых и месячных величин суммарного испарения с соответствующими значениями температуры и влажности воздуха (метод А. Р. Константинова).

На территории бывшего СССР суммарное испарение изменяется в зависимости от климатических условий местности (количества осадков и радиационного баланса). В среднем для различных природных зон характерны такие величины годового суммарного испарения: тундра и лесотундра — 100—300 мм, лесная зона — 300—500, лесостепь и степь — 300—500, полупустыня — 150—300 мм.

Чем суше климат, тем больше разница между испаряемостью, или предельно возможным испарением, и фактическим суммарным испарением. В тундре испарение приближается к испаряемости, в пустынях при крайне малых атмосферных осадках оно намного меньше испаряемости. В Сахаре, например, при испаряемости 2000—2500 мм фактическое испарение менее 100 мм.

Инфильтрация в речных бассейнах зависит от поступления дождевых или талых вод и от фильтрационных свойств подстилающих грунтов. Механизм инфильтрации был подробно описан в разделе 5.4. Роль инфильтрации в водном балансе участка речного бассейна была рассмотрена в разд. 5.5.1. В отдельные периоды на

инфильтрацию может расходоваться значительно больше воды, чем на испарение. Интенсивность инфильтрации во многом зависит от состояния грунта. Она уменьшается с увеличением влажности грунта и при его промерзании.

6.6. ВОДНЫЙ БАЛАНС БАСЕЙНА РЕКИ

6.6.1. Уравнение водного баланса бассейна реки

С учетом общих положений о водном балансе участка суши (см. разд. 2.2) и результатов рассмотрения водного баланса различных вертикальных зон в речном бассейне (см. разд. 5.5) уравнение водного баланса бассейна реки для интервала времени Δt в наиболее общем виде представим следующим образом (рис. 6.6):

$$x + y_1 + w_1 + z_1 = y_2 + w_2 + z_2 \pm \Delta u. \quad (6.14)$$

Здесь x — жидкие (дождь) и твердые (снег) осадки на поверхность речного бассейна; y_1 — поверхностный приток из-за пределов бассейна (при правильно проведенной водораздельной линии такой приток может быть лишь искусственным — с помощью пересекающих водораздел трубопроводов, каналов, часто с системой подпорных сооружений, насосных станций и т. д.); w_1 — подземный приток из-за пределов бассейна (он может быть лишь в случае несовпадения поверхностного и подземного водоразделов); z_1 — конденса-

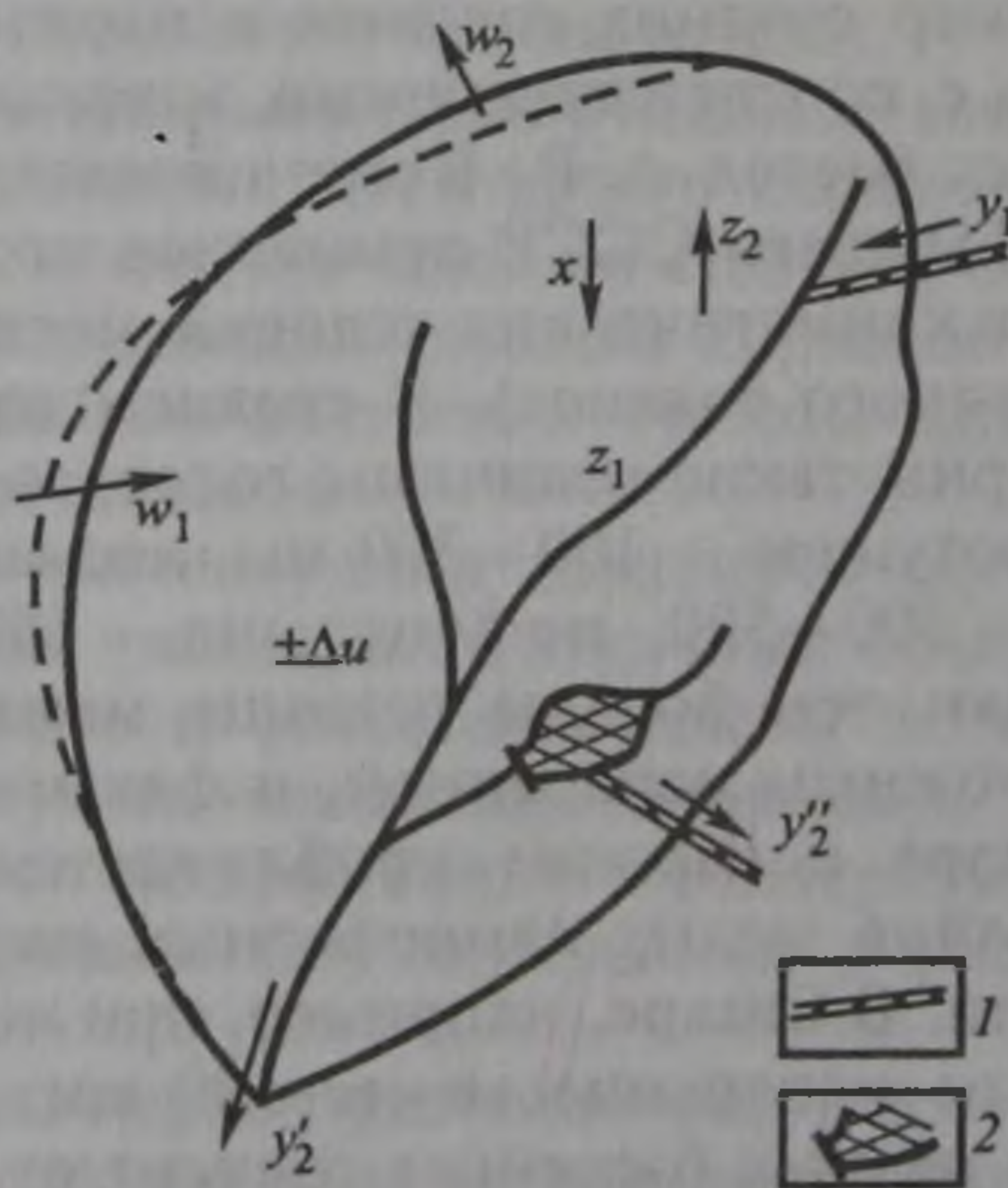


Рис. 6.6. Схема составляющих водного баланса бассейна реки (обозначения в тексте):

1 — канал; 2 — гидроузел

сация водяного пара (часто величину конденсации объединяют с осадками x или вычитают из испарения z_2); y_2 — поверхностный отток за пределы бассейна (он может быть представлен прежде всего стоком самой реки y'_2 , а также искусственным оттоком y''_2 , осуществляемым через водораздел 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); $\pm \Delta u$ — изменение запасов воды в бассейне (руслах рек, водоемах, почве, водоносных горизонтах, снежном покрове и т. д.) за интервал времени Δt (с плюсом — при увеличении запасов воды, с минусом — при их уменьшении).

Атмосферные осадки, подземный приток и искусственный поверхностный приток из-за пределов бассейна составляют *приходную часть уравнения водного баланса*; поверхностный и подземный стоки за пределы бассейна и испарение объединяются в *расходную часть уравнения водного баланса*.

Если приходная часть превышает расходную (например, зимой при накоплении снега, в период дождей и т. д.), то запасы воды в бассейне увеличиваются и $\Delta u > 0$. Если, наоборот, расходная часть больше приходной (например, в период снеготаяния, в межень, когда река питается в основном подземными водами), то запасы воды в бассейне истощаются («срабатываются») и $\Delta u < 0$.

Единицами измерения составляющих уравнения водного баланса речного бассейна обычно служат либо величины слоя (мм), либо объемные величины (м^3 , км^3), отнесенные к какому-либо интервалу времени (месяц, сезон, год). В первом случае (единицы измерения — мм) рекомендуется использовать строчные буквы: x , y , z , w , Δu , во втором (м^3 или км^3) — прописные: X , Y , Z , W , ΔU . Перевод единиц слоя в единицы объема и наоборот осуществляется с учетом площади бассейна. Для этого используют формулы вида $X = kx F$, 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 это обстоятельство при составлении и анализе уравнения водного баланса речных бассейнов уже нельзя.

Во многих случаях возможны некоторые упрощения уравнения водного баланса (6.14). Чаще всего можно не учитывать конденсацию z_1 . Для больших речных бассейнов нередко не учитывают подземный приток и отток 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 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 периоды, когда изменением запасов воды в пределах речного бассейна ($\pm \Delta u$) можно пренебречь, уравнение водного баланса записывают в самом простом виде:

$$x = y + z. \quad (6.16)$$

Это уравнение («осадки равны стоку плюс испарение» или «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 (стока и испарения) относительно их суммы или, что то же самое, — осадков. Для этого разделим обе части уравнения на x :

$$1 = y/x + z/x = \alpha + \beta. \quad (6.17)$$

Отношение стока к осадкам назовем *коэффициентом стока* ($\alpha = y/x$). Этот коэффициент показывает, какая доля осадков превращается в сток; отношение z/x можно по аналогии с коэффициентом стока назвать *коэффициентом испарения* и обозначить через β . Сумма α и β должна давать 1.

Диапазон возможного изменения коэффициента стока для многолетнего периода следующий: $0 \leq \alpha \leq 1$. Величина α уменьшается

с возрастанием «индекса сухости» z_0/x . В условиях избыточного и достаточного увлажнения (тундра, лесотундра, леса) значения α находятся обычно в пределах 0,4—0,6. В условиях недостаточного увлажнения (лесостепь, степь) величины коэффициента стока существенно меньше (приблизительно в пределах 0,4—0,1). Наконец, в условиях очень засушливого климата (полупустыни и пустыни) величина α приближается к 0.

6.7. ВОДНЫЙ РЕЖИМ РЕК

6.7.1. Виды колебаний водности рек

Под *водным режимом рек* понимают закономерные изменения стока воды, 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 (месяц, сезон, год, ряд лет) в сравнении со средней многолетней величиной стока воды этой реки или со стоком в другие периоды. Понятие «водность реки» используется для оценки изменений стока данной реки.

От понятия «водность реки» следует отличать понятие «водоносность реки». *Водоносность* — это величина среднего многолетнего стока реки ($\text{м}^3/\text{с}$, $\text{км}^3/\text{год}$); это понятие используют для сравнения величины стока воды разных рек.

В водном режиме и водности рек выделяют прежде всего вековые, многолетние, внутригодовые (сезонные) и кратковременные колебания.

Вековые колебания водности рек отражают вековые изменения климатических условий и увлажнения материков с периодом сотни и тысячи лет. О вековых колебаниях водности рек известно мало, хотя палеогеографические исследования свидетельствуют о том, что в истории различных регионов планеты были периоды, когда водность рек была существенно больше, чем сейчас. Недавние палео-гидрологические 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

активным наступанием ледников в Альпах и получили название «малого ледникового периода». Наоборот, в теплые и засушливые годы водный сток рек уменьшался. В Европе к таким периодам относят, например, 900—1100 гг., названные «средневековым климатическим оптимумом».

Многолетние колебания водности рек также имеют в основном климатическую природу. Периодичность таких колебаний — десятки лет. О многолетних изменениях водности за последние 50—100 лет известно значительно больше, чем о вековых колебаниях. Данные непосредственных наблюдений свидетельствуют о том, что многолетним колебаниям подвержен и суммарный сток всех рек земного шара (см. гл. 3) и сток отдельных рек (табл. 6.2).

Для характеристики многолетних колебаний стока рек обычно используют четыре приема: 1) сравнивают средний сток реки за некоторые характерные периоды (см. табл. 6.2); 2) анализируют

Таблица 6.2. Многолетние изменения стока воды и наносов некоторых рек

Река, створ	Период	Средний сток	
		воды, км ³ /год	взвешенных наносов, млн т/год
Волга, Верхнее Лебяжье	1881—1899	258	—
	1900—1929	250	—
	1930—1941	200	—
	1942—1969	242	13,9/8,4 ¹
	1970—1977	207	4,5
	1978—1995	274	8,4
	1996—2002	255	—
Дунай, Орловка	1921—1960	199	52,4
	1961—2002	211	38,8
Дон, Раздорская	1881—1951	27,5	4,7
	1952—1985	21,5	2,0
	1986—1998	21,6	—
Кубань, Тиховский	1929—1948	12,9	8,6
	1949—1972	11,5	6,8
	1973—1986	9,2	0,9
	1987—2000	13,0	2,1
Обь, Салехард	1930—1945	365	14,8
	1946—1950	482	23,0
	1951—1968	369	16,0
	1969—2000	419	14,7
Енисей, Игарка	1936—1967	566	12,5 ²
	1968—2000	595	4,2 ³

¹ Числитель — данные за 1942—1955 гг., знаменатель — за 1956—1969 гг. ² Данные за 1941—1967 гг. ³ Данные за 1968—1987 гг. Прочерк означает отсутствие данных.

многолетние изменения средних годовых расходов воды реки (рис. 6.7, а); 3) проводят «сглаживание» колебаний стока путем 5- или 6-летнего скользящего осреднения (рис. 6.7, а); 4) строят так называемую нормированную разностную интегральную кривую годового стока (НРИК) (рис. 6.7, б). НРИК строят путем последовательного суммирования нормированных отклонений средних годовых расходов воды от осредненного за период наблюдений \bar{Q}

(«нормы»): $\frac{1}{\bar{Q}} \sum_{i=1}^i (Q_i - \bar{Q}) = \sum_{i=1}^i (K_i - 1)$, где модульный коэффициент

$K_i = \frac{Q_i}{\bar{Q}}$. НРИК позволяет легко выделить периоды, когда сток реки

увеличивался или уменьшался, был больше или меньше «нормы». Используют также другие статистические методы (спектральный и автокорреляционный анализы для выделения циклов в колебаниях водности реки и др.)

При анализе многолетних колебаний водности рек следует различать *естественную* и *антропогенную изменчивость*. Первая из них обусловлена лишь климатическими факторами, вторая — искусственным изменением стока (забором вод на хозяйственные нужды, безвозвратными потерями стока, сопутствующими преобразованию режима рек, например, после создания водохранилищ).

Наиболее показательны многолетние изменения стока воды Волги (рис. 6.7, табл. 6.2). Последние исследования показали, что в колебания водности Волги главный вклад вносит климатический фактор. Несмотря на существенные безвозвратные потери стока в бассейне Волги (табл. 6.3), вызванные водозабором на хозяйственные нужды и испарением с водохранилищ Волжско-Камского каскада (см. гл. 8), естественные климатические изменения стока «перекрыли» антропогенные. Особенно это стало заметно в последние десятилетия, когда сток Волги заметно увеличился. О возможных причинах этого (изменение характера циркуляции атмосферы, увеличение роли «атлантических» циклонов и смещение их траекторий к югу, сопутствующее увеличению осадков, и др.) говорилось в гл. 3. В многолетних колебаниях стока Волги (см. рис. 6.7) хорошо прослеживается периодичность, обусловленная в основном климатическими причинами. Так, многоводными были 80-е годы XIX в. и 20-е годы XX в. (самым многоводным за весь период наблюдений был 1926 г., когда годовым стоком Волги составил 368 км³, в 1,5 раза больше среднего многолетнего); следующими по водности были 1928 и 1994 г. (342 и 339 км³). Наиболее маловодными были 30-е и 70-е гг. XX в. Наименьший сток отмечался в 1921 и 1973 г. (149 и 163 км³).

Если водность различных рек изменяется одновременно в одном и том же направлении, то говорят о *синхронности колебаний их стока*. Обычно синхронно изменяется водность тех рек, которые находятся в сходных физико-географических условиях и расположены

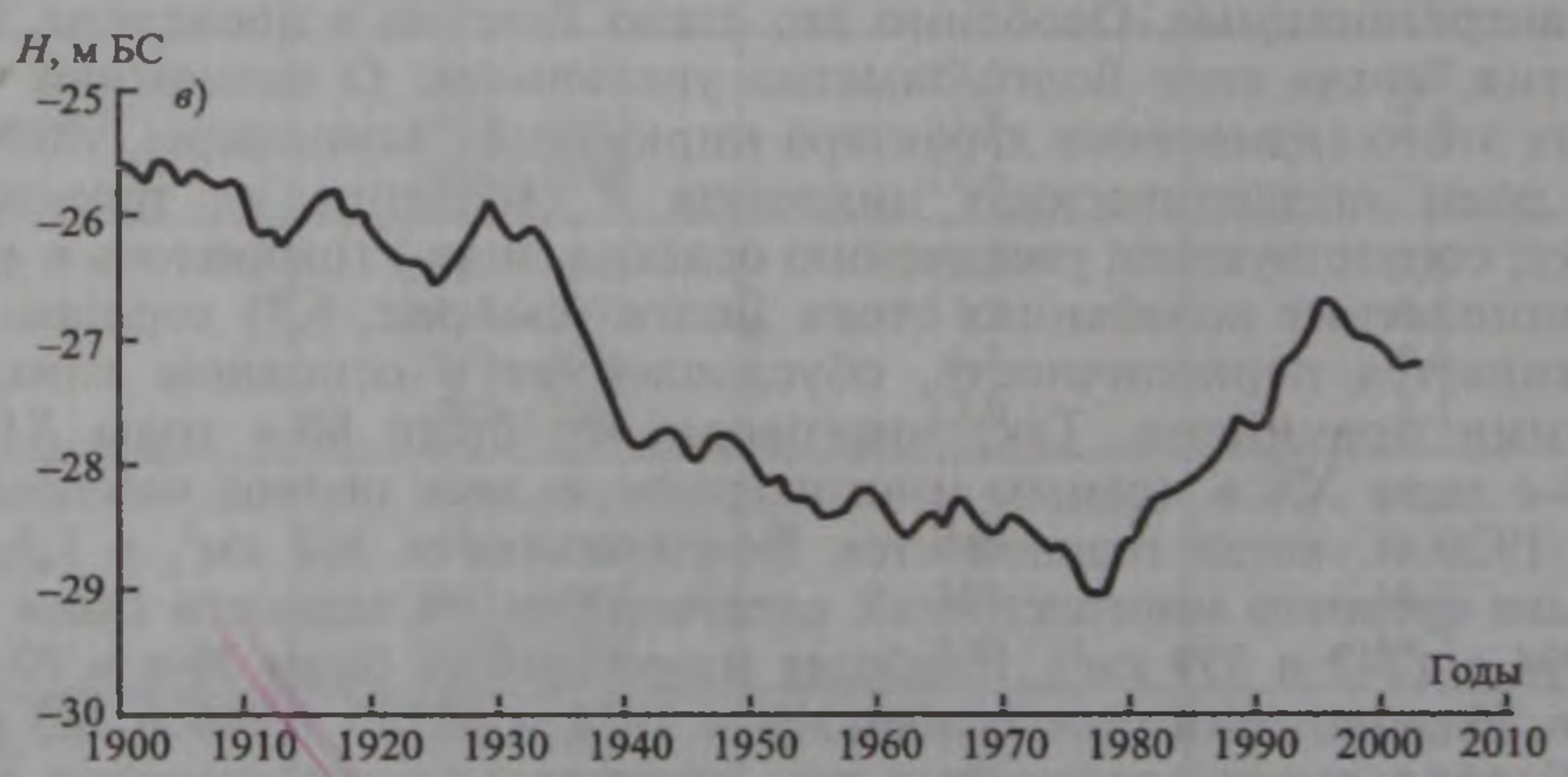
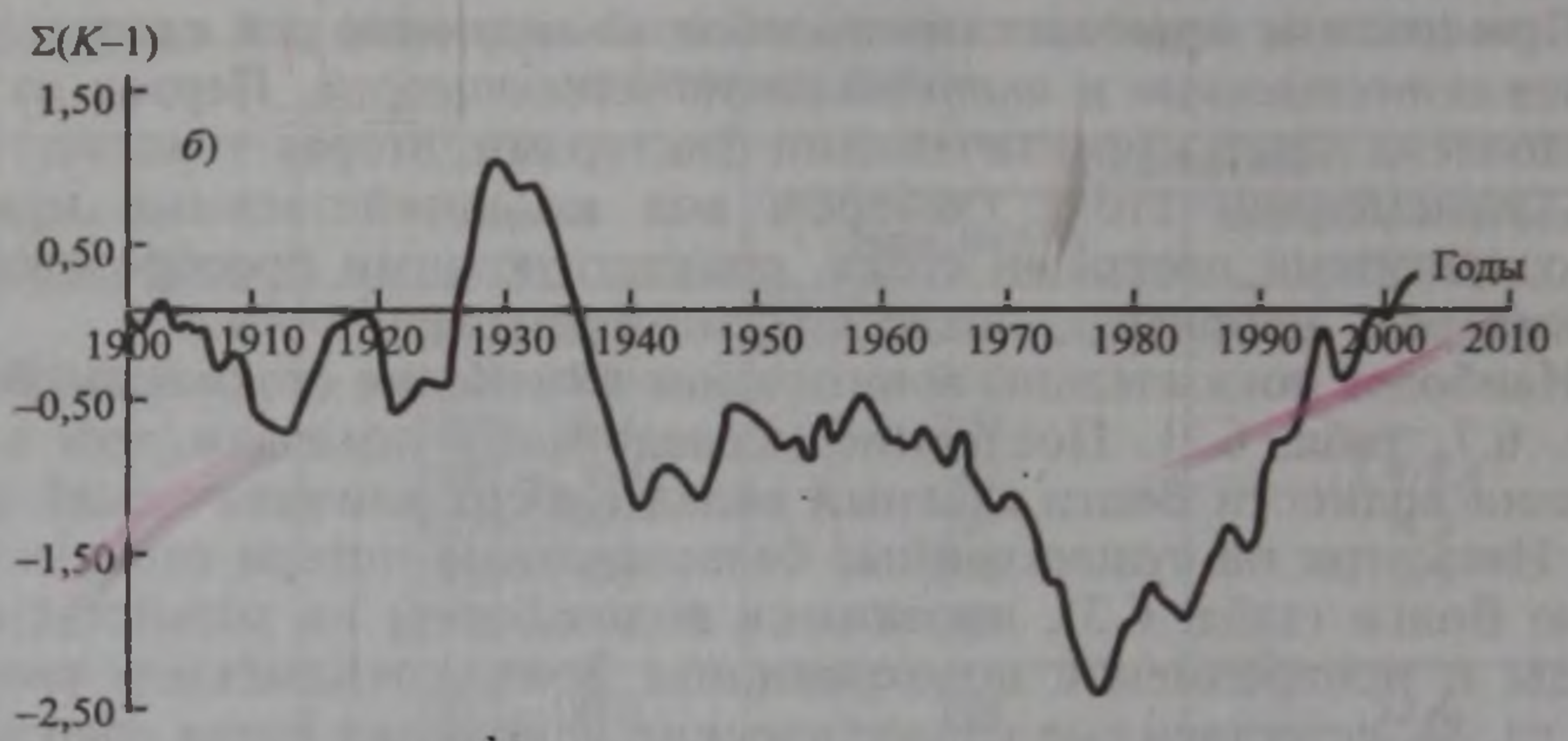
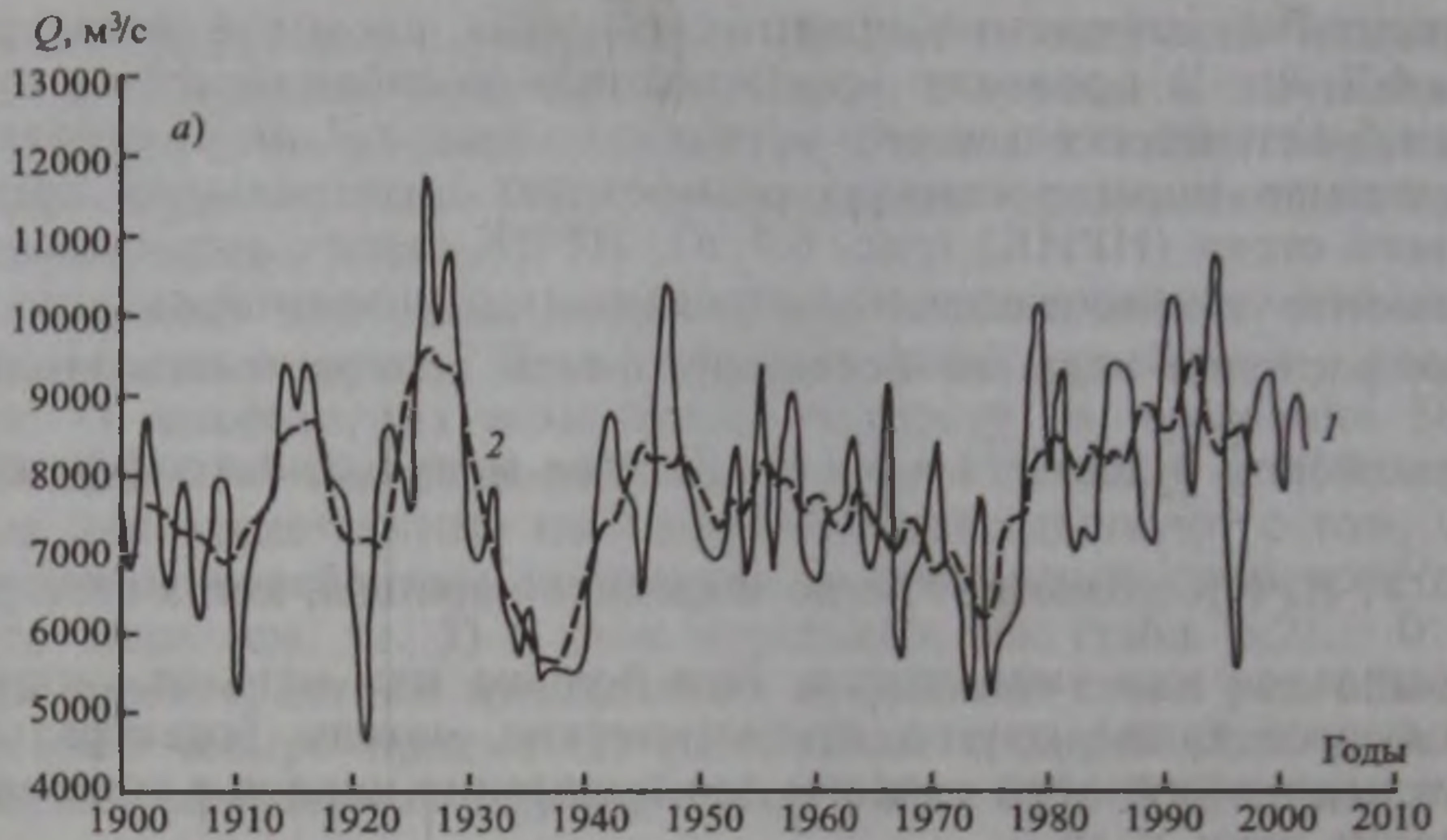


Рис. 6.7. Изменения стока воды Волги и уровня Каспийского моря в XX в.:
a — расходы воды Волги в вершине дельты у Верхнего Лебяжьего: средние годовые (1), при скользящем 6-летнем осреднении (2); *б* — нормированная разностная интегральная кривая стока Волги; *в* — средние годовые уровни воды Каспийского моря (Махачкала)

Таблица 6.3. Антропогенное уменьшение стока некоторых рек, км³/год *

Река	Средний сток воды в устье, км ³ /год	1941—1950	1951—1955	1956—1960	1961—1965	1966—1970	1971—1975	1980	1985	1990	2000 (прогноз)
Волга	240	6,3	2,8	26	14	13	14	17	18	26	36
Днепр	53,9	3,2	4,2	10	8,9	8,9	13	13	15	18	23
Дон	28,1	1,4	6,3	3,1	3,2	4,4	5,4	7	8	8,7	12
Кубань	13,5	1,0	1,1	1,2	1,6	2,8	4,3	5	6	6,3	7,3
Кур	18,0	1,0	0,7	1,6	0,2	1,2	3,2	3,5	4,0	4,8	6,8
Амударья	43,5	0,2	0,2	2,3	7,5	7,6	14	25	30	40	40
Сырдарья	9,5	0,2	0,3	0,7	4,0	5,4	8,1	7	8	9	9

* По И. А. Шикломанову.

более или менее близко друг от друга. Так, в целом синхронно колеблется водность рек юга Европейской части (Дона, Кубани, Волги) и рек севера Европейской части России (Печоры, Северной Двины). В то же время встречаются случаи и несовпадения характера изменения водности у разных рек. В этом случае говорят об *асинхронности колебаний их стока*. Так, часто асинхронно (и даже в противофазе) изменяется сток рек Европейской части России и Восточной Сибири. Периодам повышенного естественного стока на Волге, например, нередко соответствуют периоды пониженного стока на Енисее и Лене, и наоборот.

Повышенный сток воды многих европейских рек отмечался в 40-е годы прошлого века. Естественное маловодье в 50—70-е годы было, несомненно, усилено влиянием антропогенного фактора — значительными потерями стока на заполнение водохранилищ и изъятием вод на орошение (табл. 6.3). Заметное возрастание стока Волги в 1980—90-х гг. было обусловлено прежде всего увеличением атмосферных осадков (в этот период очень многоводными были 1990, 1991 и особенно 1994 гг.).

Совмещение на рис. 6.7 графиков изменения стока Волги и колебаний уровня Каспийского моря убедительно показывают, что главная причина в колебаниях уровня Каспия — изменения стока Волги (это положение, подтвержденное анализом изменения водного баланса Каспия, будет рассмотрено в гл. 7).

Интересно отметить, что прогнозируемое на 2000 г. антропогенное сокращение стока Волги не подтвердилось. Фактические ежегодные потери стока, обусловленные хозяйственной деятельностью в бассейне Волги, составили не 36, а всего, по данным А. Б. Авакяна и А. Е. Асарина, 20—24 км³. Это было обусловлено тем, что прогнозы темпов развития водопотребляющих отраслей хозяйства (в основном орошаемого земледелия) и объемов водопотребления

оказались ошибочными; более того, из-за спада как промышленного, так и сельскохозяйственного производства в 90-е гг. XX в. объемы водозабора в бассейне Волги уменьшились. Таким образом, заметное увеличение стока Волги в последние 20—25 лет имеют под собой как климатическую (она основная), так и антропогенную причину.

Аналогичные многолетние изменения водности отмечены и у ряда других крупных рек Европы — Дуная, Дона, Кубани (см. табл. 6.2). С одной стороны, последние десятилетия оказались весьма многоводными (вследствие увеличения осадков), с другой — в связи с экономическими причинами несколько сократился объем водозабора. Например, уменьшение стока рек Кубани и Куры, обусловленное хозяйственной деятельностью, составило в 2000 г. не 7,3 и 6,8 км³/год соответственно (см. табл. 6.3), а всего 4,3 и около 4 км³/год.

В результате сток таких рек, как Дунай и Кубань, в последние десятилетия оказался заметно больше, чем раньше.

Несколько возрос в последние десятилетия и сток сибирских рек (Оби и Енисея) (см. табл. 6.2).

По оценкам И. А. Шикломанова и В. Ю. Георгиевского (2003, 2004), в последние 20—25 лет помимо Волги (сток в северной и северо-восточной частях ее бассейна возрос почти на 30 %) и крупнейших рек Сибири увеличился сток и у других рек России. У многих рек (Волги, Дона, Днепра, Урала, Иртыша) существенно — на 20—40 % — увеличился сток в летне-осенние и зимние месяцы. Причина таких изменений стока, как отмечалось выше, — возрастание атмосферных осадков и общей увлажненности территории.

В то же время антропогенное снижение стока двух главных рек Средней Азии — Амударьи и Сырдарьи — продолжилось. В этом случае прогностические оценки (см. табл. 6.3) оказались более точными. Существенное сокращение стока Амударьи и Сырдарьи явилось основной причиной деградации Аральского моря (см. гл. 7).

Асинхронность в колебаниях водности рек разных регионов объясняется различием в процессах циркуляции атмосферы на больших и далеко отстоящих друг от друга территориях (например, нередки случаи, когда активизации циклонической деятельности над Европейской территорией России сопутствует установление антициклона над Сибирью, и наоборот).

Внутригодовые (сезонные) колебания водности рек обусловлены сезонными изменениями составляющих водного баланса речного бассейна. В течение года реки, находящиеся в разных географических зонах, испытывают различные чередования много- и маловодных периодов. Более подробно этот вид колебаний водности рек, изученный гидрологами наиболее детально, мы рассмотрим в разд. 6.7.2.

Кратковременные колебания водности рек могут быть прежде всего естественными и обусловленными как метеорологическими факторами (ливневые дожди, колебания температуры воздуха в ледниковых районах), так и геологическими процессами (спуск вод ледниковых озер в результате прорыва морен на реках с ледниковым питанием, запруживание рек в результате горных обвалов и др.). Пример кратковременных колебаний водности рек приведен на рис. 4.6, а (резкие дождевые паводки). Резкий кратковременный паводок, обусловленный прорывом ледникового озера, 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.

Когда говорят о колебаниях водности рек, то имеют в виду прежде всего изменения стока воды. При этом график изменения расхода воды ($\text{м}^3/\text{с}$) в данном створе реки в течение года называют *гидрографом реки*. Однако одновременно с изменением стока воды в реках изменяются и другие характеристики, например скорость течения и уровень воды, т. е. *высота поверхности воды в данном створе реки*. В большинстве случаев колебания уровня воды следуют за колебаниями стока и ими определяются. Объясняется это существованием закономерных связей расходов и уровней воды в реках. Однако в некоторых случаях колебания уровней воды в реках могут быть не связанными с изменением стока, например при ледовых явлениях на реках, интенсивных процессах размыва дна или аккумуляции наносов, стонно-нагонных и приливных явлениях в устьях рек. График изменения уровня воды во времени гидрографом называть нельзя.

Гидрологические наблюдения на реках обычно начинают с измерения уровней воды. Измерения проводят на речных, свайных и автоматических (оборудованных самописцами уровня воды) гидрологических (водомерных) постах.

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 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 и называется «скорость — площадь».

6.7.2. Фазы водного режима рек. Половодье, паводки, межень

Во внутригодовом (сезонном) режиме рек выделяют ряд характерных периодов (фаз) в зависимости от изменения условий питания и особенностей водного режима. Для большинства рек мира различают следующие фазы водного режима: половодье, паводки, межень.

Половодье — это фаза водного режима реки, ежегодно повторяющаяся в данных климатических условиях в один и тот же сезон и характеризующаяся наибольшей водностью, высоким и продолжительным подъемом уровня воды. Оно часто сопровождается выходом воды на пойму; 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 паводка может превышать расход воды половодья, в особенности на малых реках. Различают одно- и многопиковые паводки, одиночные паводки и паводочные периоды, когда на реке проходят серии паводков. Иногда паводок накладывается на волну половодья. Кратковременные резкие паводки, в частности вызванные не метеорологическими факторами, относят уже не к сезонным фазам режима реки, а к кратковременным его нарушениям (разд. 6.7.1).

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 летом 2002 г. в бассейне Кубани и в августе 2002 г. в бассейнах Дуная, Влтавы и Эльбы, когда была затоплена часть Братиславы, Будапешта, Праги, Дрездена. В результате осенних паводков на реках Западной Европы погибло более 100 человек, ущерб составил около 20 млрд евро.

В качестве характерного примера рассмотрим формирование и трансформацию паводка на Дунае. В начале августа 2002 г. над Западной Европой расположилась аномально контрастная фронтальная зона, разделяющая влажный тропический воздух темпера-

турой 28—35 °С и холодный арктический воздух температурой не более 18—23 °С. В этой фронтальной зоне стали формироваться активные циклоны, вызвавшие обильные ливневые осадки. Наиболее сильные дожди в бассейне Верхнего Дуная выпали 6—7 и 11—12 августа. Эти дожди сформировали две волны паводка, которые стали распространяться вдоль Дуная. Ниже по течению реки обе паводочные волны слились в одну и сформировали катастрофический паводок. Наибольшую высоту паводок достиг у городов Пассау, Линц, Вена, Братислава и Будапешт. В ряде пунктов уровень воды поднялся над предшествующим на 6—8 м и превысил «исторический максимум», т. е. оказался наивысшим за весь период наблюдений (не менее 150 лет). На австрийском участке Дуная пик паводка наступил 13—14 августа, у Братиславы 16 августа, у Будапешта 19 августа, на хорватском и сербском участках Дуная 22—23 и 25—27 августа.

Водоохранилище Железные Ворота (его плотина находится в 943 км от Черного моря) «погасило» паводок, так как заблаговременно часть полезного объема водоохранилища была сброшена в нижний бьеф. Ниже плотины Железные Ворота на Дунае сформировался искусственный попуск высотой 2,5—3,5 м. Его пик наблюдался 28—31 августа. Волна попуска быстро распласталась и к устью Дуная подошла в первых числах сентября 2002 г.

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 высокий 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. Малые реки в этой зоне в летнюю межень могут даже пересыхать.

Для характеристики 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.

6.7.3. Расчленение гидрографа по видам питания

Количественная оценка доли различных видов питания в формировании стока обычно осуществляется с помощью *графического расчленения гидрографа по видам питания*. В этом случае доля того

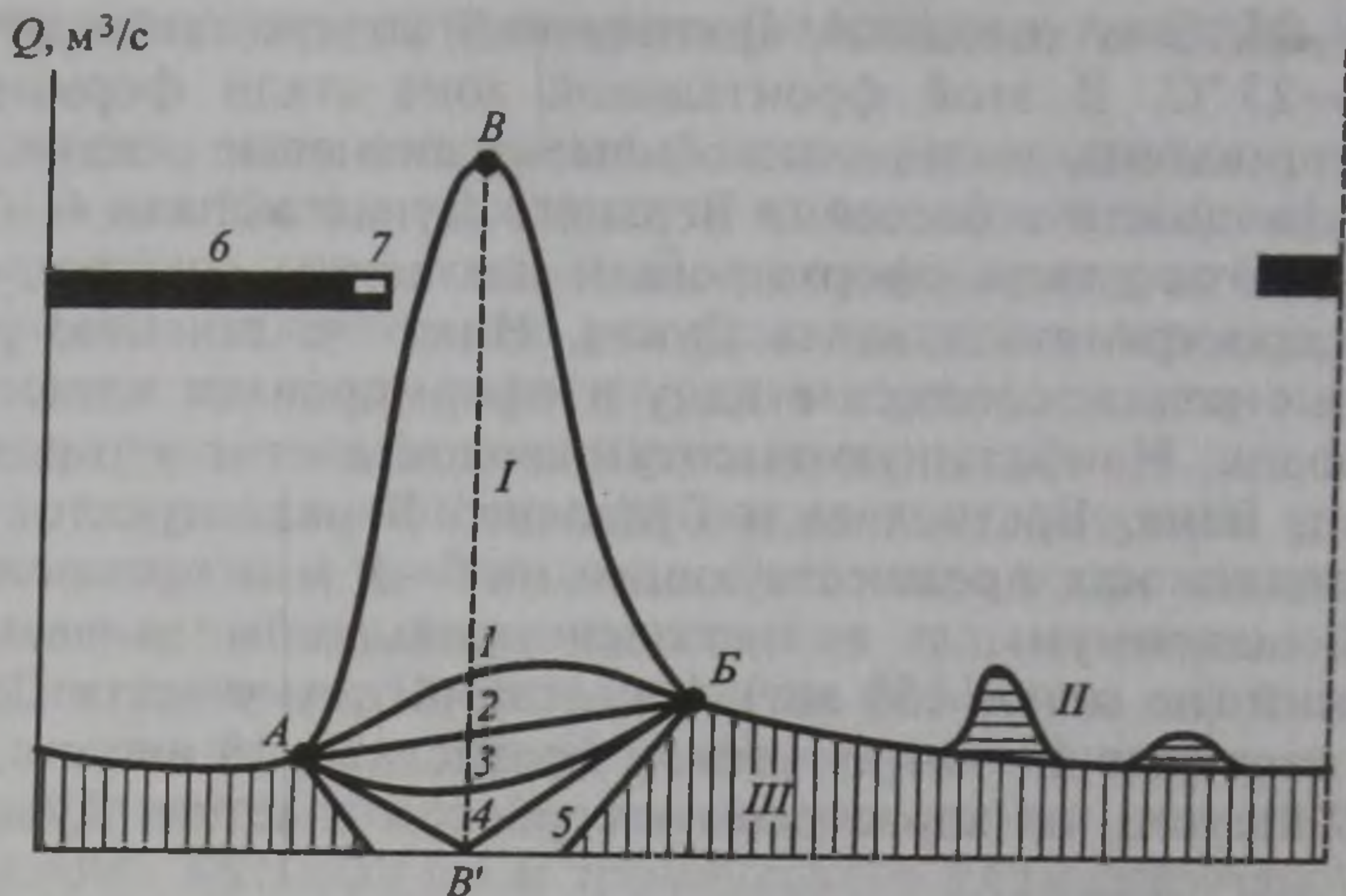


Рис. 6.8. Схема расчленения гидрографа реки по видам питания: питание: I — снеговое, II — дождевое, III — подземное; A , B и B' — начало, конец и пик половодья; 1 — 5 — линии, разделяющие снеговое и подземное питание в период половодья при различном характере взаимодействия речных и грунтовых вод (пояснение см. в тексте); 6 — ледостав; 7 — ледоход

или иного вида питания (например, снегового, дождевого, подземного на рис. 6.8) определяется пропорционально соответствующим площадям на гидрографе.

Наибольшие трудности возникают при выделении подземного питания в период половодья или крупных паводков. В зависимости от характера взаимодействия поверхностных и подземных вод (см. разд. 5.6, рис. 5.8) Б. В. Поляковым, Б. И. Куделиным, К. В. Воскресенским, М. И. Львовичем, О. В. Поповым и другими исследователями предложен ряд схем расчленения гидрографа. Наиболее общие закономерности следующие. При отсутствии гидравлической связи речных и грунтовых вод (см. рис. 5.8, $г$), что обычно характерно для горных рек, подземное питание в период половодья или паводка в общих чертах повторяет ход гидрографа, но в более сглаженном виде и с некоторым запаздыванием максимума подземного питания по сравнению с максимумом 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 достигает минимума при наивысшем уровне воды в реке (рис. 6.8, 3). При длительном стоянии высоких уровней, 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 (береговое регулирование 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.

6.7.4. Классификация рек по водному режиму

Вопросами классификации рек по водному режиму занимались многие исследователи. Рассмотренные в разд. 6.4.5 классификации рек по видам питания А. И. Воейкова и М. И. Львовича являются, по существу, также классификациями рек и по водному режиму. П. С. Кузин предложил свою классификацию рек с учетом характера их питания и водного режима. Все реки им подразделены на три типа: с половодьем (снеговое питание), с половодьем и паводками (снеговое и дождевое питание), с паводками (дождевое питание). Заметим, что, по П. С. Кузину, половодье может быть лишь снегового происхождения. Внутри упомянутых трех типов выделены еще 14 подтипов.

Широко распространена довольно простая классификация рек по водному режиму Б. Д. Зайкова. В этой классификации все реки 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 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 западноси-

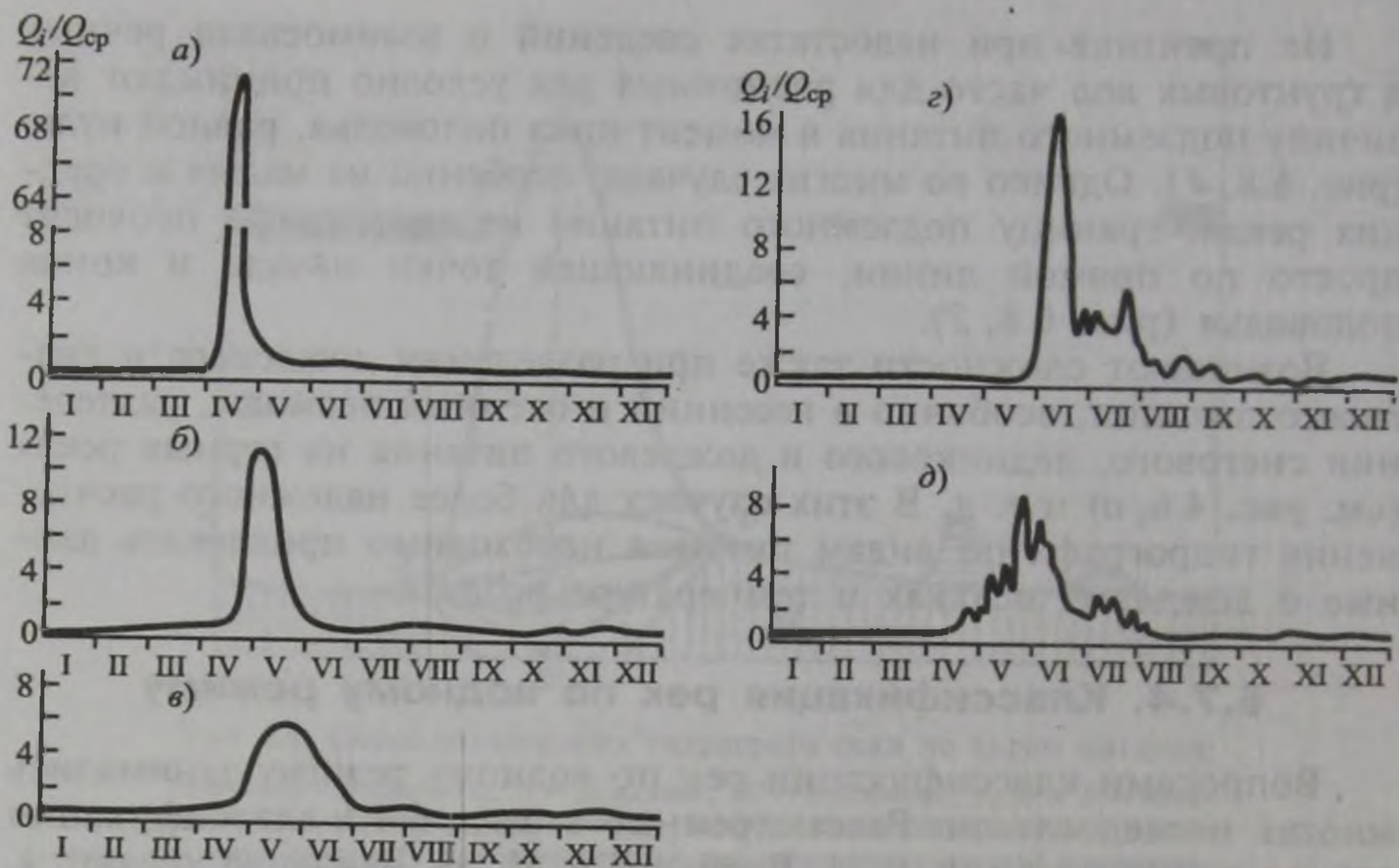


Рис. 6.9. Гидрографы рек с весенним половодьем:

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.); г — 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 среднего годового значения (I—XII — месяцы)

бирского типа (рис. 6.9, в) имеют невысокое растянутое весеннее половодье и повышенный летне-осенний сток. У рек восточносибирского типа (рис. 6.9, г) наблюдаются высокое половодье, летне-осенние паводки и низкая зимняя межень. Для рек алтайского типа (рис. 6.9, д) характерны невысокое растянутое весеннее половодье, повышенный летний сток и низкая зимняя межень.

Реки с половодьем в теплую часть года встречаются на Дальнем Востоке и в высокогорных областях Средней Азии и Кавказа. Реки этой группы подразделяются на два типа. Для рек дальневосточного типа (рис. 6.10, а) характерны невысокое, растянутое, имеющее гребенчатый вид летнее дождевое половодье и низкий сток в холодную часть года. Реки тьянь-шанского типа (рис. 6.10, б) также имеют летнее муссонное половодье (только в этом случае оно обусловлено таянием ледников и высокогорных снегов); зимний сток выше, чем у рек предыдущего типа.

Реки с паводочным режимом протекают в горных и предгорных районах Крыма, Кавказа, Карпат. Питание у рек этой группы в 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

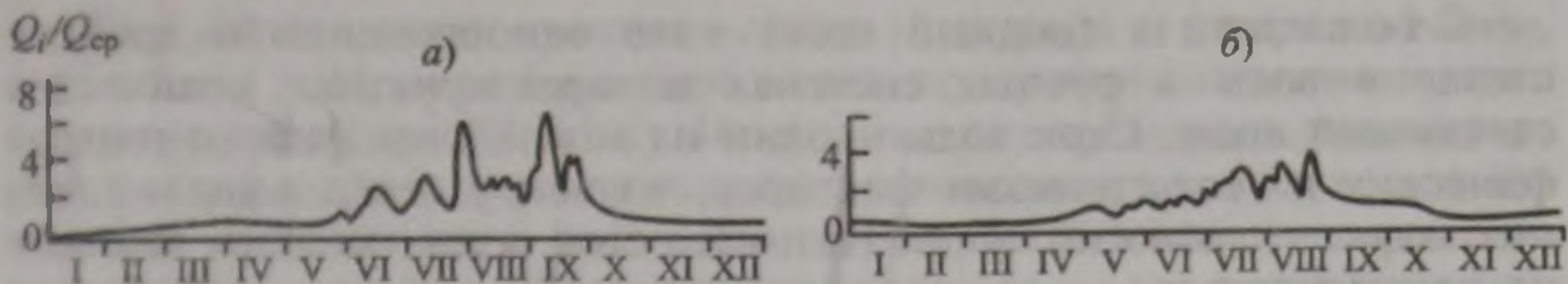


Рис. 6.10. Гидрографы рек с паводком в теплую часть года:
 типы: а — дальневосточный (р. Витим, г. Бодайбо, 1937 г.); б — тьянь-шанский (р. Терек, с. Казбеги, 1937 г.) (I—XII — месяцы)

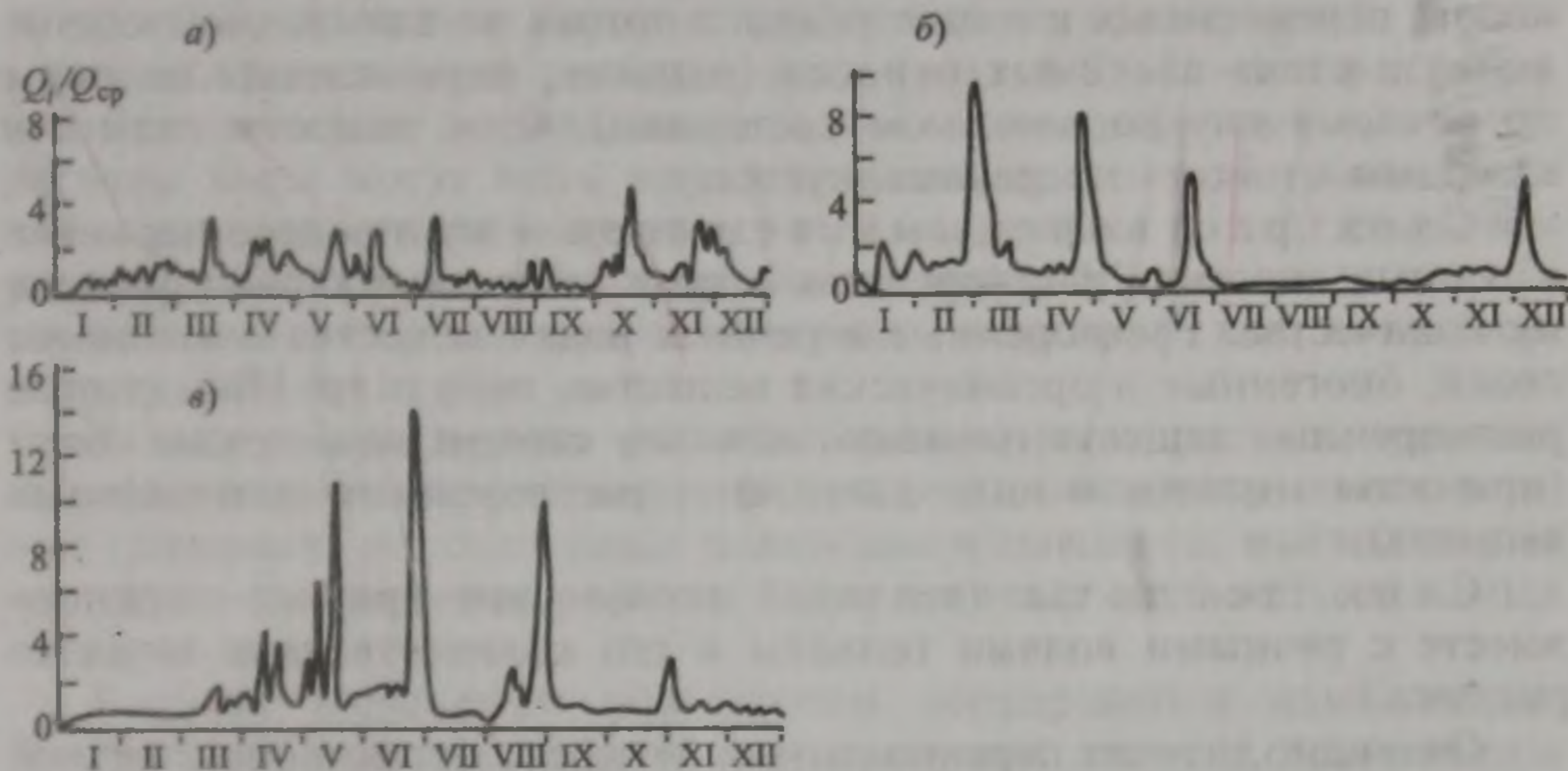


Рис. 6.11. Гидрографы рек с паводочным режимом:
 типы: а — причерноморский (р. Сочи, с. Пластунка, 1936 г.); б — крымский (р. Салгир, г. Симферополь, 1936 г.); в — северокавказский (р. Камбилеевка, с. Ольгинское, 1939 г.) (I—XII — месяцы)

(рис. 6.11, б) отмечаются зимние паводки и длительные летний (июнь — август) или летне-осенний (май — октябрь) периоды с очень низким стоком (вплоть до полного пересыхания). Для рек северокавказского типа (рис. 6.11, в) характерны паводки в теплую и низкая межень в холодную части года.

6.8. РЕЧНОЙ СТОК

6.8.1. Составляющие речного стока

Сток в широком смысле — это главный элемент материкового звена глобального круговорота вещества и энергии. Сток включает поверхностную и подземную части. Поверхностный сток, в свою очередь, состоит из речного стока и стока льда покровных ледников.

Речной сток включает сток воды, сток наносов, сток растворенных веществ и сток теплоты.

Сток воды (водный сток) — это одновременно и процесс стекания воды в речных системах и характеристика количества стекающей воды. Сток воды — один из важнейших физико-географических и геологических факторов; изучение стока воды — главная задача гидрологии суши. 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 стока 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). Количественные характеристики физико-географических и геологических условий речных бассейнов, влияющих на сток, были рассмотрены в разд. 6.3.3. Рассмотрим теперь основные количественные характеристики самого стока воды, применяемые в гидрологии: расход воды, объем стока, слой стока, модуль стока, коэффициент стока.

Главнейшая характеристика стока воды реки — это *расход воды*, т. е. объем воды, протекающей через поперечное сечение потока в единицу времени (Q , м³/с). Измерениями определяют лишь средний расход воды в данном гидрометрическом створе за время измерения (на больших реках это может быть интервал времени, измеряемый часами). Процесс измерения расходов воды на реках довольно трудоемок, и поэтому число измерений в течение года обычно ограничено. Для расчета средних суточных величин расхода воды в практической гидрологии обычно используют графики связи уровней, измерение которых трудностей не представляет, и эпизодически измеренных расходов воды (разд. 6.9). По таким графикам (их называют «кривыми расходов» или графиками $Q=f(H)$) расходы воды могут быть определены по данным об уровнях для любого дня вне зависимости от того, измерялся в этот день сам расход воды или нет. По полученным таким образом средним суточным расходам воды можно построить гидрограф, как, например, на рис. 6.9—6.11.

К числу *характерных расходов воды* относят расходы различных фаз водного и ледового режима реки, например максимальные (пиковые) расходы воды половодья и паводков, минимальные расходы воды межени, расходы воды в начале весеннего ледохода и т. д.

Расходы воды реки подвержены непрерывным изменениям. В гидрологии рек существуют два основных подхода при анализе их изменений. При первом — *генетическом* — анализируют причины изменения стока, выявляют связь колебаний стока с определяющими, в основном климатическими факторами. При втором — *вероятностном* — оценивают вероятность наступления на данной реке тех или иных расходов воды: чем больше отличается расход воды реки в данный момент в большую или меньшую сторону от некоторой средней величины («нормы»), тем меньше вероятность такого явления. В гидрологии разработана целая система специальных методов статистической и вероятностной оценки колебаний речного стока при наличии, недостатке и отсутствии данных наблюдений. Такие расчеты оказываются необходимыми при проектировании и строительстве различных гидротехнических сооружений на реках.

В гидрологии широко используют понятие *среднего расхода воды за какой-либо интервал времени Δt* (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 — средние суточные расходы воды; n — число суток в рассматриваемом интервале времени. Так, например, средний годовой расход воды в обычный (невисокосный) год определяют путем

суммирования всех средних суточных расходов воды за год и деления суммы на 365.

Точно так же средний многолетний расход воды (его часто называют «нормой стока» и обозначают через Q_0) определяют по формуле

$$Q_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Q_i, \quad (6.19)$$

где Q_i — средние годовые расходы воды; N — число лет.

Объем стока воды — это объем воды, прошедшей через данное поперечное сечение речного потока за какой-либо интервал времени. Расход воды поэтому можно считать объемом стока воды за 1 с. Объем стока воды рассчитывают по формуле

$$W = \bar{Q} \Delta t, \quad (6.20)$$

где W — объем стока, 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

$$W = \bar{Q} \Delta t \cdot 10^{-9}. \quad (6.21)$$

В тех случаях, когда интервал времени Δt — год (в году $31,5 \cdot 10^6$ с), 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. Точно так же 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 $8,64 \cdot 10^4$ с.

Слой стока — это количество воды, стекающее с водосбора за какой-либо интервал времени, равное толщине слоя, равномерно распределенного по площади водосбора и выраженного в миллиметрах:

$$y = \frac{W(\text{м}^3) \cdot 10^{-3}}{F} = \frac{W(\text{км}^3) \cdot 10^6}{F}. \quad (6.24)$$

Здесь y в мм, F в 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:

$$y = M \Delta t \cdot 10^{-6}, \quad (6.26)$$

где y и M — слой и модуль стока за любой интервал времени Δt . Если Δt — год, то получим

$$y = M \cdot 31,5. \quad (6.27)$$

Коэффициент стока — отношение величины (объема или слоя) стока к количеству выпавших на площадь водосбора атмосферных осадков, обусловивших возникновение 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 для средних многолетних величин слоя стока и слоя осадков, либо для гидрологического года. Иногда рассчитывают коэффициент стока и за половодье; в этом случае слой стока за половодье делят на слой воды, складывающийся из атмосферных осадков на 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. Средний многолетний годовой расход воды Волги у с. Верхнее Лебяжье (вершина дельты) за весь ряд наблюдений 1881—2002 гг. составил 7780 м³/с. Площадь бассейна Волги 1 360 000 км², осадки на поверхность бассейна в среднем равны 660 мм в год. По формуле (6.23) рассчитываем средний многолетний объем стока воды: он равен 245 км³ в год. Средние многолетние годовые величины слоя стока и модуля стока определим по формулам (6.24) и (6.25): они составят соответственно 180 мм и 5,7 л/(с·км²). Коэффициент стока, рассчитанный по формуле (6.28), равен 0,27.

6.8.3. Пространственное распределение стока воды на территории СНГ

Поскольку сток воды — результат сложного влияния физико-географических (прежде всего климатических) и геологических условий, а эти условия изменяются в пространстве, то и величина стока

воды распределена по территории Земли неравномерно. Получить объективное представление о пространственном распределении стока можно двумя путями: 1) анализируя изменение расхода воды или объема стока вдоль реки; 2) рассматривая распределение по территории характеристик стока, не зависящих от площади бассейна и поэтому допускающих их картографирование, т. е. слоя, модуля и коэффициента стока. В качестве примера первого подхода к анализу пространственного распределения стока можно привести бассейн Волги, а второго подхода — распределение среднего многолетнего слоя стока (в мм) по территории СНГ.

Характерными особенностями изменения стока воды вдоль течения Волги является скачкообразное увеличение стока после впадения таких крупных притоков, как Молога, Кострома, Унжа, Ока, Сура, Ветлуга и особенно Кама.

Наиболее характерные особенности распределения среднего многолетнего годового слоя стока по территории СНГ следующие: 1) широтная зональность, особенно хорошо выраженная в равнинных областях СНГ и проявляющаяся в закономерном уменьшении слоя стока с севера на юг, например, от 300—400 мм на севере Европейской территории России до 5—20 мм в Прикаспии и Средней Азии (исключение составляют лишь районы Крайнего Севера, где вместе с уменьшением осадков отмечается и некоторое уменьшение стока); 2) уменьшение величины стока с удалением от источников влаги — от Атлантического океана, а на Дальнем Востоке от Тихого океана, проявляющееся, в частности, в уменьшении стока с запада на восток на большей части территории (от 200—300 до 50—100 мм) и в увеличении стока в приморских районах Дальнего Востока (до 400—600 мм, а на Камчатке и до 1800 мм); 3) увеличение стока в горных и предгорных районах, например, до 1000 мм на Карпатах, 1200 мм на Урале, 3000 мм на Кавказе, 1000—1500 мм на Памире и Тянь-Шане, 800 мм на Алтае и т. д., а также и на небольших возвышенностях.

6.9. ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ В РЕКАХ

6.9.1. Распределение скоростей течения в речном потоке

Для рек характерен турбулентный режим движения воды, и скорость течения в любой точке речного потока подвержена *турбулентным пульсациям*, причем тем 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 (u_x , u_y и u_z) вдоль продольной, поперечной и вертикальной осей координат. 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 *стрешнем*.

При наиболее закономерном распределении скоростей течения по глубине речного потока эпюра вертикального распределения скоростей имеет максимум (u_{\max}) на поверхности, скорость, близкую к средней на вертикали, — на глубине $0,6h$ от поверхности (h — полная глубина) и минимум (u_{\min}), не равный нулю, — у дна (рис. 6.12, а).

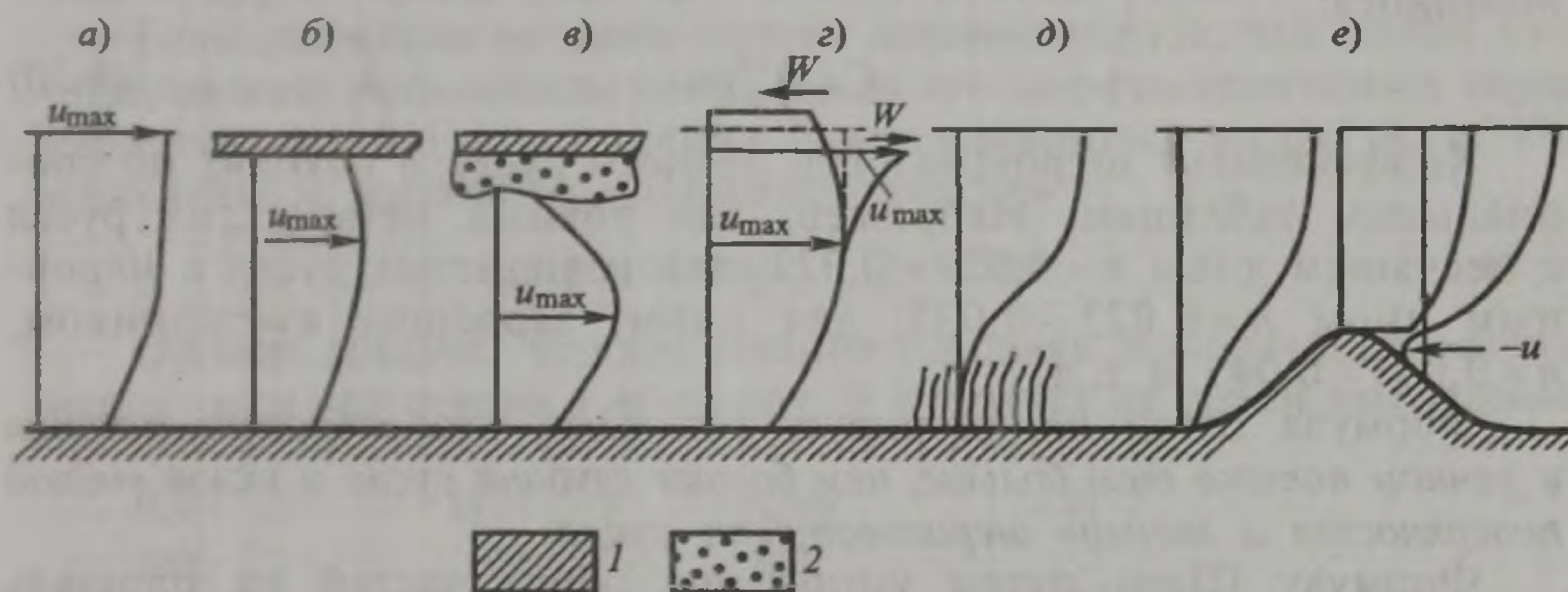


Рис. 6.12. Вертикальное распределение скоростей течения в речном потоке:

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_{\max} — максимальная скорость течения; $-u$ — обратное течение

Однако под влиянием ледяного покрова, ветра, растительности, неровностей рельефа дна и берегов это распределение скоростей нарушается (рис. 6.12, б — е).

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 (см. разд. 2.5). При дви-

жении 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:

$$v = C \sqrt{h_{\text{ср}} I}. \quad (6.29)$$

Это широко используемая в гидрологии формула Шези, где v — средняя скорость течения; $h_{\text{ср}}$ — средняя глубина, вместо нее иногда используют гидравлический радиус $R = \omega/p$ (см. формулу (6.10)); I — уклон водной поверхности; C — коэффициент Шези, который вычисляют по эмпирическим формулам, например по формуле Маннинга:

$$C = h_{\text{ср}}^{1/6}/n. \quad (6.30)$$

Коэффициент шероховатости речного русла n находят по специальным таблицам. Например, для ровных незаросших русел с песчаным дном $n = 0,020 - 0,023$; для извилистых русел с неровным дном $n = 0,023 - 0,033$; для пойм, заросших кустарником, $n = 0,033 - 0,045$ и т. д.

Формула Шези иллюстрирует тот факт, что *скорость течения в речном потоке тем больше, чем больше глубина русла и уклон водной поверхности и меньше шероховатость русла.*

Формулу Шези путем умножения обеих частей на площадь поперечного сечения $\omega = Bh_{\text{ср}}$ и учета формулы (6.29) можно преобразовать:

$$Q = \omega C \sqrt{h_{\text{ср}} I} = Bh_{\text{ср}}^{5/3} I^{1/2} n^{-1}. \quad (6.31)$$

Из этой формулы следует, что при заданных расходе воды Q , ширине и шероховатости русла B и n , уклоне дна i_0 , равном уклону водной поверхности I (это справедливо при равномерном движении воды), в потоке сформируется вполне определенная глубина

$$h_{\text{ср}} = \left(\frac{Qn}{B\sqrt{i_0}} \right)^{3/5}. \quad (6.32)$$

Скорость течения также будет вполне определенной:

$$v = \frac{Q}{\omega} = \frac{Q}{Bh_{\text{ср}}}, \quad (6.33)$$

где $h_{\text{ср}}$ должна быть взята по (6.32). Из сделанных выкладок следует три важных вывода: 1) речной поток — это саморегулирующийся

природный объект, в котором глубина и скорость течения формируются в соответствии с внешними определяющими факторами — расходом воды, шириной, уклоном и шероховатостью русла; 2) между глубиной (и уровнем воды), с одной стороны, и расходом воды — с другой, в речном потоке складывается определенная нелинейная связь типа уравнения (6.32), являющегося аналитическим доказательством существования упоминавшейся ранее «кривой расходов», или кривой $Q=f(H)$, используемой для расчета расходов воды по уровням (рис. 6.13, а); 3) увеличение шероховатости русла (при неизменном расходе воды), например в результате образования на реке ледяного покрова или зарастания дна и берегов водной растительностью, также приводит к увеличению глубины (и повышению уровня воды); поэтому зимой на реках, покрытых льдом, уровень воды обычно выше, чем летом при тех же расходах воды. На некоторых реках в условиях теплого климата в период бурного развития растительности в руслах уровень воды также стоит выше, чем в другое время года при тех же расходах воды.

Если движение речного потока неравномерное, что может быть обусловлено изменением вдоль русла его морфометрических характеристик, то скорость течения будет изменяться вдоль реки. При неизменном расходе воды можно записать

$$\omega_1 v_1 = \omega_2 v_2 = Q = \text{const.} \quad (6.34)$$

Отсюда следует, что увеличение площади поперечного сечения вдоль реки (от створа 1 к створу 2) повлечет за собой уменьшение

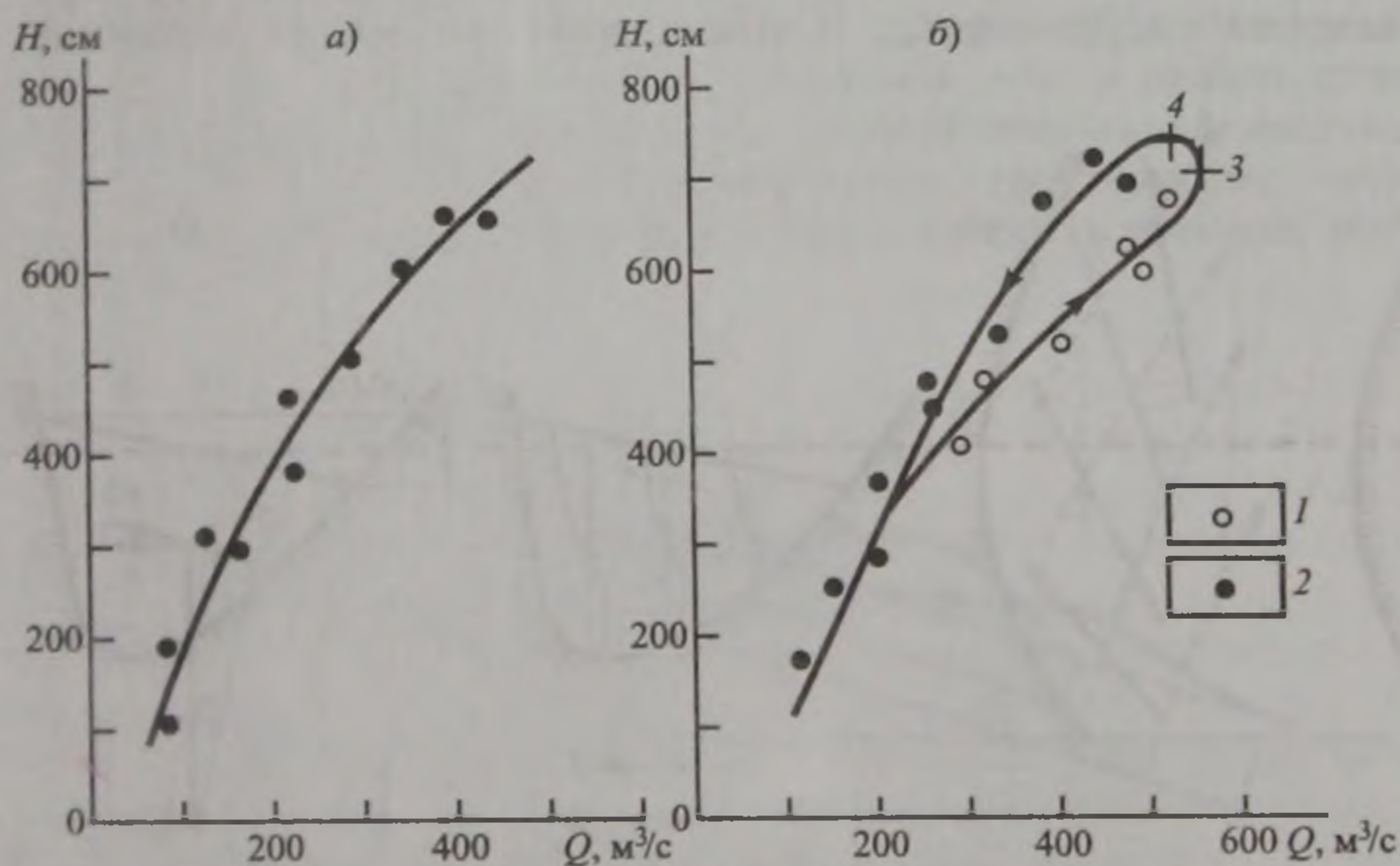


Рис. 6.13. Кривые связи расходов и уровней воды в реке:

а — однозначная; б — с паводочной петлей; точки измерения: 1 — на подъеме; 2 — на спаде паводка; моменты максимума: 3 — расхода; 4 — уровня воды

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, а, б) центробежная сила приводит к отклонению 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 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 ($F_{г}'$). Из схемы на рис. 6.14, в видно, что $F_{ц}' = F_{ц} \cos \beta$ и $F_{г}' = F_{г} \sin \beta = F_{г} I_{\text{поп}}$. Напомним, что центробежная сила равна $F_{ц} = mv^2/r$, а $F_{г} = mg$. 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. Подставляя эти выражения в уравнение $F_{ц}' = F_{г}'$, получим $mv^2 \cos \beta / r = mg I_{\text{поп}}$. Считая, что при малой величине уг-

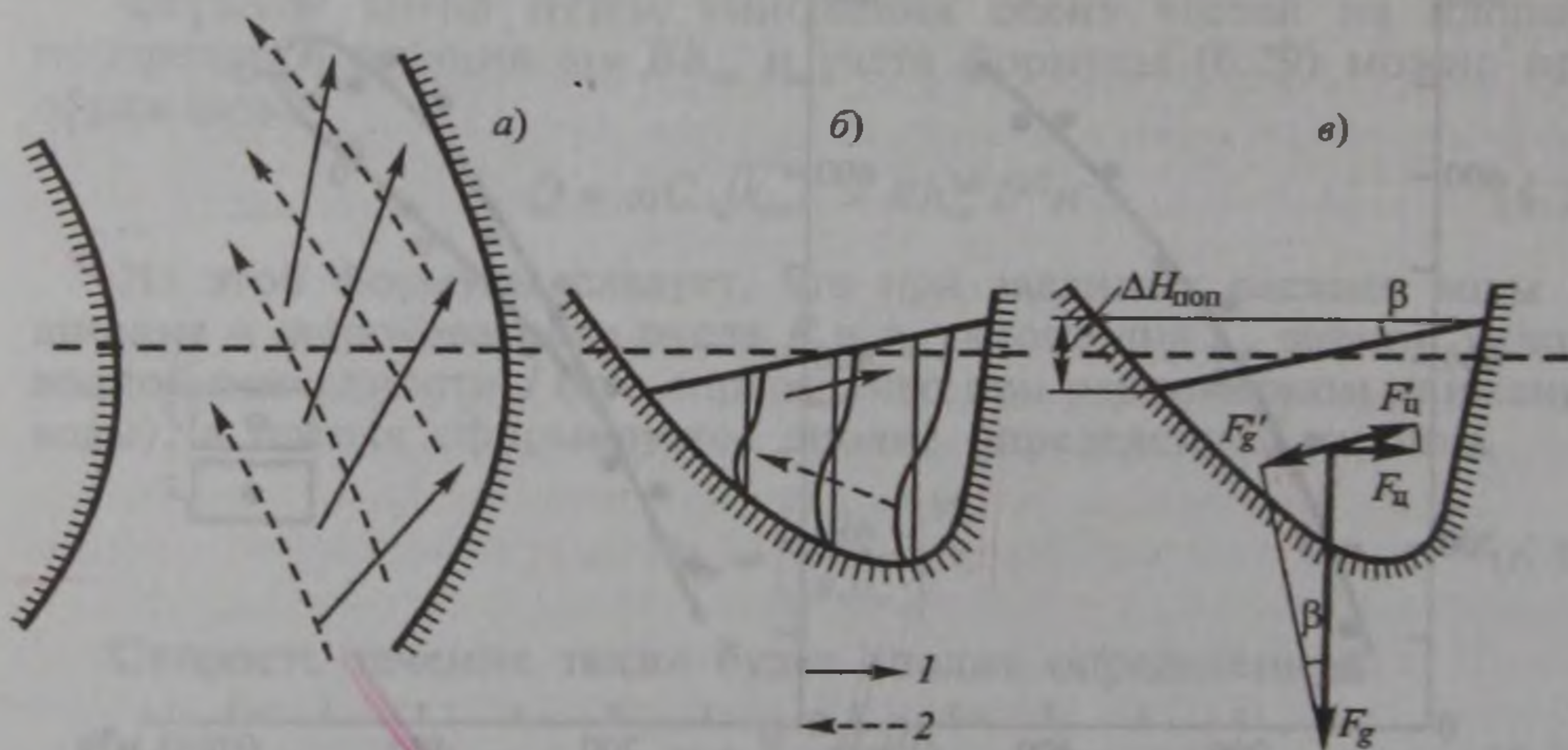


Рис. 6.14. Схема поперечной циркуляции на изгибе речного потока в плане (а) и поперечном разрезе (б) и схема действующих сил (в):

1 — поверхностные струи; 2 — придонные струи

ла $\beta \cos \beta \sim 1$, 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 перекоса уровня между обоими берегами $\Delta H_{\text{поп}}$ равна $I_{\text{поп}} B$, где B — ширина русла.

6.9.3. Закономерности трансформации паводков

При движении вдоль речного русла паводки (паводочные волны) трансформируются. Это проявляется в уменьшении высоты и возрастании продолжительности паводка (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. Пример распространения паводка вдоль Дуная на протяжении более 2 тыс. км был рассмотрен в разд. 6.7.2.

При перемещении в реках волн паводков (а также и половодья) изменение уровня воды H , расхода воды Q , средней скорости течения v , уклона водной поверхности I происходит несинхронно. Гидравлическими расчетами можно доказать, что в любом створе реки должна наблюдаться следующая последовательность наступления максимальных значений перечисленных характеристик: сначала своего максимума достигает уклон, затем скорость течения, потом

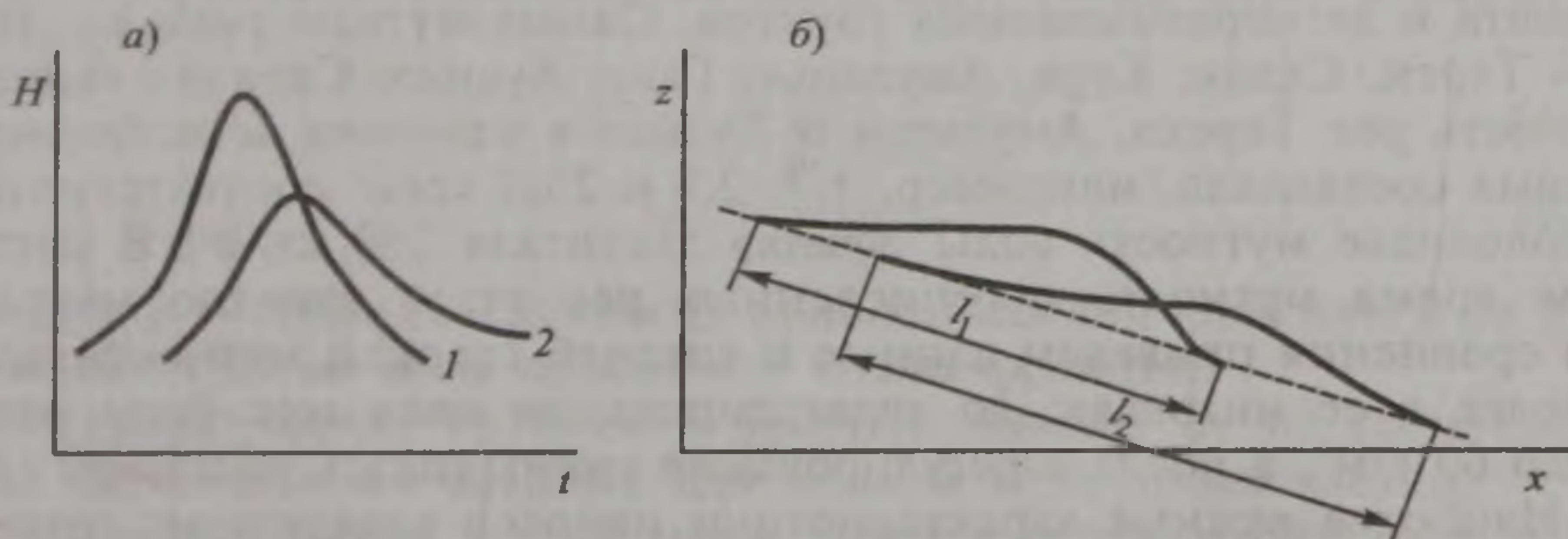


Рис. 6.15. Схема трансформации паводочной волны (по М. А. Великанову):

а — 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

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* (см. рис. 6.13, б).

6.10. ДВИЖЕНИЕ РЕЧНЫХ НАНОСОВ

6.10.1. Происхождение, характеристики и классификация речных наносов

Главными источниками поступления наносов в реки служат поверхность водосборов, подвергающаяся эрозии в период дождей и снеготаяния, и сами русла рек, размываемые речным потоком. Эрозия водосборов — процесс очень сложный, зависящий как от эродирующей способности стекающих по его поверхности дождевых и талых вод, так и от противозэрозионной устойчивости почв и грунтов водосбора. Эрозия поверхности водосборов (и поступление ее продуктов в реки) обычно тем больше, чем сильнее дожди и интенсивнее снеготаяние, чем больше неровности рельефа, рыхлее грунты (наиболее легко подвергаются эрозии лёссовые грунты), менее развит растительный покров, сильнее распаханность склонов. Эрозия речных русел тем сильнее, чем больше скорости течения в реках и менее устойчивы грунты, слагающие дно и берега. Часть наносов поступает в русло рек при абразии (волновом разрушении) берегов водохранилищ и речных берегов на широких плесах. Наносы, слагающие дно рек, называют *донными отложениями*, или *аллювием*.

Наибольшую концентрацию наносов (мутность воды) имеют реки с паводочным режимом и протекающие в условиях засушливого климата и легкоразмываемых грунтов. Самые мутные реки на Земле — Терек, Сулак, Кура, Амударья, Ганг, Хуанхэ. Средняя годовая мутность рек Терека, Амударьи и Хуанхэ в условиях естественного режима составляла, например, 1,7; 2,9 и 25,8 кг/м³ соответственно. В половодье мутность воды Хуанхэ достигала 250 кг/м³! В настоящее время мутность перечисленных рек стала заметно меньше. Для сравнения приведем данные о средней годовой мутности воды в Волге в ее низовьях: до зарегулирования реки она была равна около 60 г/м³, а после зарегулирования уменьшилась до 25—30 г/м³.

Наиболее важные характеристики наносов следующие: *геометрическая крупность*, выражающаяся через диаметр частиц наносов (D , мм); *гидравлическая крупность*, т. е. скорость осаждения частиц наносов в неподвижной воде (w , мм/с, мм/мин); *плотность частиц* (ρ_n , кг/м³), равная для наиболее распространенных кварцевых пес-

ков 2650 кг/м^3 ; *плотность отложений (плотность грунта)* ($\rho_{\text{отл}}$, кг/м^3), зависящая от плотности частиц и пористости грунта согласно формуле (5.3) (плотность илистых отложений на дне рек обычно составляет в среднем $700\text{--}1000 \text{ кг/м}^3$, песчаных $1500\text{--}1700$, смешанных $1000\text{--}1500 \text{ кг/м}^3$); *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/м^3 , кг/м^3), которая вычисляется по формуле

$$s = m/V, \quad (6.36)$$

где m — масса наносов в пробе воды; V — объем пробы воды. Мутность определяют путем фильтрования отобранных с помощью батометров проб воды и взвешивания фильтров.

По геометрической крупности наносы делят на *фракции* (табл. 6.4). 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, песчаный ил и т. д.).

Таблица 6.4. Классификация наносов по размеру частиц (мм)

Градация	Фракции						
	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

Путем механического анализа в лаборатории определяют, как распределяются по фракциям наносы в любой данной пробе, взятой в реке. Среднюю крупность наносов $D_{\text{ср}}$ в такой смеси определяют по формуле

$$D_{\text{ср}} = \frac{\sum_{i=1}^n D_i p_i}{100}, \quad (6.37)$$

где D_i и p_i — средняя крупность наносов каждой фракции и ее доля по массе (%) во всей пробе; n — число фракций.

Гидравлическая крупность наносов зависит от их геометрической крупности по-разному для мелких и крупных частиц.

Наносы крупнее $1,5 \text{ мм}$ осаждаются в неподвижной воде с повышенными скоростями по извилистым, винтообразным траекториям (такой режим падения частиц назван *турбулентным*); для этого случая связь гидравлической и геометрической крупности выражается формулой

$$w = k \sqrt{\frac{g(\rho_n - \rho)D}{\rho}}, \quad (6.38)$$

где ρ_n и ρ — плотность наносов и воды. Наносы мельче 0,15 мм осаждаются в неподвижной воде медленно и практически по прямой линии (такой режим падения частиц называли *ламинарным*), в этом случае связь w и D будет иная:

$$w = \frac{g(\rho_n - \rho)D^2}{18\rho\nu}, \quad (6.39)$$

где ν — кинематический коэффициент вязкости, зависящий от температуры воды (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 приведена гидравлическая крупность частиц при температуре 15 °С (по А. В. Караушеву):

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 условно объединяют с *влекомыми*.

6.10.2. Движение влекомых наносов

Влекомые наносы — это наносы, перемещающиеся речным потоком в придонном слое и движущиеся скольжением, перекачиванием 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: сила лобового давления текущей воды, стремящаяся сдвинуть частицу и пропорциональная квадрату придонной скорости течения и площади сечения частицы, и 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 для рек наиболее типичен. Скопления влекомых наносов представлены *донными грядами* различного размера (рис. 6.16). Наносы перемещаются слоем по верховому склону гряды

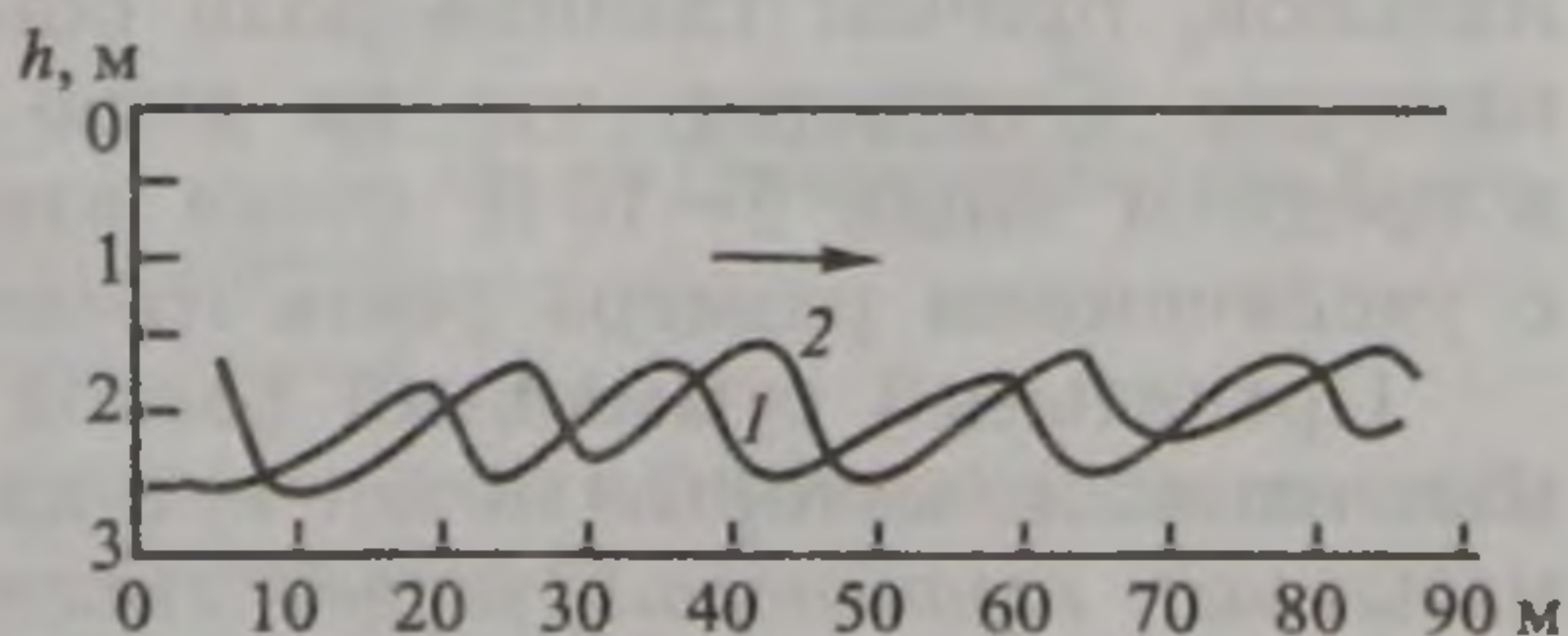


Рис. 6.16. Донные гряды на дне реки в два последовательных момента времени (1 и 2)

и скатываются по низовому склону (его наклон близок к углу естественного откоса) в подвалье гряды. Здесь частицы наносов могут быть «захоронены» надвигающейся грядой и вновь придут в движение лишь после смещения гряды на всю ее полную длину. О донных грядах как о русловых формах см. в разд. 6.11.

6.10.3. Движение взвешенных наносов

Взвешенные наносы переносятся в толще речного потока. Условием такого перемещения служит соотношение

$$u_z^+ \geq w, \quad (6.43)$$

где u_z^+ — направленная вверх вертикальная составляющая вектора скорости течения в данной точке потока; w — гидравлическая крупность частицы наносов.

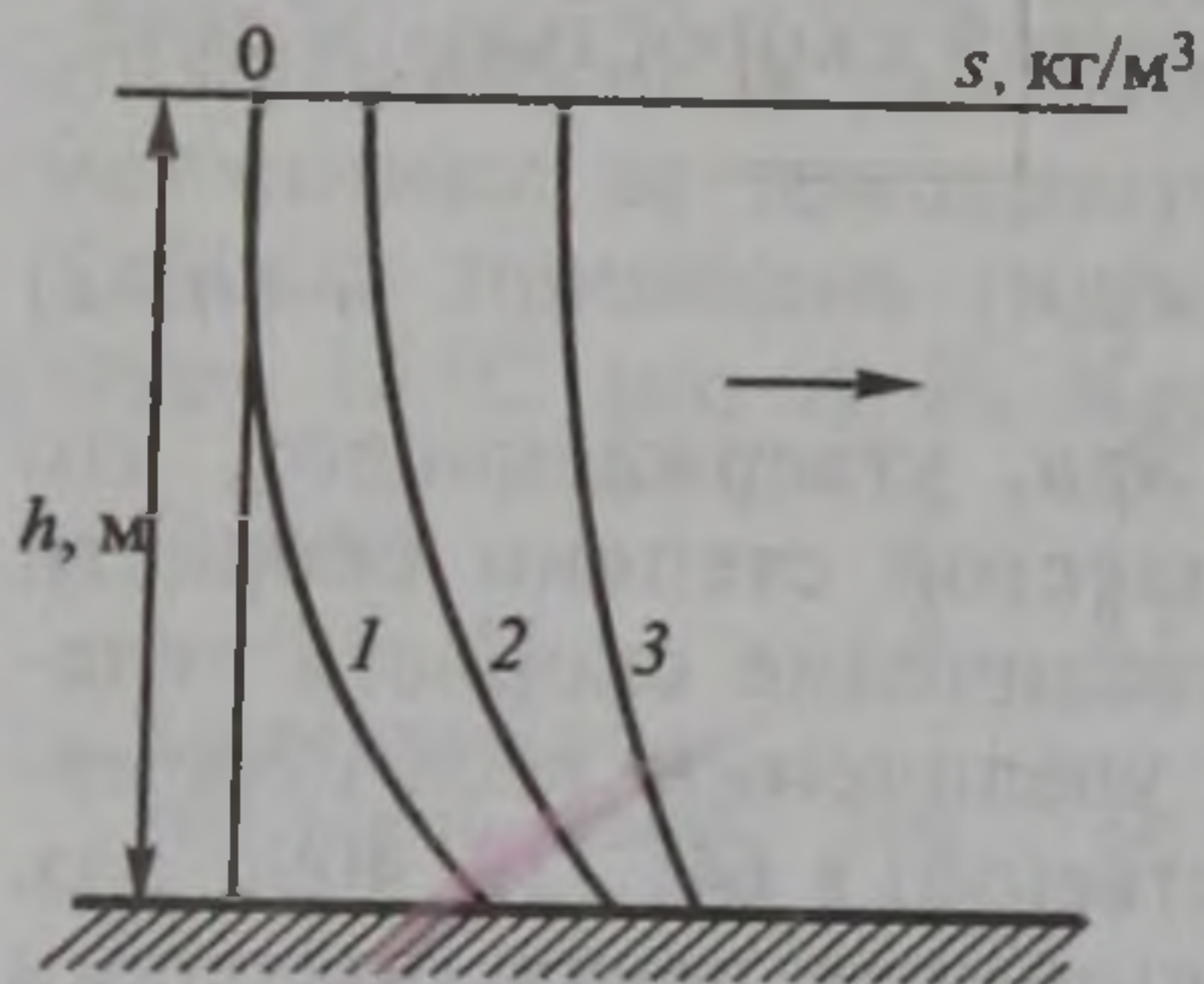


Рис. 6.17. Типичное распределение мутности воды по глубине речного потока при крупности взвешенных наносов:

1 — наибольшей; 2 — средней; 3 — наименьшей

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 поверхности, причем для взвешенных наносов более крупных фракций быстрее, для наносов мелких фракций — медленнее (рис. 6.17).

6.10.4. Сток наносов

Сток наносов реки включает сток взвешенных и сток влекомых наносов, причем главная роль обычно принадлежит взвешенным наносам. Считается, что на долю влекомых наносов приходится в среднем лишь 5—10% 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 условиях переносить река, называют *транспортирующей способностью потока* $R_{тр}$. Согласно

теоретическим и экспериментальным исследованиям $R_{тр}$ зависит прежде всего от скоростей течения и расхода воды:

$$R_{тр} = s_{тр}Q = k \frac{v^3}{gh_{ср}w} Q, \quad (6.45)$$

где $s_{тр}$ — мутность воды, соответствующая транспортирующей способности потока; v — средняя скорость потока; $h_{ср}$ — 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 $s_{тр}$, соответствующую транспортирующей способности потока (т. е. предельно возможную мутность при данных гидравлических условиях), часто выражают как функцию средней скорости течения: $s_{тр} = av^n$, где a и n — параметры, причем n изменяется от 2 до 4.

В реальных условиях фактический расход наносов в реке и транспортирующая способность потока могут не совпадать, что и становится причиной русловых деформаций.

Сток наносов реки (прежде всего взвешенных наносов) обычно рассчитывают по построенным на основе измерений связям расхода воды и расхода взвешенных наносов $R=f(Q)$. У такой связи имеются две важные особенности: она нелинейна, причем R растет быстрее, чем Q ; очень приближенно эту зависимость иногда можно записать в виде степенного уравнения:

$$R = kQ^m, \quad (6.46)$$

где, по Н. И. Маккавееву, $m = 2 \div 3$; очень часто связь между R и Q оказывается не однозначной (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

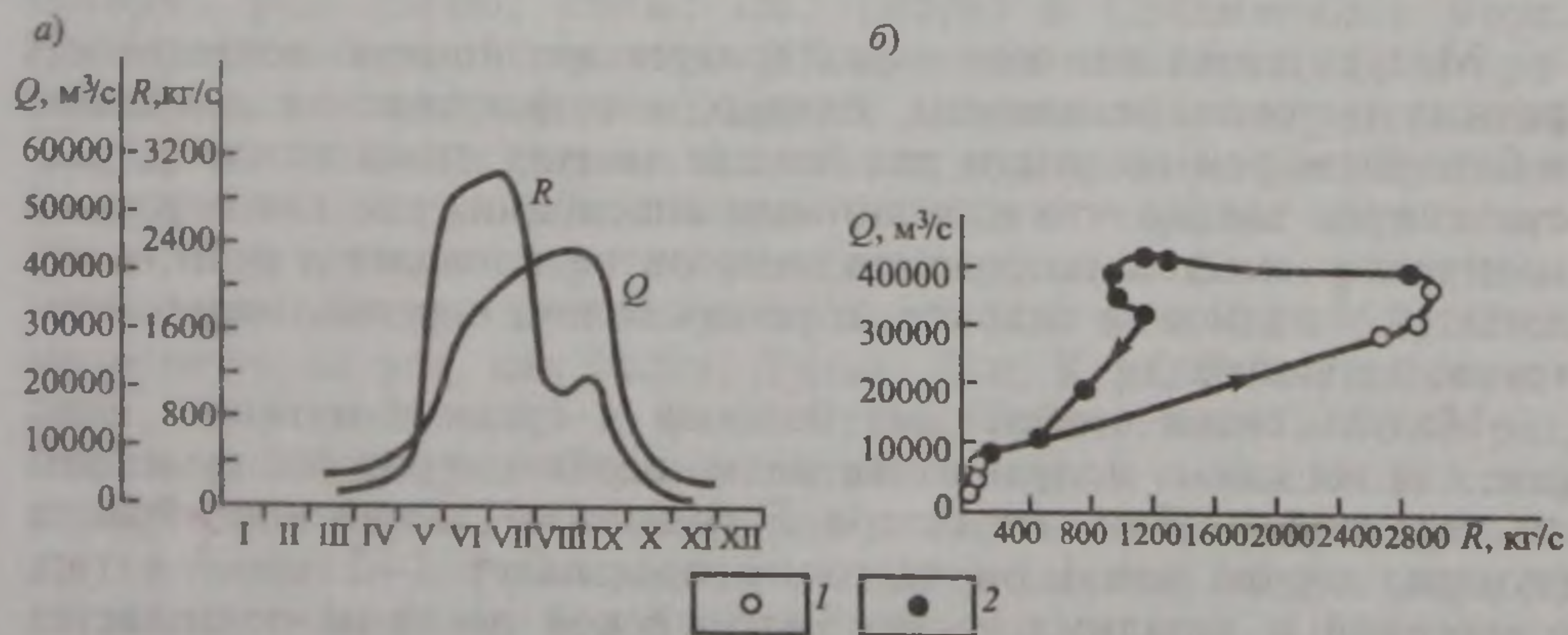


Рис. 6.18. Типичные графики изменения расходов воды и взвешенных наносов (а) и связи между ними (б):

1 — подъем половодья; 2 — спад половодья (I—XII — месяцы)

максимум расхода воды и отмечается на подъеме половодья или паводка. В это время идет наиболее активный смыв грунтов с поверхности водосбора.

С помощью графика связи $R=f(Q)$ по известным средним суточным значениям Q легко определить и соответствующие величины R . Средние расходы наносов за любой период \bar{R} определяют точно так же, как и средние расходы воды (см. формулы 6.18—6.19)). Сток наносов рассчитывают по формуле, аналогичной (6.20):

$$W_n = \bar{R} \Delta t, \quad (6.47)$$

где сток наносов W_n , кг; средний расход наносов \bar{R} , кг/с; интервал времени Δt , с. Сток наносов чаще удобнее представить не в килограммах, а в тоннах или даже в миллионах тонн. В этих случаях применяют формулы

$$W_n \text{ (т)} = \bar{R} \Delta t \cdot 10^{-3}, \quad (6.48)$$

$$W_n \text{ (млн т)} = \bar{R} \Delta t \cdot 10^{-9}. \quad (6.49)$$

Если речь идет о годовых величинах, то вместо (6.49) записывают

$$W_n \text{ (млн т)} = \bar{R} \cdot 31,5 \cdot 10^{-3}. \quad (6.50)$$

Модулем стока наносов называют сток наносов в тоннах с 1 км² площади водосбора:

$$M_n = W_n / F. \quad (6.51)$$

Для годовых величин стока наносов получим M_n , т/км²:

$$M_n = \bar{R} \cdot 31,5 \cdot 10^3 / F. \quad (6.52)$$

Модуль стока наносов характеризует эрозионную деятельность речных потоков (напомним, однако, что фактическая денудация в бассейнах рек во много раз больше модуля стока наносов, рассчитанного только что описанными способами, так как огромное количество смытых со склонов наносов не попадает в реки, а отлагается у подножья склонов, в устьях балок, оврагов, малых притоков, на поймах).

Модуль стока взвешенных наносов и средняя мутность воды рек, так же как и модуль стока воды, неравномерно распределены по территории. Так, на севере Европейской территории России (тундра, лесная зона) он часто не превышает 1—2 т/км² в год, в северной и западных частях Европейской равнины повышается до 10—20 т/км². На юге Европейской территории бывшего СССР он достигает 50—100 т/км², а в ряде районов Кавказа — даже 500 т/км² в год. Для бассейнов некоторых рек мира модуль стока взвешенных

наносов в естественных условиях стока составлял: у Волги — $10,3 \text{ т/км}^2$, Дуная — $63,6$, Терека — 350 , Хуанхэ — 1590 т/км^2 в год. Мутность рек также довольно закономерно распределяется по территории. Так, например, средняя годовая мутность рек на севере Европейской части России весьма 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 наносов всех рек мира ($15\,700$ млн т) наибольшая доля в естественных условиях приходилась на Амазонку (1200 млн т), Хуанхэ (1185 млн т), Ганг с Брахмапутрой (1060 млн т), Янцзы (471 млн т), Миссисипи (400 млн т) (см. табл. 6.1). Среди наиболее мутных рек на планете — Хуанхэ (средняя годовая мутность воды более 25 кг/м^3 , а максимальная — в 10 раз больше), Инд, Ганг, Янцзы, Амударья, Терек.

Сток наносов рек испытывает изменения, сходные с изменениями стока воды (см. разд. 6.7.1). Однако, поскольку связь между расходами воды и взвешенных наносов нелинейная (см. формулу (6.46)), как многолетние, так и сезонные колебания стока наносов рек обычно более значительные, чем стока воды (см., например, рис. 6.18, а).

Так же как сток воды, сток наносов рек увеличивается в холодные и влажные и уменьшается в теплые и засушливые климатические периоды. Вместе с тем в изменениях стока наносов рек отмечаются два проявления антропогенных факторов. Сведение лесов и распашка склонов ведут 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 выдвигения 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). Сток наносов таких рек, как Волга, Дунай, Дон, Кура, Енисей, Миссисипи, сократился в $1,3\text{—}3$ раза; Сулак, Тибр, Нил — в $8\text{—}10$ раз; Эбро — в 250 (!) раз. Степень антропогенного уменьшения стока наносов рек зависит от параметров водохранилища (объема, высоты плотины) и от расстояния рассматриваемого гидроствора от гидроузла: чем ближе створ к плотине, тем сильнее выражено сокращение стока, так как ниже по течению обычно начинается крупномасштабный размыв русла и частичное восстановление транспортирующей способности речного потока. Так, на Нижнем Дунае

(ниже по течению плотины водохранилища Железные Ворота) сток наносов восстанавливается приблизительно наполовину. Значительное сокращение стока наносов р. Эбро в Испании объясняется близостью к устью реки двух крупных 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 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 (см. рис. 6.4, з). 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 зависят работа водного транспорта, эксплуатация водозаборных сооружений, мостовых переходов, газо- и нефтепроводов через реки и т. д.

Физической причиной русловых деформаций является нарушение баланса наносов на тех или иных участках речного русла. Изменение расхода наносов вдоль потока на бесприточном участке должно неизбежно сопровождаться русловыми деформациями: при увеличении расхода наносов вдоль реки должен происходить *размыв русла* (эрозии), при уменьшении расхода наносов вдоль реки — *намыв русла* (аккумуляция наносов). Весьма характерны изменения

соотношения между фактическим расходом наносов и транспортирующей способностью потока, о которой речь шла в разд. 6.9. При $R > R_{тр}$ должны происходить отложение наносов и намыв дна, при $R < R_{тр}$ — наоборот, размыв дна. По направленности русловые деформации подразделяются, таким образом, на два вида: размыв (эрозия) и намыв (аккумуляция наносов).

Русловые деформации подразделяют также на вертикальные, когда происходят изменения отметок дна русла, и горизонтальные, когда наблюдаются поперечные смещения русла. Обычно эти два вида русловых деформаций происходят одновременно, но в некоторых случаях преобладают первые, в некоторых — вторые.

Русловые деформации и русловые процессы подразделяют также на два типа: периодические (знакопеременные, обратимые) и направленные (необратимые). К периодическим русловым деформациям относят такие изменения русла, которые неоднократно повторяются и после которых русло возвращается приблизительно в первоначальное положение. Эти русловые деформации наблюдаются при движении донных гряд, развитии излучин и т. д. Направленные русловые деформации выражены в односторонних изменениях русла, например при однонаправленном размыве или намыве, сопутствующих сооружению водохранилища на реке.

6.11.2. Микроформы речного русла и их изменения

Если в гидравлическом лотке, дно которого выстлано ровным слоем песка, постепенно увеличивать расход воды, то после достижения скоростями течения некоторых значений наносы придут в движение. Поскольку распределение скоростей течения в турбулентном потоке крайне неравномерно, 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 ее 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 между ними понижениями дна — *плесами* образуют на реках системы *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 сотен метров в год.

Наиболее характерными элементами системы плес — перекат являются верхняя и нижняя *плесовые лощины* и *верхний* и *нижний* (или лево- и правобережный) *побочни переката* (см. рис. 6.19). Перекат представляет собой крупную русловую гряду, пересекающую русло под углом $20-30^\circ$. Верхний по течению склон гряды более пологий, низовой откос (подвалье переката) — более крутой. Наиболее мелкие части гряды — *прибрежные отмели* — носят название *побочней*. Наиболее глубокая часть переката между смежными плесовыми лощинами называется *корытом переката*. Через нее и проходят линия наибольших глубин и фарватер. Наиболее мелководный участок фарватера над перекатом называется *гребнем переката*.

Перекаты по своему строению бывают трех видов: *п е р е в а л ы* — перекаты с плавными и небольшими изменениями отметок дна без резко выраженного подвалья; *н о р м а л ь н ы е* — перекаты с хорошо выраженным подвальем, но без резкого искривления фарватера (рис. 6.19, а), *п е р е к о ш е н н ы е* (сдвинутые) — перекаты

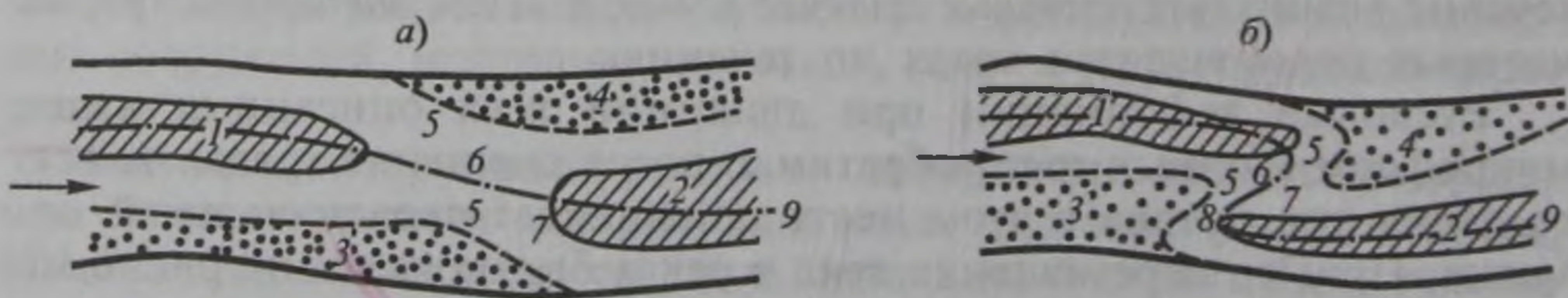


Рис. 6.19. Схемы перекатов:

а — нормального; б — перекошенного; 1, 2 — верхняя и нижняя плесовые лощины; 3, 4 — верхний (правобережный) и нижний (левобережный) побочни переката, 5 — корыто; 6 — гребень; 7 — подвалье переката; 8 — затонская часть нижней плесовой лощины; 9 — линия наибольших глубин

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 р. 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). Для плесов характерны, наоборот, размыв в половодье и намыв в межень.

Другой вид мезоформ речного русла — *осередки* — подвижные, не соединенные (в отличие от побочной перекатов) с берегами и не заросшие растительностью отмели. Осередки часто возникают на перекатах, вызывая разделение фарватера на его гребне на две ветви.

6.11.4. Макроформы речного русла и их изменения

В относительно *прямолинейных руслах* (см. рис. 6.4, а) вниз по течению смещаются как мезоформы (перекаты, осередки), так и микроформы (донные гряды различного размера). Во многих случаях смещающиеся побочни перекатов предохраняют коренные или пойменные берега прямолинейного русла от размыва.

Весьма своеобразны русловые деформации в *извилистых (меандрирующих) руслах* (см. рис. 6.4, б). Такие деформации представляют собой циклические процессы постепенного увеличения извилистости русла благодаря размыву его вогнутых берегов, развороту и смещению излучин (меандров), завершающиеся прорывом перешейка со спрямлением русла (рис. 6.20). Затем процесс развития излучин

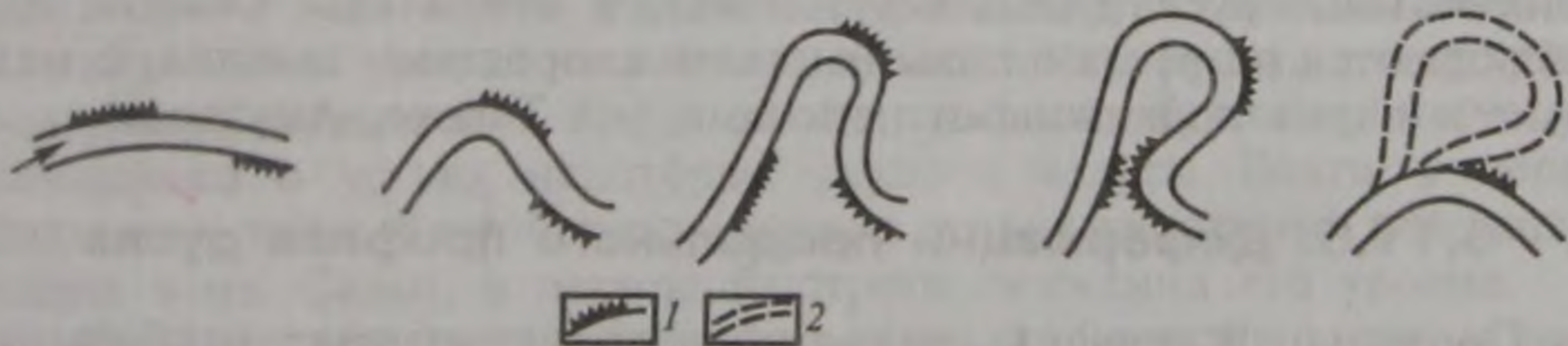


Рис. 6.20. Схема смещения и изменения формы излучины:

1 — участок размыва берега; 2 — старица

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 (перекаты) участков. Плесы обычно приурочены к участкам русла с наибольшей кривизной, перекаты — к прямым (переходным) участкам русла между смежными излучинами. Эти образования на извилистых участках русла более стабильны в своем положении, чем на относительно прямолинейных участках русла.

Смещение и искривление излучин сопровождается значительными горизонтальными русловыми деформациями. Наибольшие размывы (достигающие десятков метров в год) приурочены к вогнутым берегам на изгибе русла, где в потоке возникает поперечная циркуляция (см. разд. 6.8).

В процессе развития излучин происходит обмен наносами между руслом и поймой. Нередко и сама пойма формируется в результате образования излучин, их смещения и прорыва. На поймах часто остаются следы бывших участков русла — *старицы*.

Своеобразные русловые деформации наблюдаются в руслах, разветвленных на *рукава* (см. рис. 6.4, в). Различают пойменную и русловую многорукавность. Пойменные рукава обычно более стабильны по сравнению с внутрирусловыми. При русловой многорукавности в пределах русла находятся *упорядоченные острова*: либо одиночные острова, либо закономерные цепочки островов, расположенные в шахматном порядке или тяготеющие к одному из берегов.

Как пойменным, так и внутрирусловым рукавам свойственны два взаимосвязанных процесса: перераспределение стока воды и наносов между водотоками и отмирание (заиление) или активизация (размыв) этих водотоков. Рукава, увеличивающие свой сток, активизируются, уменьшающие — отмирают или теряют свою активность.

И наконец, необходимо упомянуть русловые деформации в так называемых *разбросанных руслах* (см. рис. 6.4, г). В руслах этого типа вниз по течению перемещаются многочисленные неупорядоченные и весьма подвижные отмели — осередки разного размера. Разбросанные русла очень неустойчивы и изменчивы. Обычно они наблюдаются на реках с повышенными скоростями течения, с мелкими и очень подвижными наносами (на Тереке, Амударье).

6.11.5. Деформации продольного профиля русла

Продольный профиль речного русла испытывает наибольшие деформации при направленных (необратимых) русловых процессах. Характер и направленность деформаций продольного профиля

русла зависит от изменения факторов, определяющих так называемый выработанный продольный профиль. Уклон в каждой точке такого профиля I_0 зависит от трех основных факторов: стока воды, характеризуемого средним многолетним расходом воды Q , средним содержанием в потоке наносов s , средней крупностью наносов, лежащих на дне, D . Связь перечисленных факторов весьма приближенно может быть записана в виде уравнения

$$I_0 = KQ^x s^y D^z, \quad (6.53)$$

где $x \sim -\frac{1}{9}$; $y \sim \frac{2}{3}$; $z \sim \frac{1}{18}$.

Если бы мутность воды и крупность наносов вдоль реки не изменялись, то единственным фактором, определяющим крутизну выработанного продольного профиля, был бы расход воды. Поскольку он неуклонно увеличивается от истока к устью реки, а связь уклона с расходом воды на разных участках реки согласно (6.53) обратная, крутизна продольного профиля от истока к устью должна уменьшаться, что и наблюдается в действительности. Формула (6.53) позволяет качественно оценить влияние на вертикальные деформации продольного профиля реки изменений определяющих факторов. Увеличение стока воды и уменьшение содержания в воде наносов должно привести к увеличению крутизны продольного профиля и к его понижению, что может произойти лишь в результате врезания русла. Уменьшение стока воды и увеличение мутности должны привести к уменьшению крутизны продольного профиля и его повышению, что может быть лишь при отложении наносов.

Отмеченные процессы понижения и повышения продольного профиля происходили на многих реках как реакция на вековые изменения их водности. Свидетельством врезания русел в многоводные периоды являются *речные террасы*.

Своеобразные деформации продольного профиля происходят при изменении *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 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 транспортирующей

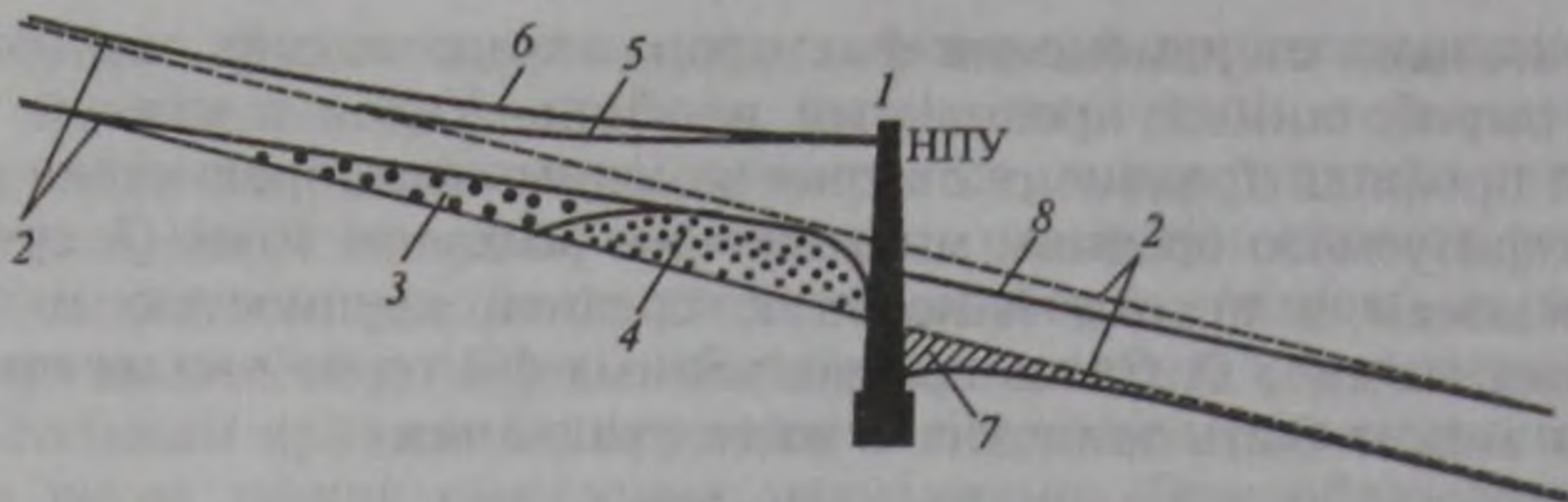


Рис. 6.21. Схема заиления и занесения верхнего бьефа и размыва нижнего бьефа гидроузла:

1 — плотина; 2 — уровень воды и дно реки до сооружения водохранилища; 3 — тело заиления водохранилища мелкими наносами; 4 — тело занесения водохранилища крупными 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

способности потока приводит к возникновению соотношения $R > R_{тр}$, что сопровождается отложением наносов, т. е. *заилением и занесением водохранилища* (см. разд. 8.7). В нижнем бьефе (ниже плотины) в результате уменьшения расхода наносов (часть их отложилась в водохранилище) и некоторого увеличения транспортирующей способности потока складывается соотношение $R < R_{тр}$, что ведет к размыву дна и понижению продольного профиля реки. Непосредственно вблизи плотины находится участок *местного размыва*, глубина которого иногда достигает десятков метров. На более протяженном участке ниже плотины отмечается *общий размыв*, который по мере восстановления нагрузки потока наносами постепенно затухает вниз по течению. Длина участка общего размыва ниже плотин может достигать десятков и сотен километров.

Все упомянутые выше процессы вертикальных деформаций продольного профиля речного русла проявляются не только в изменениях отметок дна, но и в сопутствующих им изменениях уровней воды.

6.11.6. Устойчивость речного русла

Устойчивость речного русла, т. е. степень его противодействия размыву, тем больше, чем меньше скорости течения и соответственно меньше размывающая способность потока и чем больше сопротивляемость русла размыву, которая определяется крупностью наносов, формирующих дно, связанностью наносов, слагающих берега, закрепляющим влиянием растительности на берегах, искусственными защитными мероприятиями и т. д.

Устойчивость русла можно охарактеризовать количественно, сопоставляя факторы, препятствующие и благоприятствующие размыву. Одним из таких количественных показателей служит коэффициент устойчивости русла В. М. Лохтина:

$$K_{\text{л}} = D/\Delta H, \quad (6.54)$$

где D — крупность донных наносов, мм; ΔH — километрическое падение уровня, м/км. Повышению устойчивости русла и увеличению коэффициента $K_{\text{л}}$ способствуют увеличение крупности частиц наносов и уменьшение скоростей течения, косвенной характеристикой которых служит величина падения. По Лохтину, устойчивые русла, в которых отсутствует постоянное движение наносов, имеют $K_{\text{л}}$ более 15—20, у относительно устойчивых русел с постоянным перемещением влекомых наносов $K_{\text{л}} \sim 5$, наконец, у рек с неустойчивым руслом и весьма подвижным дном $K_{\text{л}}$ менее 1—2.

Устойчивые русла характерны для рек, донные отложения которых представлены галечным, галечно-валунным и валунно-глибовым материалом. Русловые деформации на таких реках крайне медленны и невелики по масштабу. Таковы русла рек Алдана, Верхней Лены, Верхнего Енисея, Ангары, Верхней Камы, Чусовой, Белой. Наименее устойчивы речные русла, сложенные мелкопесчаным материалом. К таким рекам 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 зависят, например, растворимость газов, быстрота многих химических реакций, жизнедеятельность организмов и т. д.); перенос взвешенных наносов потоком (гидравлическая крупность мелких частиц зависит от вязкости, а она, в свою очередь, от температуры воды). Температура воды определяет наряду с минерализацией и химическим составом растворенных веществ качество воды. Температура воды — важный показатель при использовании вод в хозяйстве, например в охлаждающих установках, и в быту.

Изменение температуры речной воды — следствие изменения составляющих теплового баланса данного участка реки.

Применим к участку реки общее уравнение теплового баланса для любого водного объекта гидросферы (2.7). Перепишем это уравнение в следующем виде:

$$\Delta\Theta = \Theta_{\text{в}} - \Theta_{\text{н}} + A + B + C, \quad (6.55)$$

где $\Delta\Theta$ — изменение количества теплоты в воде за интервал времени Δt ;

Θ_v — теплота, поступающая вместе с речной всдой через верхний створ участка; Θ_n — теплота, уходящая с водой через нижний створ. И Θ_v и Θ_n в единицу времени равны $c_p \rho Q T$, где c_p — удельная теплоемкость воды; ρ — ее плотность; Q — расход воды; T — температура воды. A означает сумму всех компонентов теплообмена через границу «поверхность реки — воздух». Эта сумма включает радиационный баланс этой поверхности R согласно формуле (2.6), приход или расход теплоты в процессе теплообмена с атмосферой $\Theta_{атм}^+$ и $\Theta_{атм}^-$, теплоту, поступившую вместе с атмосферными осадками Θ_x , приход теплоты при конденсации $\Theta_{конд}$ и расход теплоты при испарении воды $\Theta_{исп}$. B — это сумма всех компонентов теплообмена через границу «вода — грунт»: приток или отток теплоты с грунтовыми водами Θ_w^+ и Θ_w^- , приход или расход теплоты в процессе теплообмена с грунтами $\Theta_{гр}^+$ и $\Theta_{гр}^-$. 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 $\Theta_{дис}$, приход теплоты при ледообразовании $\Theta_{лед}$ и расход при таянии льда $\Theta_{пл}$). $\Theta_{конд}$, $\Theta_{исп}$, $\Theta_{лед}$, $\Theta_{пл}$ определяют по формулам (1.11) — (1.12). Приход теплоты вследствие диссипации энергии $\Theta_{дис}$ в единицу времени численно равен затрате механической энергии потока на преодоление сил трения $F_{тр} = \rho g Q I l$, где ρ — плотность воды; g — ускорение свободного падения; Q — расход воды; I — уклон водной поверхности; l — длина участка реки. Обычно $\Theta_{дис}$ — 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:

$$\Delta T = \frac{\Theta_v - \Theta_n + A + B + C}{c_p \rho V}. \quad (6.56)$$

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, 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 за изменениями 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 в случае отсутствия ядер кристаллизации), средняя годовая температура воды в реках заметно выше, чем средняя годовая температура воздуха.

Помимо сезонных колебаний температура воды в реках испытывает и суточные изменения, которые также отстают от изменения температуры воздуха. Минимальная температура воды наблюдается обычно в утренние часы, максимальная — в $15\text{--}17$ ч (максимум температуры воздуха обычно бывает на $1\text{--}2$ ч раньше). На больших реках суточный ход температуры воды обычно не более $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$, на малых реках он может быть и выше. Суточные колебания

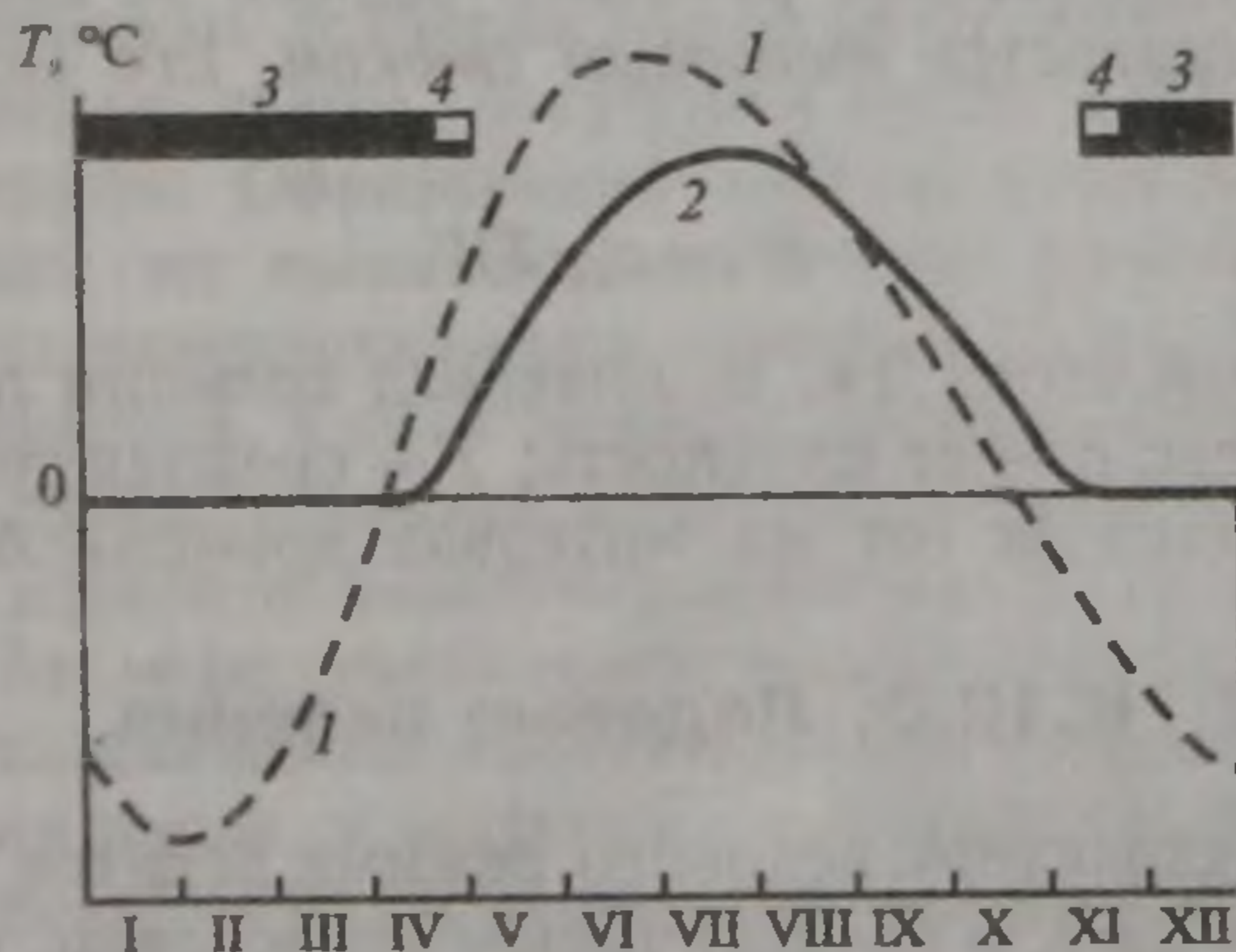


Рис. 6.22. Типичное изменение температуры воздуха (1) и воды (2) для рек умеренного климата:

3 — ледостав; 4 — ледоход (I—XII — месяцы)

температуры воды хорошо выражены на реках, берущих начало из ледников.

Температура речной воды имеет и *пространственные изменения*. Хорошо известно подчиняющееся широтной зональности изменение температуры воды вдоль крупных рек, текущих в меридиональном направлении. У таких рек наибольшее различие температуры воды вдоль реки отмечается в период нагревания. Для больших рек, текущих с юга на север, характерны большие контрасты между температурой воды и воздуха: летом нагревшаяся в южных широтах речная вода попадает в северных широтах в условия более холодного климата. 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 — $1-2^{\circ}\text{C}$. Однако иногда можно заметить различия в температуре воды на поверхности и у дна, на стрежне и у берегов. Летом у дна температура немного ниже, чем на поверхности, а у берегов выше, чем в середине реки. Осенью у берегов 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 (м^3) за тот же интервал времени Δt .

6.12.3. Ледовые явления

Все реки по характеру ледового режима делятся на три большие группы: замерзающие, с неустойчивым ледоставом, незамерзающие. Реки в условиях умеренного климата, как правило, зимой замерзают. На таких реках (наиболее интересных с точки зрения изучения ледового режима) выделяют три характерных периода: 1) замерзания, или осенних ледовых явлений; 2) ледостава; 3) вскрытия, или

весенних ледовых явлений. Реки в условиях субтропиков замерзают очень редко, в условиях тропического климата — вообще никогда не замерзают.

Замерзание рек. Переход средней суточной температуры воздуха осенью через 0°C служит своеобразным «сигналом» приближающихся ледовых явлений (см. рис. 6.22). Через некоторое время и температура воды снижается до 0°C , и начинаются *ледовые явления*.

Начальная фаза осенних ледовых явлений — *сало*, т. е. плывущие куски ледяной пленки, состоящей из кристалликов льда в виде тонких игл. Сало обычно плывет по реке в течение 3—8 дней. Почти одновременно у берегов, где скорости течения меньше, образуются *забереги* — узкие полосы неподвижного тонкого льда. По мере охлаждения всей толщи воды в ней начинает образовываться *внутриводный лед* — непрозрачная губчатая ледяная масса, состоящая из хаотически сросшихся кристалликов льда. Непременное условие образования внутриводного льда — 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 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 зажора сопровождается подъемом уровня воды на вышерасположенном участке реки. Иногда осенний ледоход сопровождается *затором*, т. е. закупоркой русла плывущими льдинами. Как и зажоры, заторы часто происходят на узких участках русла, в местах разделения реки на рукава (например, в дельтах Дуная и Северной Двины).

Ледостав. По мере увеличения числа плывущих льдин и их размера скорость движения ледяных полей уменьшается, и сначала в местах сужения русла, у островов, в мелких рукавах, а затем и на остальных участках русла ледяные поля останавливаются и смерзаются. Этому могут способствовать и заторы. Образуется сплошной ледяной покров — *ледостав* (говорят, что «река стала»). Для малых рек характерно образование ледостава без ледохода — путем расширения и смерзания заберегов.

Некоторые участки реки могут в течение долгого времени, иногда в течение всей зимы, не замерзать. Такие участки называют *полыньями*; 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 полыньи 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:

$$h_n = 2 \sqrt{\sum |-T|}; \quad (6.58)$$

$$h_n = 11 \sqrt{\sum |-T|}, \quad (6.59)$$

где h_n — толщина льда, см. В первой из этих формул используется средняя суточная, а во второй — средняя месячная температура воздуха. Необходимо отметить важную роль снежного покрова: чем его толщина больше, тем меньше толщина льда под снегом.

На реках в условиях холодного климата под влиянием гидростатического напора, вызванного стеснением русла мощным ледяным покровом, на поверхность льда может излиться речная вода, замерзнуть и образовать толстый слой вторичного льда — *наледь*.

Вскрытие рек. С наступлением весны ледяной покров на реках начинает разрушаться. На этот процесс влияют солнечная радиация, поступление теплоты из воздуха и с теплыми водами, механическое воздействие текущей талой воды.

Сначала начинает таять снег на льду. Талая снеговая вода ослабляет лед. У берегов реки под влиянием начавшегося нагревания грунта и стекания со склонов талых вод, а также повышения уровня в реке образуются прибрежные полосы чистой воды — *закраины*.

Продолжающийся подъем уровня воды в реке вследствие поступления в русло талых вод приводит лед в движение. Сначала это лишь небольшие (в несколько метров) смещения ледяных полей — *подвижки*, а затем ослабленный ледяной покров разбивается на отдельные льдины и начинается *весенний ледоход*.

На текущих с севера на юг больших реках, а также на многих малых реках вскрытие происходит в основном под влиянием термических факторов, несколько опережает волну весеннего половодья и проходит относительно спокойно. Вскрытие рек начинается с низовьев и распространяется вверх по течению. Продолжительность весеннего ледохода на больших реках, текущих с севера на юг (Дон, Днепр, Волга), обычно составляет от 10 до 20 дней.

Более бурно происходит вскрытие на реках, текущих с юга на север. Здесь главным фактором вскрытия становится динамический — воздействие текущих талых вод. Ледоход по времени совпадает с волной половодья, идет очень бурно и часто сопровождается заторами, чему способствует более позднее вскрытие нижних участков рек по сравнению с верхними. Такой характер имеет вскрытие, например, рек Енисея и Лены.

Заторы во время весеннего ледохода часто приводят к значительному повышению уровней воды и даже к наводнениям. Такие явления нередки на Северной Двине, Лене, в низовьях Дуная. 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, 6 человек погибло. На Лене нередки очень мощные и разрушительные заторы. Протяженность скоплений льда в местах заторов 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 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 территории 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 мес.

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 и крупные реки — Яна, Индигирка.

6.13. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО И ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА РЕК

6.13.1. Гидрохимический режим рек

Речные воды имеют, как правило, сравнительно невысокую минерализацию и относятся к пресным водам. По величине минерализации О. А. 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 р. Эмбы имеет в межень минерализацию более 1500 мг/л.

Минерализация речных вод зависит от характера питания реки. В период преимущественного питания реки талыми, дождевыми, ледниковыми водами минерализация наименьшая. Когда в питании реки начинают большую роль играть подземные воды, минерализация речной воды повышается, поэтому для многих рек весьма характерно сезонное изменение минерализации воды: уменьшение в половодье и увеличение в межень, когда река переходит в основном на подземное питание (рис. 6.23, а). Поэтому связь между

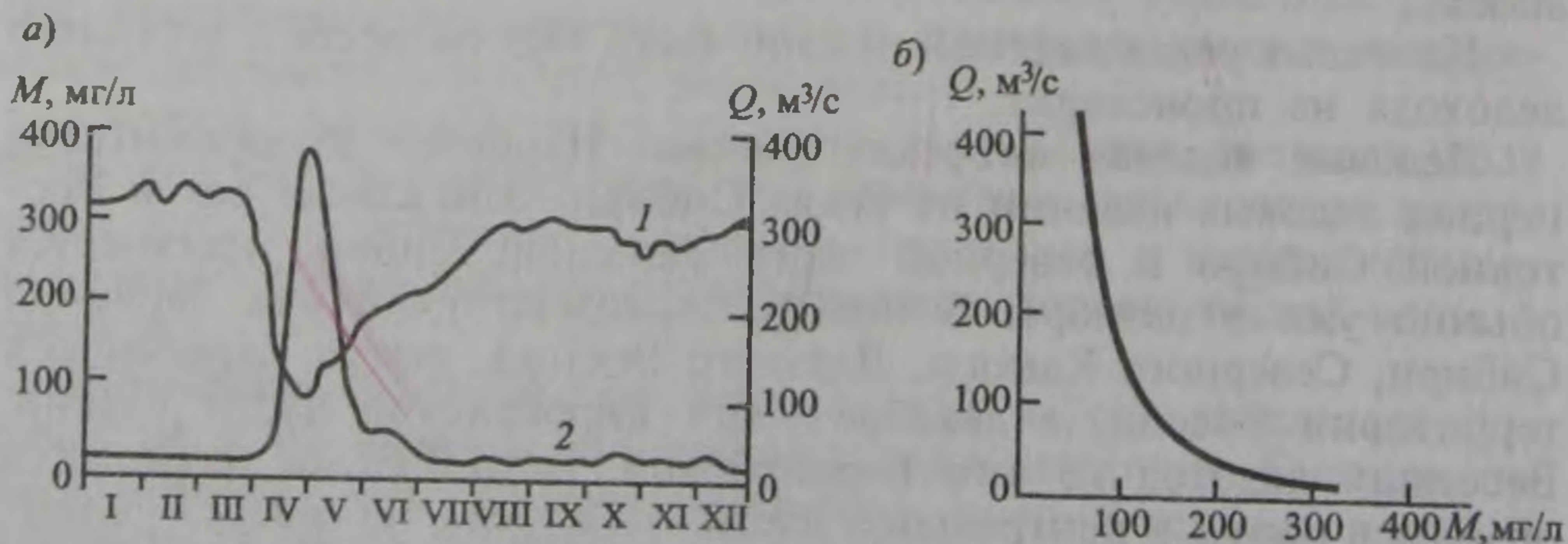


Рис. 6.23. Типичные графики изменения минерализации (1) и расхода воды (2) в течение года (а) и связи минерализации с расходом воды (б) (I—XII — месяцы)

расходом воды и минерализацией для большинства рек обратна и имеет вид гиперболы (рис. 6.23, б).

Произведение расхода воды Q на минерализацию M , выраженную в $\text{кг}/\text{м}^3$ ($1000 \text{ мг}/\text{л} = 1 \text{ кг}/\text{м}^3$), дает расход растворенных солей: $R_{\text{pc}} = MQ$, имеющий размерность $\text{кг}/\text{с}$, т. е. такую же, как и расход наносов. Изменение расхода растворенных солей в течение года зависит от характера связи Q и M . Например, если такую связь представить в виде гиперболы $M = K/Q^n$, то при $n = 1$ $R_{\text{pc}} = k$, т. е. расход растворенных солей неизменен. Если $n > 1$, то R_{pc} в половодье уменьшается, если $n < 1$, то увеличивается. Обычно встречается последний случай.

По аналогии со стоком наносов можно рассчитать и *сток растворенных солей*, или *ионный сток*. Так, годовой сток растворенных солей (т) равен

$$W_{\text{pc}} = \bar{R}_{\text{pc}} \cdot 31,5 \cdot 10^3 = \bar{M} \bar{Q} \cdot 31,5 \cdot 10^3, \quad (6.60)$$

где \bar{R}_{pc} — средний годовой расход растворенных солей, $\text{кг}/\text{с}$; \bar{Q} — средний годовой расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$; \bar{M} — средняя годовая минерализация воды, $\text{кг}/\text{м}^3$. Если W_{pc} необходимо получить в млн т (например, для больших рек), а \bar{M} задана в $\text{мг}/\text{л}$, то множитель в формуле (6.60) будет равен 31,5.

По расчетам О. А. Алекина, ионный сток (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 повышении минерализации растет и относительное содержание ионов SO_4^{2-} и Cl^- , а также Na^+ в химическом составе речных вод.

Для рек бывшего СССР наряду с увеличением минерализации речной воды от зоны тундры к зоне пустынь в этом же направлении отмечается увеличение содержания ионов SO_4^{2-} и Cl^- и изменение класса вод от гидрокарбонатного к сульфатному и даже к хлоридному.

Реки с водами гидрокарбонатного класса занимают более 85 % территории 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 территории, 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 и неорганические биогенные вещества. 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 составляет 486 млн т/год. Из них на долю ионного стока (стока солей) приходится около 80 %, стока органических веществ — 16 % и на долю стока остальных растворенных веществ остается 4 %.

Из газов, растворенных в речных водах, наибольшее значение имеют кислород и диоксид углерода (углекислый газ). Весной и летом содержание кислорода в речной воде наибольшее — до 10—12 мг/л. Зимой под ледяным покровом может ощущаться недостаток кислорода, иногда приводящий к замору рыб. Концентрация CO_2 , наоборот, наибольшая зимой и наименьшая летом.

6.13.2. Гидробиологические особенности рек

Воды, дно и берега рек — среда обитания многих организмов. Как и в других водных объектах, эти организмы подразделяют на планктон, бентос, 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 синезеленые водоросли. Максимум развития фитопланктона обычно отмечается летом и в начале осени. К зоопланктону относятся коловратки, низшие ракообразные.

Весьма богат речной *бентос*. Это личинки насекомых, черви, моллюски, речные раки. На дне и берегах селятся макрофиты: рдест, камыш, роголистник и др. В низовьях рек и особенно в дельтах встречаются густые заросли тростника. На дне рек растут донные водоросли.

Речной *нектон* представлен в основном рыбами (ихтиофауной), а также некоторыми крупными беспозвоночными. Ихтиофауна рек очень разнообразна, причем многие рыбы имеют промысловое значение. Среди проходных рыб, которые живут в морях, но на нерест идут в реки, необходимо упомянуть прежде всего осетровые (осетр, белуга, севрюга), лососевые (таймень, нельма, омуль, сиг, кета и др.), сельдь, белорыбицу, миногу. К непроходным рыбам,

живущим только в реках, относятся: сазан, лещ, стерлядь, щука, окунь, карась, плотва, налим и др. В горных и полугорных реках обитают хариус и форель.

Живут в реках и крупные пресмыкающиеся (черепахи, змеи, в тропических реках — крокодилы) и млекопитающие (водяная выдра, бобр и др.).

6.14. УСТЬЯ РЕК

6.14.1. Факторы формирования, классификация и районирование устьев рек

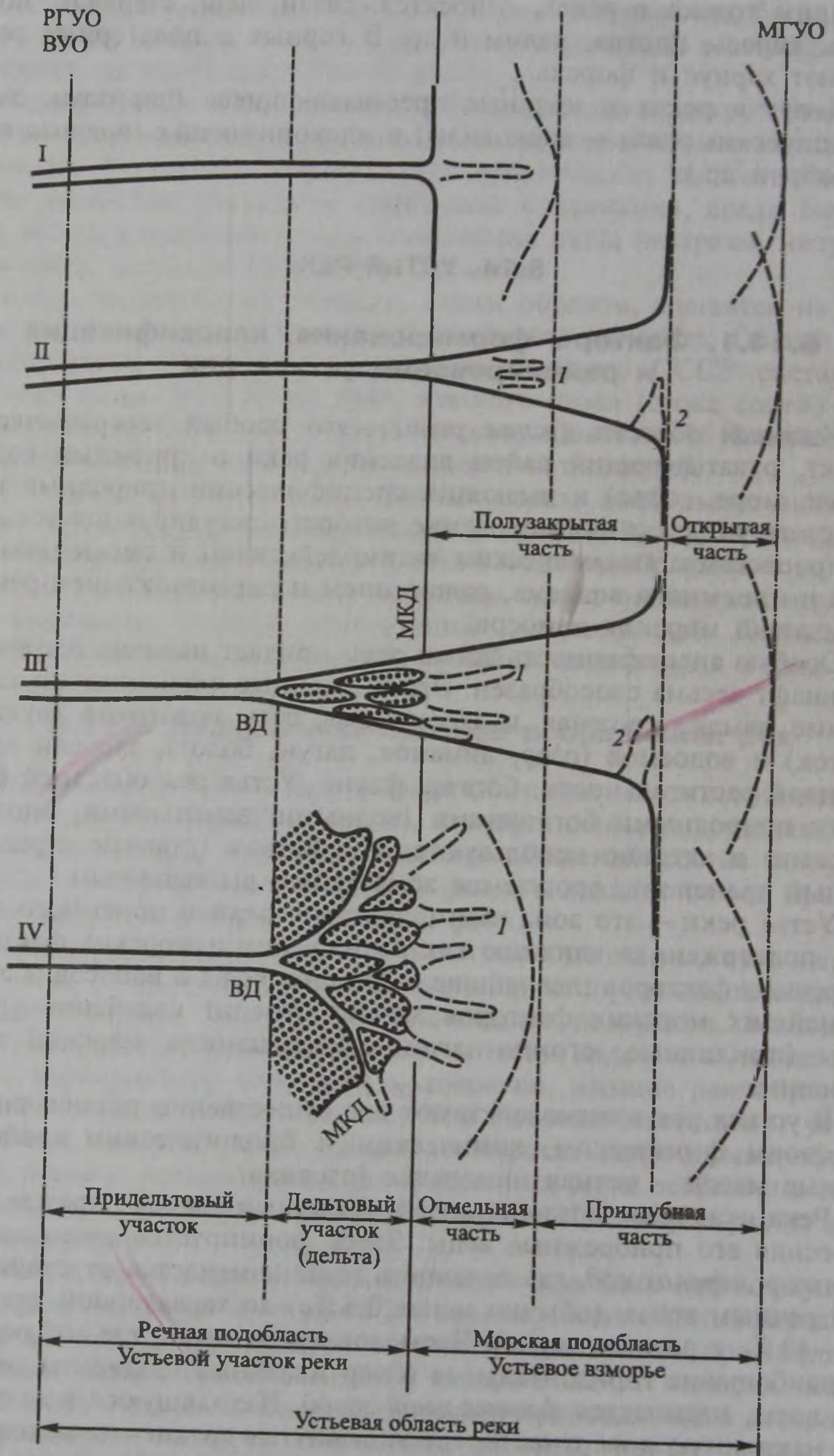
Устьевая область (устье реки) — это особый географический объект, охватывающий район впадения реки в приемный водоем (океан, море, озеро) и имеющий специфический природный комплекс, структура и формирование которого регулируются устьевыми процессами: динамическим взаимодействием и смешением вод реки и приемного водоема, отложением и переотложением речных и частично морских наносов.

Особую специфичность устью реки придает наличие *дельты*. Ее ландшафт весьма своеобразен. Это низменные периодически затопляемые земли, сложная и изменчивая сеть водотоков (рукавов, проток) и водоемов (озер, лиманов, лагун, болот), заросли влаголюбивой растительности, богатая фауна. Устья рек обладают большими природными богатствами (водными, земельными, биологическими) и активно используются хозяйством (главные отрасли — водный транспорт, орошаемое земледелие, рыболовство).

Устье реки — это зона взаимодействия реки и приемного водоема, подверженная влиянию как речных, так и морских факторов. Из речных факторов главнейшие — это сток воды и наносов; к числу важнейших морских факторов можно отнести колебания уровня воды (приливные, сгонно-нагонные), соленость морской воды, волнение.

В устьях рек взаимодействуют две существенно различающиеся по своим физическим, химическим и биологическим свойствам 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). Часть зоны смешения, где наблюдаются наибольшие горизонтальные и вертикальные градиенты солености воды, называется *фронтальной зоной*. Находящуюся в ее пределах наклонную поверхность, где упомянутые градиенты максимальны, называют *фронтальным разделом*, а ее проекцию на любую



горизонтальную плоскость, в том числе поверхность воды, — *гидрофронтом*. Положение внешней (мористой) части фронтального раздела в половодье определяет *морскую границу устьевой области* (МГУО). За пределами этой границы находится *предустьевое пространство моря*, где опресняющее воздействие реки значительно слабее.

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 *устьевые конуса выноса* и *дельты*.

Приемный водоем оказывает на реку прежде всего влияние через колебания уровня воды морского происхождения. *Речную границу устьевой области* (РГУО), или *вершину устьевой области* (ВУО), определяют по предельной дальности распространения вверх по реке в межень приливных или нагонных колебаний уровня воды. Кроме того, под воздействием приемного водоема в реке могут возникать обратные течения и в реку проникать осолоненные воды (оба эти явления наблюдаются, как правило, при приливах и нагонах); морское волнение разрушает речные отложения.

Вершина дельты (ВД) — это место деления реки на крупные дельтовые рукава, переносящие речную воду непосредственно в приемный водоем. Если приливы и нагоны не распространяются выше вершины дельты (как в крупных дельтах, например, Лены, Терека, Кубани), то именно вершину дельты принимают за вершину устьевой области. Если же приливы или нагоны распространяются выше вершины дельты (как в устьях рек с небольшими дельтами, например, Дона и Днепра), то между вершиной устьевой области и вершиной дельты выделяют *придельтовый участок реки*.

Чем больше сток воды, тем сильнее воздействие реки на режим ее устьевой области, тем относительно слабее воздействие морских факторов; чем больше сток наносов, тем активнее идет в устье реки формирование дельты. Наоборот, чем больше приливы, нагоны и активнее морское волнение, тем сильнее влияние моря на устьевую область и больше разрушающее воздействие морских факторов на дельту.

Устьевую область реки подразделяют на две части — *устьевой участок реки* (включающий дельту, если она есть), где преобладает речной гидрологический режим, но активно влияет море, и *устьевое взморье*, где преобладает морской гидрологический режим, но активно влияет река (рис. 6.24). Верхняя граница устьевого участка реки совпадает с речной границей устьевой области, а морская

Рис. 6.24. Схемы устьевых областей рек разного типа и их районирования.

Устьевые области: I — простая; II — эстуарная; III — эстуарно-дельтовая; IV — дельтовая; РГУО (ВУО) — речная граница (вершина) устьевой области; МГУО — морская граница устьевой области; ВД — вершина дельты; МКД — морской край дельты; 1 — подводные русла на устьевом взморье; 2 — блокирующие косы

граница устьевое взморья — с морской границей всей устьевой области. Устьевой участок реки и устьевое взморье разделяются *морским краем дельты (МКД)*, а при отсутствии дельты — вершиной лимана, лагуны, эстуария.

Устьевой участок реки может быть однорукавным (бездельтовым) и мало- или многорукавным (дельтовым). Устьевое взморье может быть полузакрытым (например, залив, лиман, лагуна, эстуарий) (рис. 6.25) и открытым, а также приглубым и отмелым.

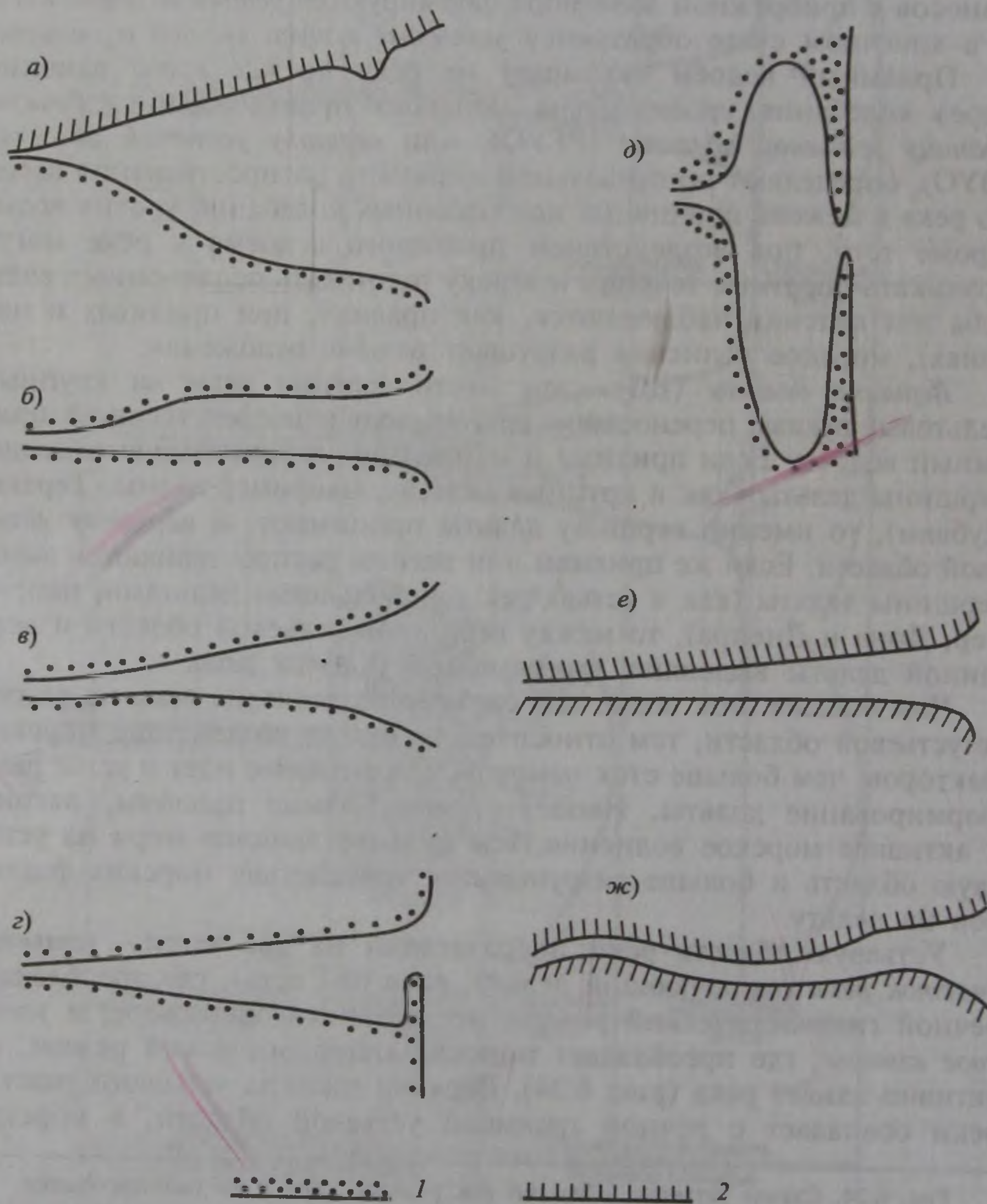


Рис. 6.25. Различные виды полузакрытого устьевое взморья (эстуарного типа):
а — морской залив; *б* — губа; *в* — приливный эстуарий; *г* — лиман; *д* — лагуна; *е* — фиорд, *ж* — риа.
 Берега: *1* — низменные аккумулятивные; *2* — гористые

По характеру устьевое участка реки и устьевое взморья все устьевые области рек подразделяются на несколько типов (см. рис. 6.24, табл. 6.5).

Таблица 6.5. Типизация устьевых областей рек и их частей по морфологическим признакам

Объект и его части	Типы			
	I	II	III	IV
Устьевая область реки в целом	Простая*	Эстуарная*	Эстуарно-дельтовая*	Дельтовая
Устьевой участок реки	Однорукавный, бездельтовый	Однорукавный, бездельтовый	С дельтой выполнения	С дельтой выдвигания
Устьевое взморье	Открытое	Полузакрытое*	Полузакрытое*	Открытое

* Устьевая область в целом и полузакрытое устьевое взморье могут быть как с блокирующей косой, так и без нее.

Типизацию устьев рек на рис. 6.24 можно трансформировать в схемы эволюции устьев рек. По мере заполнения (выполнения) речными наносами устьевое взморье изменяется и тип устья реки. Схем таких изменений может быть только две (рис. 6.26): I → IV (преобразование простой устьевой области в дельтовую) и II → III → IV (заполнение речными наносами полузакрытого устьевое взморья с формированием дельты выполнения, а затем выход реки на открытое устьевое взморье и формирование дельты выдвигания).

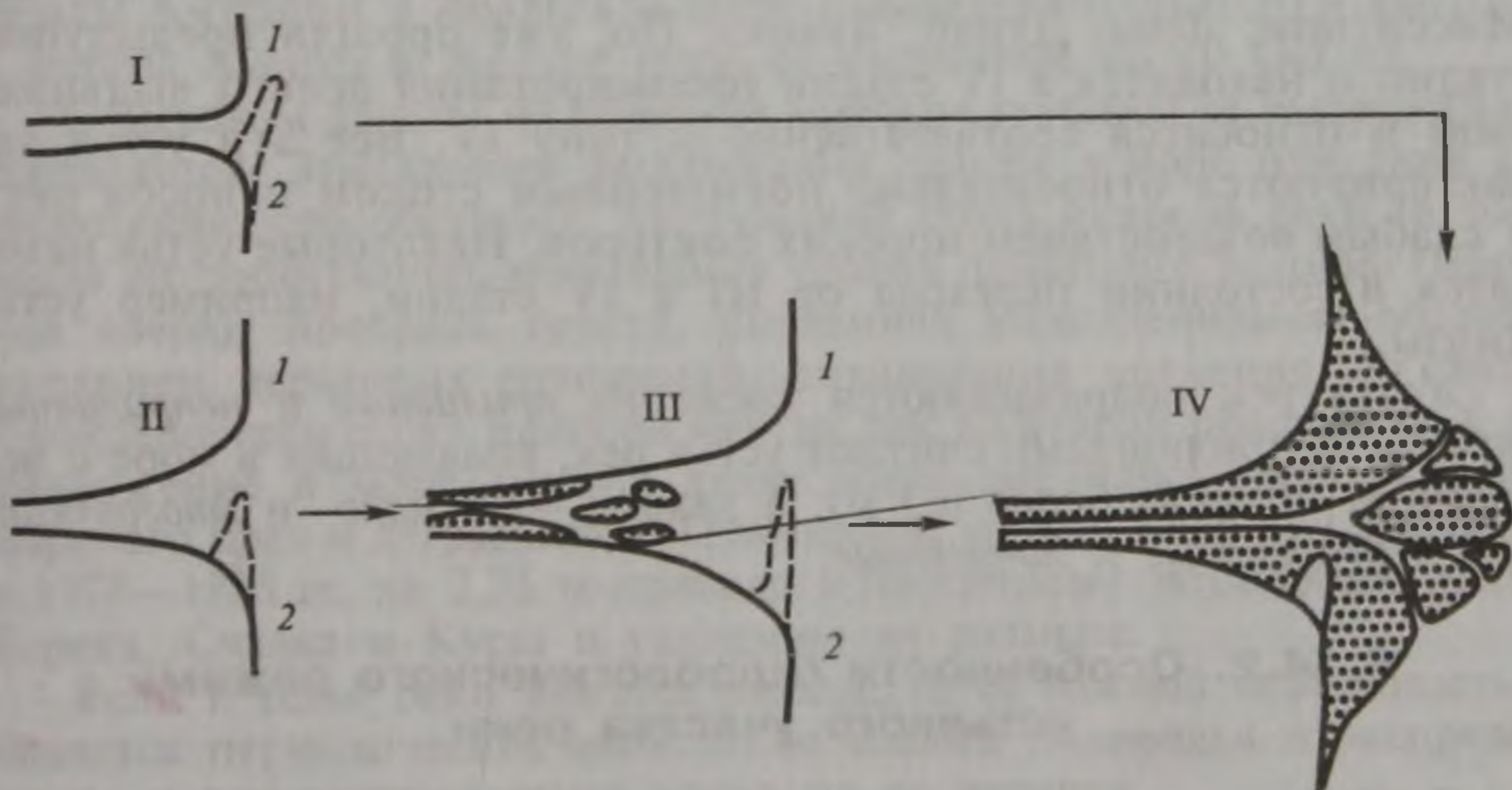


Рис. 6.26. Схема эволюции устьевых областей рек и дельтообразования при стабильном уровне приемного водоема.

Устьевые области: I — простая; II — эстуарная; III — эстуарно-дельтовая (с дельтой выполнения); IV — дельтовая (с дельтой выдвигания); 1 — морской берег без блокирующей косы; 2 — то же, с блокирующей косой

Таким образом, в своем развитии устьевая область реки может пройти четыре стадии: I — бездельтовую (простая устьевая область); II — бездельтовую с полузакрытым устьевым взморьем (эстуарная устьевая область); III — формирования дельты выполнения полузакрытого устьевого взморья, IV — формирования дельты выдвижения на открытом устьевом взморье. Все современные устья рек находятся в одной из упомянутых стадий и, соответственно, относятся к одному из приведенных выше типов. Переход от одной стадии к другой (так же, как и от одного типа к другому) определяется прежде всего интенсивностью выполнения речными наносами морских заливов или затопленных речных долин, образовавшихся 5—6 тыс. лет тому назад после прекращения послеледникового значительного повышения уровня Мирового океана. Интенсивность же выполнения наносами этих заливов зависит, в свою очередь, от величины стока наносов реки, емкости залива (лимана, лагуны, эстуария) и противодействующих формированию дельты влияния морских приливов, нагонов, волнения, эвстатического повышения уровня моря, просадки дельтовых отложений. Многие устья малых рек (например, на побережье Черного и Каспийского морей) относятся к I типу. Устья таких рек, как Южный Буг, Мезень, Кулой, Темза, Делавэр, Св. Лаврентия, еще находятся во II стадии и относятся к эстуарному типу (II). Эти устья отличаются малым стоком наносов реки, а также активным воздействием моря. Устья рек Днестра, Днепра, Печоры, Оби, Енисея находятся в III стадии (формирования дельты выполнения заливов) и относятся соответственно к III типу. Наконец, устья таких рек, как Миссисипи, Лена, Дунай, Хуанхэ, По, уже прошли предыдущие стадии и находятся в IV стадии (формирования дельты выдвижения) и относятся соответственно к типу IV. Все эти устья характеризуются относительно повышенным стоком наносов реки и слабым воздействием морских факторов. Некоторые устья находятся в состоянии перехода от III к IV стадии, например устье Янцзы.

Устья рек подразделяются также на *приливные и неприливные* (при этом приливными считают устья рек, впадающих в море с величиной прилива более 0,3 м), а дельты — на *мало- и многорукавные, клювовидные и лопастные*.

6.14.2. Особенности гидрологического режима устьевого участка реки

Особенности речного режима на устьевом участке реки проявляются прежде всего в довольно быстром распластывании волн паводья и паводков. Если на верхней границе устьевой области величина колебаний уровня воды приблизительно такая же, как и в целом в низовье реки, т. е. может достигать и даже превышать

10 м, то вблизи моря величина колебаний уровня, обусловленных речным стоком, обычно не превышает 0,3—0,4 м.

Как уже указывалось, важной чертой устьевого участка реки является наличие дельты. Самые крупные дельты находятся в устьях Ганга и Брахмапутры (105 600 км²), Амазонки (100 000 км²), Хуанхэ (36 300 км²), Инда (29 500 км²), Меконга (28 500 км²), Миссисипи (26 200 км²). Самые крупные дельты в России у Лены (32 000 км²), Волги (11 000), Терека (8 900), Яны (6 600 км²).

Дельты формируются двумя путями: медленным (эволюционным) и быстрым (скачкообразным). Второй путь характерен для рек, имеющих большую мутность воды (более 1 кг/м³), и проявляется в периодических прорывах потока либо непосредственно в море (как в устьях Миссисипи, Сулака, Куры), либо в пониженные места старой дельты (как в устьях Терека, Амударьи, Или, Хуанхэ). В этом случае процессы могут носить катастрофический характер и приводить к сильным наводнениям. Так, в дельте Хуанхэ в прошлом нередко происходили такие разрушительные наводнения. После прорыва защитных валов 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 периоды повышенного стока наносов дельта выдвигается в море, и ее площадь увеличивается. Увеличение длины рукавов дельты при их выдвигении в море или озеро получило название *устьевого удлинения*. Если сток наносов реки достаточно большой, то величина устьевого удлинения может быть очень велика. В недалеком прошлом были зафиксированы величины выдвигения дельты Амударьи в Аральское море с интенсивностью до 4 км/год, а дельты Хуанхэ в Желтое море со скоростью до 10 км/год.

С выходом дельты на большие морские глубины ее выдвигение замедляется. Замедлению выдвигения дельты в море или даже ее отступанию способствуют: уменьшение стока наносов реки (в том числе антропогенное), повышение уровня приемного водоема (моря или озера), просадка грунта, вызванная уплотнением и обезвоживанием дельтовых отложений, активизация волнения. В связи с сокращением стока наносов многих рек во второй половине XX в. выдвигение в море многих дельт мира сменилось размывом их морского края и деградацией. Повышение уровня Каспийского моря в 1978—1995 гг. на 2,35 м привело к частичному затоплению дельт Терека, Сулака и Куры и усилению их размыва.

Если в устье реки имеется дельта, то ее важной особенностью является периодическое затопление водами половодья и распределение и перераспределение стока по ее рукавам.

Особенности проявления морского режима на устьевом участке реки заключаются в распространении на некоторое расстояние волн приливов и нагонов. По мере распространения вверх по реке они постепенно затухают. Предельная дальность распространения

приливов и нагонов тем больше, чем больше их величина в море и меньше обусловленный речным стоком уклон водной поверхности в реке.

Приливные колебания уровня наибольших величин достигают именно в устьях рек: до 18 м (зал. Фанди), 13 м (Пенжинская губа), 8—10 м (эстуарий Мезени), 5—7 м (устье Северна), 5—6 м (дельта Ганга и Брахмапутры), 5 м (устье Амазонки). Причина того, что в устьях рек приливы (и штормовые нагоны тоже) больше, чем в открытом море, — уменьшение глубин и сужение русла, способствующие концентрации энергии приливной волны.

Приливы и нагоны на больших реках (а чем больше река, тем меньше уклон ее водной поверхности) могут распространяться на огромные расстояния. Так, приливы проникают на Северной Двине на 135 км, Печоре — 190, Меконге — 350, Миссисипи — 400, Сенегале — 450, Янцзы — 600, на Амазонке — на 1400 км. Дальность распространения нагонов в устье Дона 150 км, Индигирки — 200, Колымы — 280, Оби — 350, Енисея — 870 км.

Штормовые нагоны нередко вызывают в устьях рек катастрофические наводнения. Такие наводнения бывали, например, в дельте Невы, когда уровень воды поднимался на 4,2 м (1824 г.) и 3,8 м (1924 г.), в дельте Волги (2,5 м, 1952 г.), в устьях Рейна (4,0 м, 1953 г.) и Эльбы (5,7 м, 1962 г.), в дельте Кубани (3,5 м, 1969 г.). Вызванное тайфуном наводнение в дельте Ганга в ноябре 1970 г. (уровень воды поднялся на 9,1 м) привело к гибели 200 тыс. человек и более 4,7 млн человек оставило без крова. Борьба с такими наводнениями чрезвычайно трудно. В многорукавной и низменной дельте обваловать и защитить от затопления все острова невозможно. Единственный выход — это строительство защитных дамб (с системой регулирующих шлюзов, водопропускных отверстий, «противонагонных барьеров и ворот») либо по периферии дельты (как в устье Рейна и Мааса), либо поперек эстуария или морского залива (как в устье Темзы или в Невской губе).

Важной чертой проявления морского режима на устьевом участке служит проникновение в реку осолоненных вод. Возможны три типа смешения речных и морских вод на устьевом участке реки: полное перемешивание, частичное перемешивание, стратифицированное состояние («клин соленых вод»). Чем больше приливы или нагоны и меньше сток воды реки, тем сильнее перемешивание речных и морских вод. Морские воды проникают в устье реки тем дальше, чем больше глубина русла и плотность (соленость) морской воды и меньше расход речных вод. Этот вывод подтверждает известный факт, что после углубления речного русла в устье реки для судоходства дальность проникновения морских вод в реку резко увеличивается (это явление отмечено в устьях Дуная, Миссисипи, Яны и др.). В межень морские воды под влиянием приливов или нагонов могут распространяться, например,

вверх по Северной Двине на 45 км, Амуру — на 50, Яне — на 60, Эльбе — на 70, по Миссисипи — на 240, Сенегалу — на 300 км.

Схема, иллюстрирующая сопряжение уровней воды в реке и море при одновременном изменении стока реки (половодье — межень) и приливных явлений в море (прилив — отлив), приведена на рис. 6.27. Из этой схемы видно, что в межень приливные колебания уровня распространяются в реку на большие расстояния, чем в половодье. Кроме того, зона обратных течений на устьевом участке реки во время прилива короче, чем дальность распространения приливных колебаний уровня ($L_{обр.т} < L_{пр}$). Наибольшая дальность распространения в реку осолоненных морских вод еще короче ($L_s < L_{обр.т}$). При этом на наибольшее расстояние морские воды проникают в реку в межень и во время прилива. В половодье морская вода «выталкивается» из реки в море.

6.14.3. Особенности гидрологического режима устьевого взморья

В целом для устьевого взморья характерен морской режим, свойственный прибрежной зоне моря. Здесь хорошо выражены ветровые и приливные течения, волновые процессы.

Наиболее сильное влияние реки на устьевое взморье сказывается в зоне опреснения, где с удалением от берега увеличивается соленость воды и уменьшается скорость стоковых течений. Как видно из рис. 6.27, б, фронтальная зона с сильным опреснением выдвигается в море на наибольшее расстояние в половодье.

На устьевом взморье на очень коротком участке вода из пресной трансформируется в солоноватую или соленую; при этом очень резко изменяется и химический состав воды: из гидрокарбонатного класса и кальциевой группы она переходит в хлоридный класс и натриевую группу. Смена речного типа солевого состава вод на морской обычно происходит при довольно малой солености — всего 2—4 ‰. Эту границу можно назвать *гидрохимическим барьером* между рекой и морем. Смена же пресноводной на солоноватоводную биоту происходит при солености воды 6—9 ‰. Эту границу можно назвать *гидробиологическим барьером* между рекой и морем.

По мере затухания скоростей течения речной поток на взморье постепенно теряет способность перемещать наносы и они отлагаются, причем ближе к выходу рукава в море отлагаются более крупные наносы, а дальше — все более и более мелкие. Сказанное объясняет, во-первых, физическую причину отложения наносов в устье реки, а во-вторых, естественную сортировку речных наносов при впадении речного потока в водоем.

Отложение речных наносов в устье водотока ведет к формированию весьма характерной отмели — *устьевого бара*, являющегося начальным элементом, из которого формируется дельта. Зона

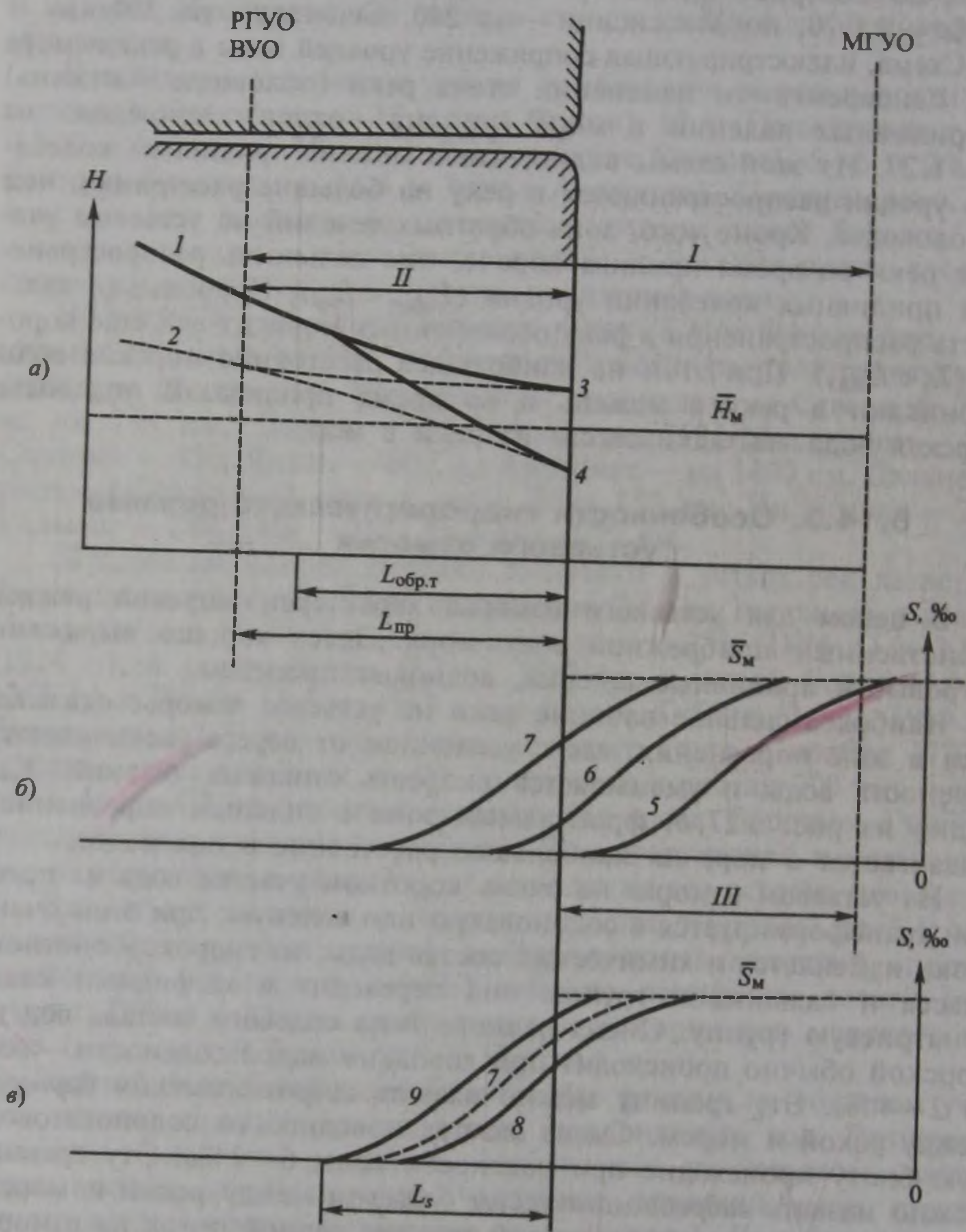


Рис. 6.27. Схема приливной устьевой области реки:

a — продольные профили водной поверхности в половодье (1), межень (2), прилив (3), отлив (4); *б* — продольные профили осредненной за приливный цикл солёности воды в половодье (5), при средних расходах воды (6), в межень (7); *в* — продольные профили солёности воды в межень в среднем за приливный цикл (7), при смене течений в отлив (8), 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 (ВУО) — речная граница (вершина) устьевой области; МГУО — морская граница устьевой области; \bar{H}_M — средний уровень моря; \bar{S}_M — средняя солёность вод моря

отложения речных наносов постепенно смещается в сторону моря. Величина ежегодного слоя отложения речных наносов на морском склоне устьевого бара может на приглубом взморье достигать 10—15 м.

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 водопотребителями и водопользователями. Во многих районах мира реки — главные источники используемых в хозяйстве вод. Так как о практической роли рек уже говорилось выше, перечислим лишь основных потребителей и пользователей речных вод: промышленность, тепловая и атомная энергетика, коммунальное хозяйство, орошаемое земледелие (водопотребители), гидроэнергетика, речной транспорт, рыбное хозяйство (водопользователи).

Речной сток — главный элемент возобновляемых водных ресурсов, поэтому практически любое использование вод в хозяйстве сказывается на режиме рек. Например, забор подземных вод в большинстве случаев рано или поздно должен отразиться на режиме рек, связанных с грунтовыми водами.

Влияют на речной сток и многочисленные виды хозяйственной деятельности в речных бассейнах, на первый взгляд с реками непосредственно и не связанные. В этом проявляется важная роль природных вод как индикаторов состояния природной среды в целом.

Все хозяйственные мероприятия, оказывающие влияние на речной сток, можно подразделить на две большие группы. К первой группе относятся те виды хозяйственной деятельности, которые не связаны непосредственно с забором воды из рек и преобразованием режима самих рек. Эти мероприятия влияют на сток рек косвенно — через изменение элементов водного баланса в речных бассейнах (главным образом испарения) и через изменение условий стекания талых и дождевых вод 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 стока с помощью водохранилищ и т. д. В результате этих водохозяйственных мероприятий может измениться как величина стока, так и его внутригодовое распределение.

6.15.2. Влияние на речной сток хозяйственной деятельности на поверхности речных бассейнов

Вырубка и восстановление леса. Вырубка лесов была исторически первым крупным проявлением деятельности человека, оказавшим влияние на сток рек. Вопрос о гидрологической роли леса и последствиях вырубки леса остро обсуждается среди гидрологов очень давно, причем высказываются прямо противоположные взгляды. Причина противоречивых суждений о гидрологической роли леса и влияния на сток его вырубки состоит в том, что эта роль неоднозначна и зависит от возраста и состава леса, от глубины залегания грунтовых вод, а также величины речного бассейна.

Главная причина возможного изменения годового стока рек заключается в изменении суммарного испарения в результате вырубки или восстановления леса. Испарение же зависит от характера подстилающей поверхности, в частности от потребления воды лесом, которое различается у лесов разного возраста и состава.

Доказательства изменения испарения и стока привел О. И. Крестовский на примере вырубки и восстановления елового леса (рис. 6.28). В первое десятилетие после вырубки леса испарение резко снижается (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

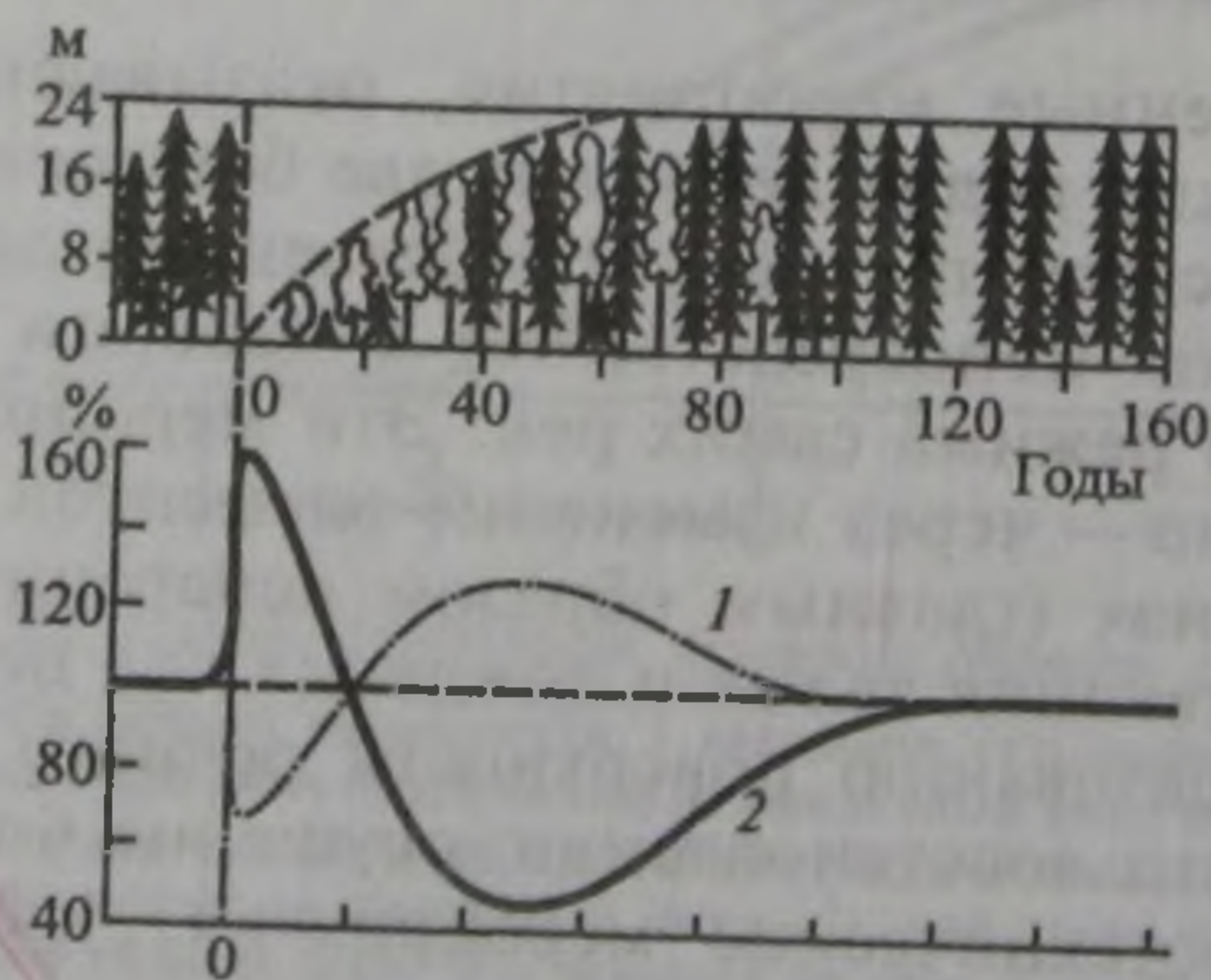


Рис. 6.28. Влияние вырубки леса, возраста и состава восстанавливающегося леса на изменение испарения (1) и годового стока (2) в процентах нормы (по О. И. Крестовскому)

время сток с лесосеки возрастает и превышает норму в 1,4—1,9 раза. Особенно существенно возрастает поверхностный сток. Это, в свою очередь, приводит к усилению эрозии и увеличению стока наносов (это явление отмечено в период массового сведения лесов как в Европе, так и в Азии).

В последующие годы по мере естественного восстановления древостоя (в первую очередь начинают вырастать лиственные деревья) испарение быстро увеличивается, а сток уменьшается и к началу третьего десятилетия после вырубki достигает нормы, 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 сток сокращается. В последующем происходит постепенная замена лиственного леса хвойным, которая сопровождается сокращением потребления воды лесом. Потери на испарение уменьшаются, а сток увеличивается, и через 110—130 лет после вырубki становится таким же, как и до нее.

Таким образом, по О. И. Крестовскому, в первые годы после вырубki сток увеличивается, затем уменьшается и лишь после полного восстановления видового состава леса возвращается к норме. При этом наиболее сильные изменения претерпевает поверхностная составляющая стока.

Когда на лесосеке проводят искусственную посадку хвойного леса, восстановление и леса и стока происходит на 25—50 лет быстрее. Если же на месте лесосеки создают сельскохозяйственные угодья, то изменение величины стока будет зависеть от вида сельскохозяйственных культур и от того, больше или меньше воды потребляют они по сравнению с водопотреблением леса. Во многих случаях годовой сток с сельхозугодий приблизительно такой же, как и с леса.

Поскольку на больших речных бассейнах лес не бывает однородным по составу и возрасту (вследствие, например, разновременности вырубok), суммарное влияние леса на годовой сток на больших площадях нивелируется.

Уменьшение годового стока на залесенном водосборе наглядно иллюстрируют такие данные по двум речным бассейнам в Танзании. На залесенном водосборе, несмотря на большее количество осадков, сток оказался в два раза меньше, чем на водосборе, значительная часть которого занята культурной растительностью. Это различие объясняется большей величиной транспирации на залесенном водосборе и потерями на испарение осадков, задерживаемых кронами деревьев.

Вместе с тем имеются и противоположные данные: по П. Ф. Идзону, например, лес в лесной зоне часто увеличивает годовой сток, а уменьшение лесистости в XX в. снизило годовой сток рек Вятки, Верхней Волги, Днепра на 5—50%. Существование разноречивых

данных по столь важной проблеме требует продолжения исследований.

Меньше расхождений среди исследователей в оценке влияния леса на подземную составляющую стока и на питание рек в меженный период. Роль леса в этом безусловно положительная. По П. Ф. Идзону, например, подземное питание рек в пределах лесной зоны на 30—70, а сток в летне-осенний период на 20—50 % больше на залесенных водосборах, чем на малооблесенных. В этом проявляется водоохранная и регулирующая роль леса. Восстановление лесов увеличивает ресурсы пресных подземных вод и подземное питание рек.

Осушение болот и заболоченных земель. К настоящему времени считается доказанным, что болота благодаря особым водно-физическим свойствам торфа активно поглощают воду, сильно ее испаряют и плохо отдают рекам. Поэтому сток рек с заболоченных водосборов, как правило, меньше, чем сток рек с рядом расположенных незаболоченных водосборов (подробнее см. разд. 9.6). Непосредственным последствием осушения болот становится увеличение стока в результате уменьшения испарения, а также понижения уровня грунтовых вод и сработки вековых запасов вод в болотах. В последующем величина стока будет зависеть от вида сельскохозяйственных культур, произрастающих на месте осушенных болот. Общая водоносность рек в результате осушения болот изменяется мало, так как испарение с сельхозугодий близко по величине к испарению с болот. Внутригодовое распределение стока после осушения болот становится более равномерным, так как возрастает меженный сток вследствие снижения испарения. Влияние осушения болот на сток возрастает с уменьшением величины водосбора и увеличением засушливости климата. В южных районах осушение болот и заболоченных территорий может существенно уменьшить потери на испарение и увеличить сток. Так, значительно сократились величины испарения при осушении плавней в низовьях и дельтах Волги, Кубани, Амударьи.

Агротехнические мероприятия. К агротехническим и агромелиоративным мероприятиям относятся зяблевая вспашка, распашка целинных и залежных земель, создание полевых защитных лесных полос, мероприятия по снегозадержанию и т. д. Цель этих мероприятий — повышение урожайности сельскохозяйственных культур. В зоне недостаточного увлажнения это достигается, в частности, задержкой влаги на полях, уменьшением склонового стока, увеличением доли воды, идущей на продуктивное испарение.

Гидрологические последствия таких мероприятий зависят от площади водосбора. На малых водосборах благодаря улучшению в результате распашки инфильтрационных свойств почв и задержанию воды на полях существенно сокращается поверхностный сток. Уменьшается и величина годового стока, причем степень этого уменьшения растет с севера на юг, достигая 5—10 в лесостепной,

20—50 % в степной зоне. С увеличением размеров речного бассейна влияние агротехнических мероприятий на сток быстро падает. Объясняется это тем, что на больших бассейнах менее заметное влияние на сток оказывает перераспределение поверхностного и подземного стока. Влага, удержанная на полях и перешедшая в подземный сток, возвращается в русла больших рек в виде увеличивающегося подземного питания.

Суммарное влияние агротехнических мероприятий на больших территориях проявляется в сокращении стока половодья, некотором увеличении меженного стока и, как правило, небольшом уменьшении годового стока. Последнее — 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 крыш и территорий, покрытых асфальтом) приводит к резкому сокращению инфильтрации, ускорению стекания талых и дождевых вод. В результате величина стока с городских территорий возрастает на 10—15 %, причем особенно заметно увеличиваются поверхностная составляющая стока и в 2—3 раза — максимальные величины паводочного стока. Подземная составляющая стока заметно уменьшается. Несмотря на такие большие изменения стока в пределах городских территорий, суммарное влияние урбанизации на сток рек невелико, что объясняется небольшой долей городских территорий в общей площади бассейна реки (не более 1—2 %). Значительно существеннее отрицательное влияние урбанизации на качество речных вод. Во многих городах мира ухудшение качества воды протекающих здесь рек превращается в серьезную проблему.

6.15.3. Влияние на речной сток хозяйственной деятельности, связанной с непосредственным использованием речных вод

Промышленное и коммунальное водопотребление. Этот вид водопотребления постоянно увеличивается. Источником воды для нужд промышленности, тепловой энергетики и коммунального хозяйства служат как реки, так и подземные воды. В результате значительного увеличения водозабора из этих источников речной сток сокращается, а истощение вековых запасов подземных вод часто сопровождается понижением их уровня и образованием депрессионных

воронок. Это нередко также способствует уменьшению речного стока, идущего на пополнение запасов подземных вод.

В целом водопотребление на промышленные и коммунальные нужды слабо влияет на количественные характеристики речного стока, но часто существенно ухудшает качество вод.

Орошение. Этот вид водопотребления приводит к наибольшим безвозвратным потерям воды (см. Введение). Главным источником вод для орошения и обводнения служат реки. Водозабор из рек на орошение может быть самотечным, плотинным, машинным (с применением насосов). Поступающие на поля речные воды идут частично на продуктивное испарение (используются сельскохозяйственными культурами), частично — на непродуктивное испарение с поверхности водохранилищ, каналов, подтопленных земель и т. д. и инфильтрацию, частично возвращаются в реки через коллекторно-дренажную сеть в виде *возвратных вод*. Возвратные воды нередко имеют повышенную минерализацию, содержат вымытые из почвы соли и растворенные 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 и сброса в эти же реки возвратных вод годовой сток рек уменьшается, но внутригодовое распределение стока несколько выравнивается.

Сооружение водохранилищ и регулирование стока. Сооружение водохранилищ оказывает на речной сток сильное и разнообразное явление (см. гл. 8). Большое влияние водохранилища оказывают прежде всего на распределение стока во времени. В большинстве случаев перераспределение стока во времени — *регулирование стока* — и бывает главной целью сооружения водохранилища. Регулирование стока преследует различные практические цели. Это и обеспечение более равномерным стоком гидроэнергетических установок 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 стока различают несколько видов регулирования стока (рис. 6.29). Наиболее частый случай — *сезонное регулирование стока*, когда перераспределение 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 сток в течение года ниже водохранилища делается более равномерным.

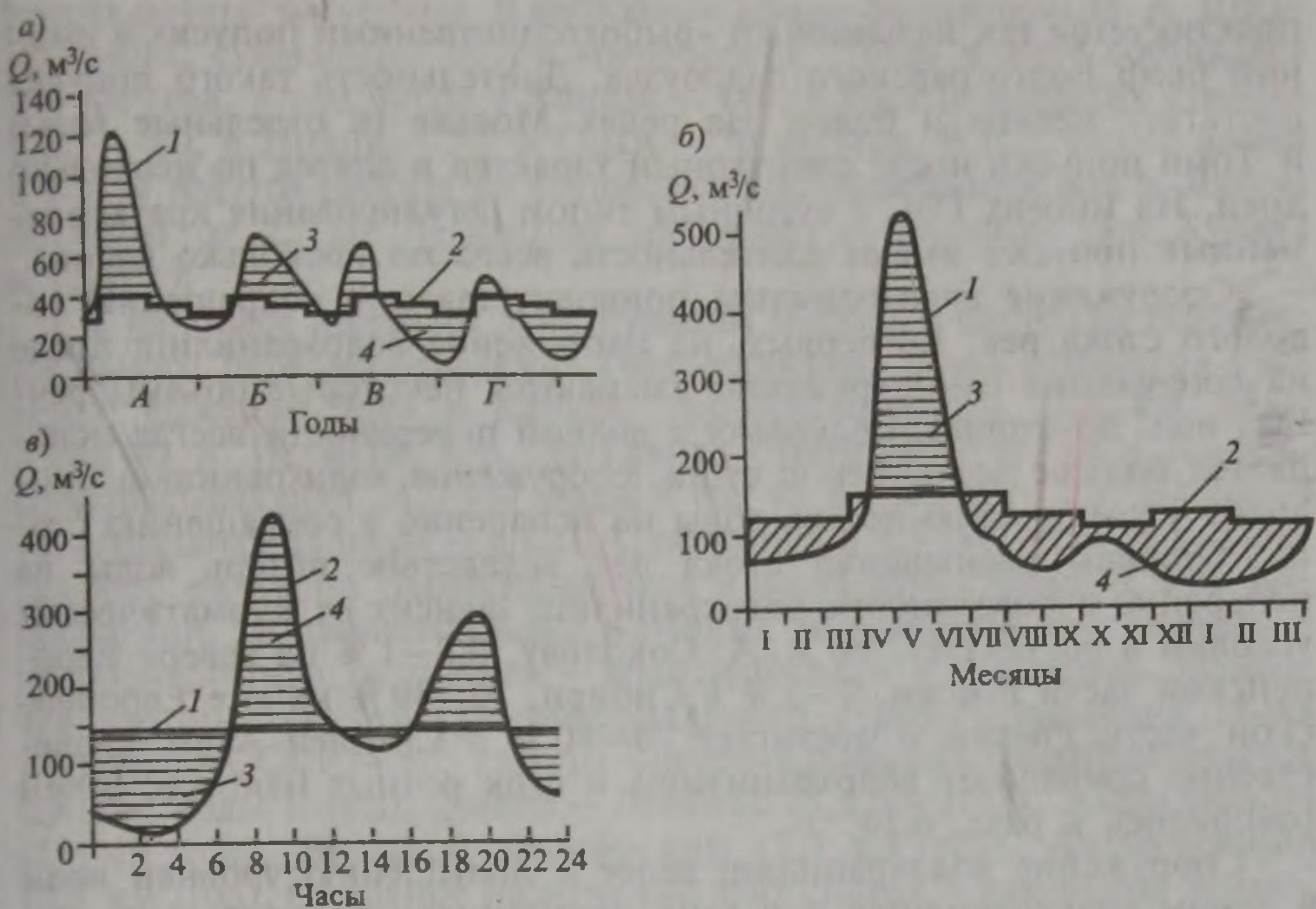


Рис. 6.29. Схема многолетнего (а), сезонного (б) и суточного (в) регулирования стока водохранилищем (по А. Б. Авакяну, В. П. Салтанкину, В. А. Шарапову):

1 — естественные (бытовые) расходы воды; 2 — зарегулированные расходы воды; 3 — объем воды, накапливаемый в водохранилище; 4 — объем воды, дополнительно расходуемый из водохранилища; А, Б — многоводные годы; В, Г — маловодные годы

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 со 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 стока во времени, а наоборот, делает их более неравномерными. Цель такого перераспределения расходов воды в течение суток или недели — гидроэнергетическая, заключающаяся в покрытии пиковых нагрузок энергетических систем, в частности, в утренние и особенно вечерние часы.

Режим сброса воды в нижний бьеф гидроузла полностью контролируется человеком (в пределах, обусловленных полезным объемом водохранилища). При необходимости такой сброс увеличивают, возникает искусственный паводок, называемый *пуском*. Такой пуск может иметь в зависимости от потребности различный объем и продолжительность. Так, на Нижней Волге для обеспечения близких к естественным условиям нереста рыб и заливания лугов

практикуется так называемый «рыбохозяйственный попуск» в нижний бьеф Волгоградского гидроузла. Длительность такого попуска достигает месяца и более. На реках Москве (в отдельные годы) и Томи попуски носят санитарный характер и длятся по несколько дней. На многих ГЭС с суточным типом регулирования кратковременные попуски имеют длительность всего по несколько часов.

Сооружение водохранилищ приводит также к сокращению годового стока рек. Во-первых, на наполнение водохранилищ после их сооружения единовременно изымаются некоторые объемы речных вод. Во-вторых, поскольку с водной поверхности всегда испаряется больше воды, чем с суши, сооружение водохранилищ приводит к увеличению потерь воды на испарение и сокращению стока. Степень уменьшения стока рек вследствие потерь воды на испарение с поверхности водохранилищ зависит от климатических условий и составляет, по А. А. Соколову, 0,8—1 % на севере Европейской части 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. 7). 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.

Влияние на режим реки местных гидротехнических мероприятий. Местные гидротехнические мероприятия (мостовые переходы, полузапруды, обвалование берегов, углубление фарватера и др.) практически не влияют на сток реки, но обычно оказывают сильное воздействие на водный режим реки (скорость течения, уровень 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 требует принятия защитных мер. Обвалование русла исключает из активного водообмена часть поймы, что в половодье должно привести к сосредоточению стока воды в необвалованной части русла, 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.

Территориальное перераспределение стока («переброска стока»). Оно преследует цель привлечения воды в данную речную систему из

других речных бассейнов. В настоящее время, по оценкам И. А. Шикломанова, суммарный объем «перебросок стока» в мире составляет 400 км³/год, в том числе в Канаде — 140, в России и других странах СНГ — 60, в Индии — 50, в США — 30 км³/год. В настоящее время 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 мировым 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. Потребители 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 (перебрасывается 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 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, что грозило потерей этим водоемом своего рыбохозяйственного потенциала. Разными вариантами проекта предусматривалась «переброска» вод, например, из Онежского озера (3,5 км³/год на I очереди), оз. Лача и Воже (1,8 км³/год), рек Онеги (5,9 км³/год), Сухоны (4,0 км³/год), Вычегды (5,0 км³/год) через оз. Кубинское в Рыбинское водохранилище и далее в Волгу, а также вод р. Печоры в верховья главного притока Волги — Камы (9,8 км³/год на I очереди).

На I очереди второго проекта («азиатской переброски») предполагалось забирать из р. Оби в районе устья Иртыша (с. Белогорье)

25 км³ 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. гл. 7).

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 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. гл. 7). 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 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 Днепровско-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 (приведет к цветению и загрязнению воды, ухудшению ее качества и евтрофированию водоемов). Кроме того, при большом объеме изъятия стока Дуная неизбежно ухудшались гидролого-экологические условия в дельте этой реки.

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 стока ведет к сокращению или даже к полному прекращению заливания поймы и, соответственно, к ее осыханию, сокращению площади сенокосных угодий и нерестилищ, к обмелению и зарастанию русла, ухудшает качество воды. Особенно неблагоприятны последствия сокращения стока в низовьях и устьях рек: сохнет дельта, отмирают ее водотоки и водоемы, деградирует специфический дельтовый природный комплекс, усиливается воздействие морских факторов на гидрологический режим (возрастает роль приливов и нагонов, увеличивается дальность проникновения в реку 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 сох этот уникальный водоем (см. гл. 7), но и высохла пойма и дельта самой реки. Некогда дельта Амударьи представляла собой настоящий оазис среди пустынь. Ее отличали обилие воды — рукавов и озер, заросли тростника и тугайных лесов, обилие птицы, рыбы, ондатры; в 1930-х годах здесь обитал даже среднеазиатский тигр. Теперь же дельта Амударьи превратилась в выжженные под жарким солнцем земли, практически лишены жизни.

Особенно уязвимы малые реки. Они в первую очередь страдают от нерационального использования их вод, русла, поймы, вырубки лесов в бассейне.

Серьезную опасность представляет загрязнение рек сточными водами. Наиболее загрязненными считаются такие реки, как Рейн,

Дунай, Темза, Гудзон, Волга, Ока, Томь, протекающие через густонаселенные районы и крупные промышленные центры. Несмотря на принимаемые меры по охране вод от загрязнения, радикального улучшения качества вод 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), их прибрежные зоны и морские берега. 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 снижения роста водопотребления. Последнему 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 прямой связи с океаном.

Для образования озера необходимы два непеременимых условия — наличие естественной котловины, т. е. замкнутого понижения земной поверхности, и находящегося в этой котловине определенного объема воды.

7.1. ОЗЕРА И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

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

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 (5,4 %), в Западно-Сибирской низменности (4,3 %). Озерность всей России около 2,1 %.

Наибольшее число крупных озер с площадью более 100 км² находится в Африке, Азии и Северной Америке. В 1945 самых крупных озерах земного шара сосредоточено 168 тыс. км³ воды, т. е. около 95 % объема всех озер на Земле (см. табл. 3.1).

Сведения о важнейших озерах России и земного шара в целом приведены в табл. 7.1. Самое большое по площади на Земле озеро — это солоноватое Каспийское море. Из пресных озер самое большое — Верхнее. Наибольший объем воды сосредоточен в Каспийском море, а среди пресных озер — в Байкале. Байкал также наиболее глубокое озеро в мире.

По данным РосНИИВХа, в России более 2 млн озер с суммарной площадью более 3,5 тыс. км². Из них 90 % — это мелководные водоемы площадью от 0,01 до 1 км² и глубинами менее 1,5 м.

Таблица 7.1. Важнейшие озера России и мира

Часть света	Озеро	Площадь, км ²	Объем, км ³	Наибольшая глубина, м
Европа	Каспийское море ** 1,6	392 600 ²	78 650 ²	1025
	Ладожское *	17 700	908	230
	Онежское *	9630	295	127
	Венерн	5550	180	100
	Чудское с Псковским **	3550	25	15
	Белое *	1290	5,2	20
Азия	Аральское море 1,8	67 000 ³	1 080 ³	69 ³
		18 000	128	47
	Байкал *	31 400	23 000	1636
	Балхаш 1,6	18 200	112	26
	Тонлесал	10 000 ⁴	40	12
	Иссык-Куль 1,6	6200	1730	702
	Таймыр *	4560	13	26
	Ханка **	4190	18,5	10,6
	Чаны * 1,6	2500	4,3	10
	Африка	Виктория	69 000	2700
Танганьика		32 900	18 900	1435
Ньяса		30 900	7725	706
Чад 1,6		16 600 ⁵	44,4	12
Туркана (Рудольф) 1,6		6750	203,6	109
Альберт		5300	64	57
Верхнее		82 680	11 600	406
Северная Америка	Гурон	59 800	3580	229
	Мичиган	58 100	4680	281
	Большое Медвежье	30 200	1010	137
	Большое Невольничье	27 200	1070	156
	Эри	25 700	545	64
	Виннипет	24 600	127	19
	Онтарио	19 000	1710	236
Южная Америка	Маракайбо ⁹	13 300	—	35
	Титикака	8110	710	230
Австралия	Эйр 1,7	9690	30,1	27,7

Примечания. Большинство сведений приведено по монографии «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» (1974) с уточнениями автора; новые данные по Байкалу — согласно М. Н. Шимараеву, В. И. Верболову, Н. Г. Гранину, П. П. Шерстянкину (1994); * — озера на территории России; ** — пограничные озера, их большая часть относится к России; ¹ озеро бессточное; ² при уровне -27 м БС, близком к современному; ³ в числителе до 1960-х гг. XX в., в знаменателе в 2002 г.; ⁴ при низких уровнях 3000 км², высоких 30 000 км²; ⁵ при низких уровнях 7000—10 000, высоких 18 000—22 000 км²; ⁶ вода солоноватая; ⁷ вода соленая; ⁸ вода гиперсоленая (рассол); ⁹ озеро — лагуна. Прочерк означает отсутствие данных.

В пресных озерах России сосредоточено 26 500 км³ воды; причем только в восьми крупнейших пресных озерах (Байкал, Ладожское, Онежское, Чудское с Псковским, Таймыр, Ханка, Белое) находится 24 250 км³ воды (91,5 %). На долю Байкала приходится 86,8% запасов пресных вод в озерах России и более 25 % запасов вод во всех пресных озерах мира. Байкалу по запасу пресной воды уступают все озера Земли, в том числе Танганьика — 21 % и Верхнее — 13 % объема воды в пресных озерах планеты.

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* площадью свыше 1000 км², *большие* — площадью от 101 до 1000 км², *средние* — площадью от 10 до 100 км² и *малые* — 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 летний период.

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, Ньяса 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 расположены либо в кратерах потухших вулканов (некоторые озера в Италии, на о. Ява, в Японии и т. д.), либо образовались вследствие подпруживания рек продуктами вулканизма — лавой, обломками породы, пеплом (оз. Кроноцкое на Камчатке или оз. Киву в Африке).

Метеоритные котловины возникли в результате падения метеоритов (оз. Каали в Эстонии).

Ледниковые котловины образовались в результате деятельности современных или древних ледников. Ледниковые озерные котловины

подразделяют на троговые, связанные с «выпахивающей» работой 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 последние десятилетия открыто и обследовано огромное количество больших и малых озер, имеющих разную площадь, температуру и минерализацию воды, ледовый режим (есть озера, вскрывающиеся в летний период или всегда находящиеся подо льдом). Примером такого подледникового озера служит оз. Восток, открытое недавно вблизи российской станции «Восток» в Антарктиде. Зеркало этого озера находится ниже поверхности ледникового щита приблизительно на 3800 м. Озеро Восток — одно из крупнейших в мире: оно имеет площадь более 10 000 км², длину 250 км, ширину 50 км, глубину 750 м. Вода в озере находится в жидком состоянии благодаря потоку геотермической теплоты из недр Земли. Не исключено, что исследование этого озера приведет к открытию архаичных форм жизни, имеющих возраст несколько миллионов лет. Высказываются предположения о том, что под мощным ледяным покровом на спутнике Юпитера Европе также находится слой жидкой воды, как и в оз. Восток.

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 просадок или в карстовых пустотах и пещерах озера могут быть, таким образом, как поверхностными, так и подземными. Таких озер много на Урале, Кавказе, в Крыму.

Термокарстовые котловины образуются в районах распространения многолетнемерзлых грунтов в результате их протаивания и сопутствующей 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 эрозионной 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, 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 бессточные. Первые из них сбрасывают по крайней мере часть поступающего в них речного стока вниз по течению (примером могут служить такие озера, как Байкал, Онежское, Ладожское и многие другие). Частным случаем сточных озер являются проточные озера, через которые осуществляется транзитный сток реки; к таким водоемам относятся озера Чудское с Псковским (р. Великая), Сарезское (р. Мургаб), Боденское (р. Рейн), Женевское (р. Рона). Бессточными считают озера, которые, получая сток извне, расходуют его лишь на испарение, инфильтрацию или искусственный водозабор, не отдавая ничего в естественный или искусственный водоток. Иначе говоря, из таких водоемов поверхностный сток отсутствует (примерами могут служить Каспийское и Аральское моря, озера Иссык-Куль, Балхаш, Чад и др.).

Каспийское и Аральское моря согласно определению 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, по термическому режиму — в разд. 7.7.1, по минерализации вод — 7.8.1, по условиям питания водных организмов — 7.8.2.

7.3. МОРФОЛОГИЯ И МОРФОМЕТРИЯ ОЗЕР

Во всех озерах более или менее четко выделяют основные морфологические элементы: котловину, т. е. естественное понижение земной поверхности самого различного происхождения (см. разд. 7.2), в пределах которого и расположено озеро; ложе (или чашу) озера, непосредственно занятое водой (рис. 7.1, а).

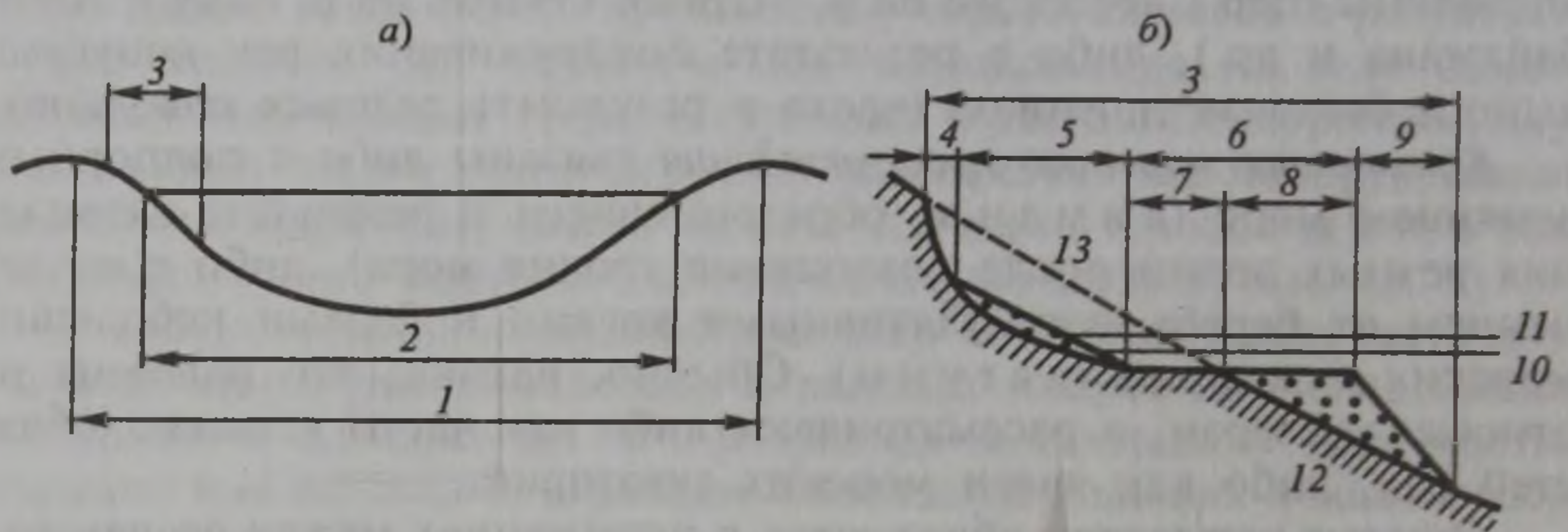


Рис. 7.1. Схема озерной котловины (а) и ее береговой области (б):

1 — котловина; 2 — ложе (чаша); 3 — береговая область; 4 — береговой уступ; 5 — побережье; 6 — береговая отмель; 7, 8 — абразионная и аккумулятивная части береговой отмели; 9 — подводный откос; 10, 11 — низший и высший уровни воды; 12 — коренные породы; 13 — начальный профиль берега

Важным элементом озерной котловины является *береговая область* (рис. 7.1, б), которая при абразионном характере берега включает береговой уступ, побережье и береговую отмель. Последние два элемента озерной котловины часто называют *литоралью*, к характерным чертам которой относятся мелководность и воздействие волнения. За пределами литорали находится *подводный откос* (или *сублитораль*). Глубоководная часть озера — это *пелагиаль*; дно озера называют *профундалью*.

Развитие высшей растительности (макрофитов), как правило, ограничено литоралью.

В пределах озера выделяют также такие морфологические элементы, как *песы, заливы, бухты*.

Основными морфометрическими характеристиками озера служат (рис. 7.2): *площадь озера $F_{оз}$* ; *объем воды в озере $V_{оз}$* ; *длина береговой линии $L_{бер.л}$* , проведенной по урезу воды; *длина озера $L_{оз}$* — кратчайшее расстояние по поверхности воды вдоль оси озера между наиболее удаленными точками береговой линии; *ширина озера $B_{оз}$* — расстояние между противоположными берегами озера, измеренное по линии, перпендикулярной оси озера в любой его части. Наибольшее значение последней величины называют *максимальной шириной озера $B_{оз.мах}$* . *Среднюю ширину озера* вычисляют по формуле

$$B_{оз.ср} = F_{оз} / L_{оз} \quad (7.1)$$

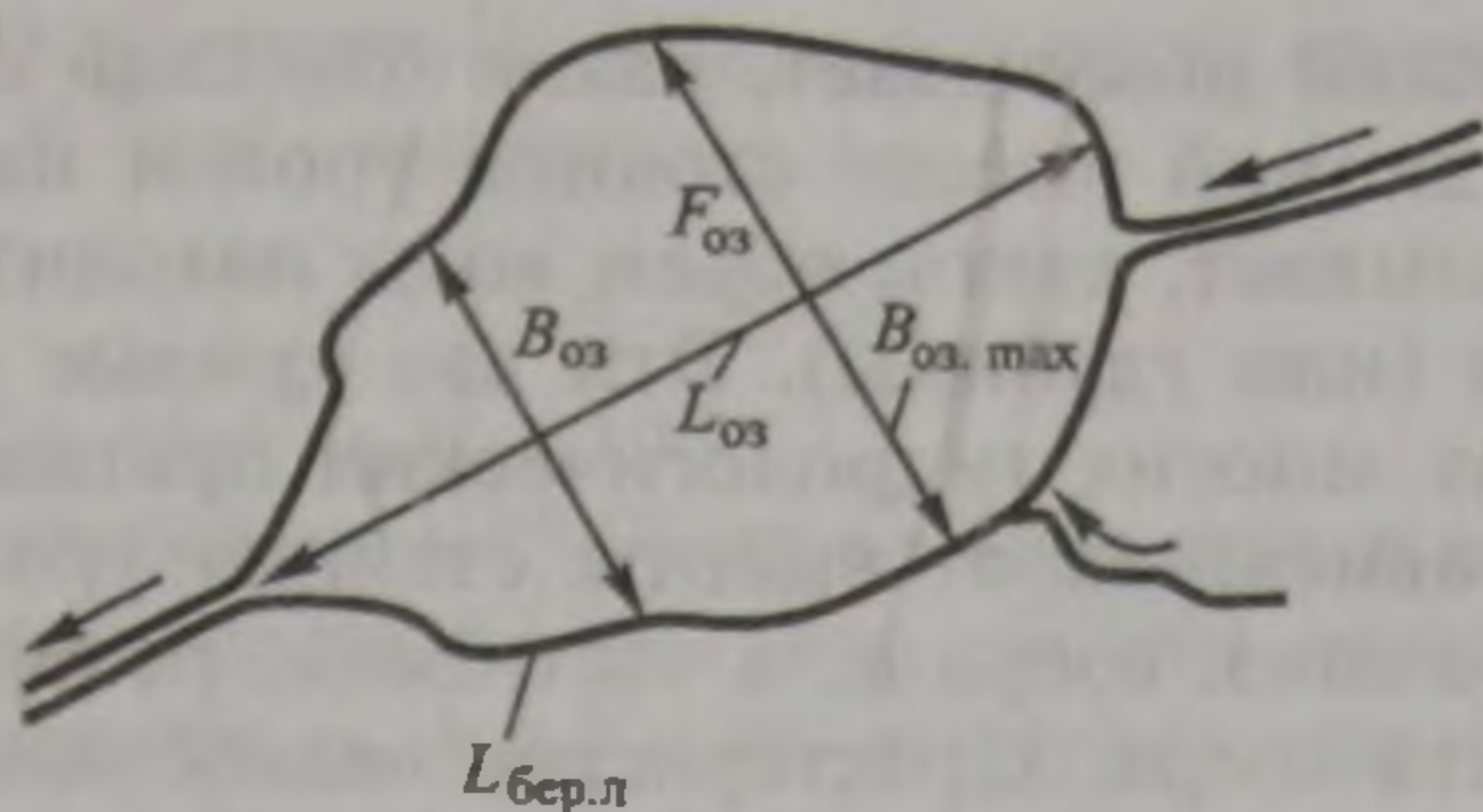


Рис. 7.2. Морфометрические характеристики озера

Важными морфометрическими характеристиками озера являются его глубина $h_{оз}$ (в разных частях озера она различна), максимальная глубина $h_{оз. max}$, средняя глубина $h_{оз. ср}$, определяемая по формуле

$$h_{оз. ср} = V_{оз} / F_{оз}. \quad (7.2)$$

Все перечисленные выше морфометрические характеристики озера зависят от высоты стояния уровня воды в нем или от выбранного в толще воды отсчетного горизонта (или глубины). Наиболее важно знать, как изменяются с изменением уровня (или глубины) такие характеристики, как площадь озера, объем воды в нем, средняя и максимальная глубина. Связи соответствующих характеристик с уровнем (глубиной) называют *кривой площадей*, *кривой объемов* и *кривой средних глубин* (рис. 7.3). Характер упомянутых кривых зависит от формы ложа озера.

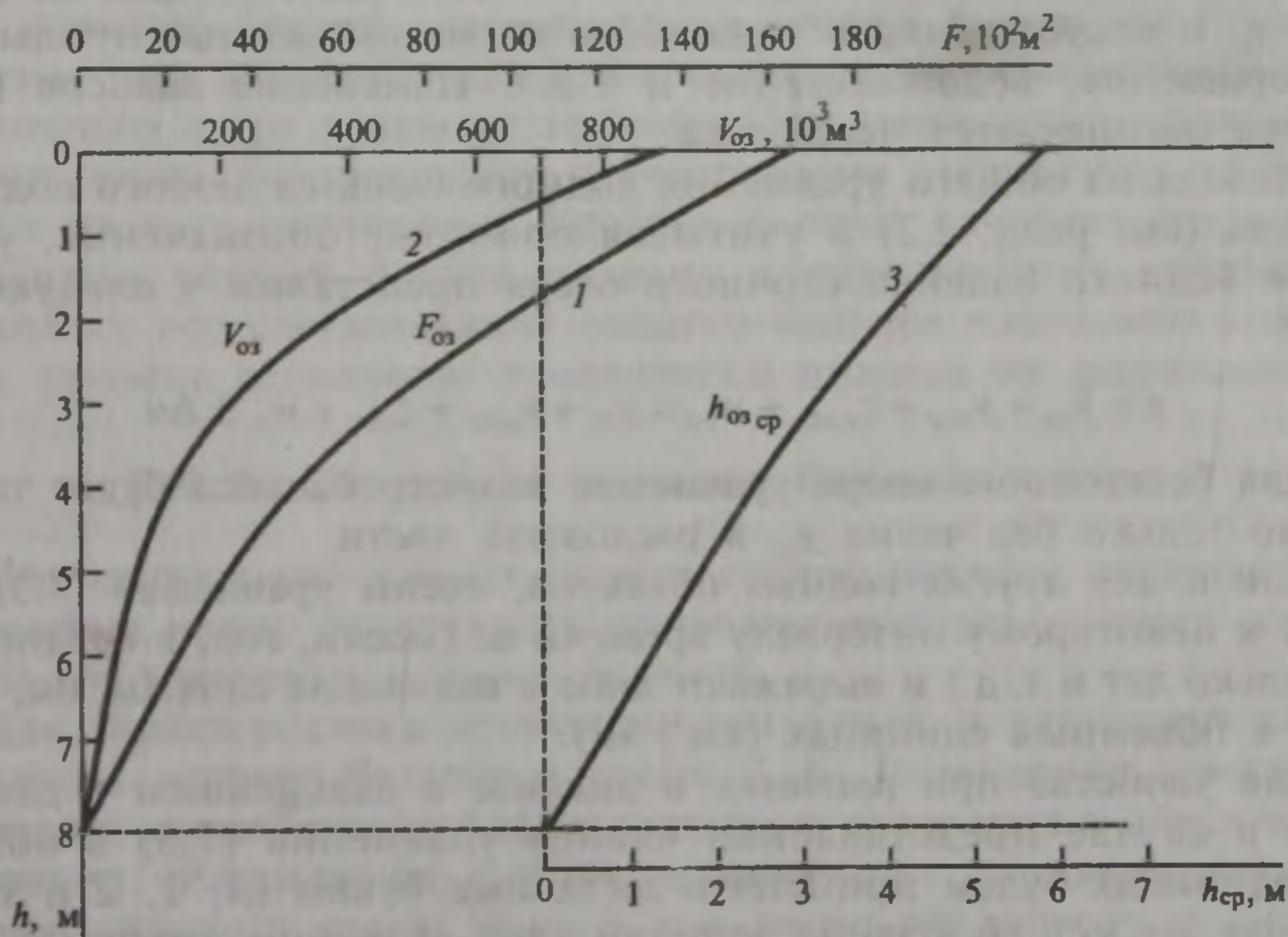


Рис. 7.3. Кривые площадей (1), объемов (2) и средних глубин (3) озера

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 используют 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 уравнения 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* $w_{\text{пр}}$. 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, $u_{\text{сбр}}$).

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 стока вытекающей из озера реки $u_{\text{ст}}$ и искусственного водозабора на хозяйственные нужды $u_{\text{вдзб}}$ (на орошение, водоснабжение и т. д.). Изменение запасов воды в озере обозначается через $\pm \Delta u$.

Исходя из общего уравнения водного баланса любого водного объекта (см. разд. 2.2) и учитывая принятые обозначения, уравнение водного баланса сточного озера представим в следующем виде:

$$x + u_{\text{пр}} + u_{\text{сбр}} + z_{\text{конд}} + w_{\text{пр}} = u_{\text{ст}} + u_{\text{вдзб}} + z_{\text{исп}} + w_{\text{ст}} \pm \Delta u. \quad (7.3)$$

Для бессточного озера уравнение водного баланса будет таким же, но только без члена $u_{\text{ст}}$ в расходной части.

Как и для других водных объектов, члены уравнения (7.3) относятся к некоторому интервалу времени Δt (месяц, год, в среднем за несколько лет и т. д.) и выражают либо в величинах слоя (м, см, мм), либо в объемных единицах (км^3 , м^3).

Для удобства при расчетах и анализе в дальнейшем в данной главе в случае представления членов уравнения (7.3) в объемных единицах будем применять заглавные буквы (X , Y , Z и т. д.), в случае же использования величин слоя сохраним строчные буквы (x , y , z и т. д.). Перевод величин слоя в объемные величины

и наоборот осуществляется с учетом площади озера. Например, для объема осадков X , км³, имеем:

$$X = k_1 F x, \quad (7.4)$$

где x в мм, а F в км² и $k_1 = 10^{-6}$.

Если члены уравнения (7.3) представлены в объемных единицах, то $\pm \Delta U$ в уравнении (7.3) — это не что иное, как изменение объема вод в озере (т. е. $\pm \Delta V$) за интервал времени Δt . Если же члены уравнения (7.3) заданы в величинах слоя, то $\pm \Delta u$ — это не что иное, как изменение уровня воды в озере (т. е. $\pm \Delta H$) за тот же интервал времени Δt . Для озер изменения уровня (а также слоев стока, осадков, испарения) обычно задают в сантиметрах. Тогда пересчет изменения объема озера ΔV в изменение его уровня осуществляют по формуле

$$\Delta H = k_2 \Delta V / F, \quad (7.5)$$

где ΔH в см, ΔV в км³, F в км² и $k_2 = 10^5$.

Когда сумма приходных членов уравнения превышает сумму расходных, то $\Delta u > 0$, и объем вод в озере увеличивается ($\Delta V > 0$), а его уровень повышается ($\Delta H > 0$); когда же приходная часть уравнения меньше расходной, то $\Delta u < 0$, и объем вод в озере уменьшается ($\Delta V < 0$), а уровень воды в нем понижается ($\Delta H < 0$).

В качестве наглядных и в то же время весьма актуальных примеров в разд. 7.10 будут специально рассмотрены водные балансы Каспийского и Аральского морей и их 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 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

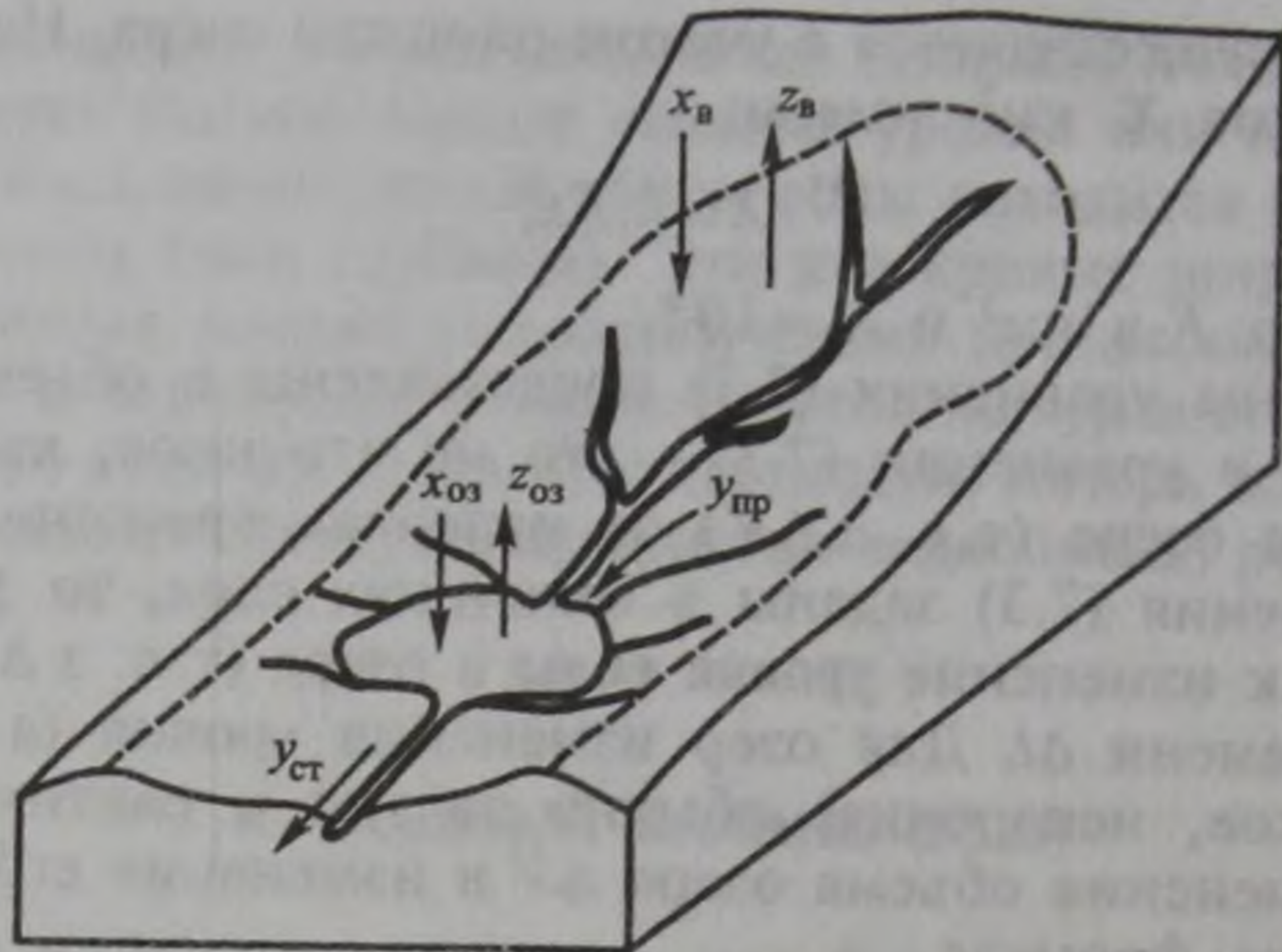


Рис. 7.4. Простейшая схема формирования водного баланса сточного озера со стабильным уровнем воды

всеми членами, кроме x , $y_{пр}$, $z_{исп}$ и $y_{ст}$. Тогда уравнение водного баланса такого озера с неизменным уровнем воды (рис. 7.4) будет выглядеть в объемных единицах следующим образом:

$$X_{оз} + Y_{пр} = Y_{ст} + Z_{оз}, \quad (7.6)$$

т. е. объемы осадков на поверхность озера и притока к озеру, с одной стороны, и речного стока из озера и испарения с его поверхности, с другой, равны.

Вклад осадков и испарения соответственно в приходную и расходную части уравнения выразим коэффициентами:

$$K_x = X_{оз} / (Y_{пр} + X_{оз}), \quad (7.7)$$

$$K_z = Z_{оз} / (Y_{ст} + Z_{оз}) = Z_{оз} / (Y_{пр} + X_{оз}). \quad (7.8)$$

Замена $Y_{ст} + Z_{оз}$ на $Y_{пр} + X_{оз}$ в уравнении (7.8) оправдана тем, что в уравнении водного баланса (7.6) приходная и расходная части равны между собой.

Объем осадков на поверхность озера выразим через слой осадков по формуле (7.4): $X_{оз} = k_1 x_{оз} F_{оз}$. Аналогично получим: $Z_{оз} = k_1 z_{оз} F_{оз}$. Речной приток в озеро $Y_{пр}$ выразим через слой стока на водосборе озера: $Y_{пр} = \alpha y_{пр} F_b$ или $Y_{пр} = \alpha k_1 x_b F_b$, 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:

$$K_x = \frac{x_{оз} F_{оз}}{\alpha x_b F_b + x_{оз} F_{оз}}, \quad (7.9)$$

$$K_z = \frac{z_{оз} F_{оз}}{\alpha x_b F_b + x_{оз} F_{оз}}. \quad (7.10)$$

Разделим числитель и знаменатель обоих выражений на $x_{03}F_{03}$ и заменим отношение F_B/F_{03} на φ :

$$K_x = \frac{1}{\alpha x_B/x_{03}\varphi + 1}, \quad (7.11)$$

$$K_z = \frac{z_{03}/x_{03}}{\alpha x_B/x_{03}\varphi + 1}. \quad (7.12)$$

В этих формулах φ — так называемый *удельный водосбор*, равный отношению площади водосбора озера к площади самого озера. K_x и K_z могут быть выражены в долях 1 или %.

Анализ выражений (7.11) и (7.12) показывает следующее:

1) доля осадков в водном балансе озера тем больше (а доля притока в него тем меньше), чем меньше φ (т. е. больше площадь озера по сравнению 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 $Y_{ст} = 0$, получим $X_{03} + Y_{пр} = Z_{03}$ или $x_{03}F_{03} + y_B F_B = z_{03}F_{03}$. Из уравнения водного баланса водосбора $x_B = y_B + z_B$ найдем $y_B = x_B - z_B$. Тогда получим $x_{03}F_{03} + (x_B - z_B)F_B = z_{03}F_{03}$, откуда $(z_{03} - x_{03})F_{03} = (x_B - z_B)F_B$ или

$$\frac{z_{03} - x_{03}}{x_B - z_B} = \varphi. \quad (7.13)$$

Последнее выражение означает, что с ростом удельного водосбора для существования бессточного озера должно пропорционально возрастать отношение избытка испарения над осадками на поверхности озера к избытку осадков над испарением на водосборе. Иначе говоря, в увлажненных районах бессточные озера могут существовать лишь при малых значениях φ , а в засушливых — при больших значениях φ , причем чем засушливее район, тем больше должна быть величина φ .

По соотношению составляющих расходной части уравнения водного баланса все озера, согласно Б. Б. Богословскому, подразделяются на две группы: *стоковые С* и *испаряющие И*. У озер первой группы сток превышает испарение с их поверхности: $Y_{ст} > Z_{03}$, у озер второй группы $Y_{ст} < Z_{03}$. По соотношению составляющих приходной части уравнения водного баланса озера обеих групп подразделяют на три типа: *приточные П*, когда приток с водосбора

преобладает над осадками ($Y_{пр} > X_{ос}$), *нейтральные Н*, когда $Y_{пр} \sim X_{ос}$, и *дождевые Д*, если осадки преобладают над притоком ($Y_{пр} < X_{ос}$).

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

$$K_B = (Y_{пр} + X_{ос})/V = (Y_{ст} + Z_{ос})/V, \quad (7.14)$$

где V — объем озера.

Иногда коэффициент условного водообмена в озере определяют иначе: $K'_B = Y_{пр}/V$ или $K''_B = Y_{ст}/V$. 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 озера, 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 п-ве K_B достигает 1000 (вода в среднем обновляется за 0,001 часть года, т. е. почти за 9 ч). У крупных водоемов, таких, как оз. Байкал и Каспийское море, K_B составляет 0,0032 и 0,0049, т. е. время условного обновления вод соответственно равно 312 и 204 годам.

7.5. КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ВОДЫ В ОЗЕРАХ

Колебания уровня воды — это главнейшая характеристика режима озера. Напомним, что применительно к озерам их водным режимом считаются закономерные изменения уровня воды, площади, объема вод, а также характеристик течений и волнения. Водный режим озера вместе с изменениями ледотермических, гидрохимических, гидробиологических и других характеристик озера формирует совокупность закономерных изменений всех компонентов озера, называемую *гидрологическим режимом*.

Колебания уровня воды в озерах во многом определяют и возможности хозяйственного использования водоемов, так как от

высоты стояния уровня зависит эффективность работы водного транспорта, надежность водозабора на орошение, промышленное и коммунальное водоснабжение и т. д.

Колебания уровня воды в озерах по причинам, вызывающим их, могут быть подразделены на две группы: 1) колебания уровня, связанные с изменением объема (массы) воды в озере и определяемые, таким образом, в основном изменениями составляющих водного баланса водоема (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 по пространству озера (такие колебания уровня часто называют *деформационными*).

Колебания уровня первой группы связаны прежде всего с климатическими причинами и, в частности, с обусловленными климатом изменениями приходных составляющих водного баланса (притока речных вод, осадков на поверхность озера). Поскольку речной сток и увлажнение территории в целом подвержены климатически обусловленным вековым, многолетним и сезонным колебаниям, аналогичные колебания имеет и уровень воды в озерах. 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 с так называемыми *сгонно-нагонными денивеляциями уровня*, обусловленными ветром. Такие колебания имеют кратковременный характер.

Вековые и многолетние колебания уровня озер. Колебания уровня озер вековые и многолетние — наиболее яркое проявление гидрологического режима водоемов; они же оказывают и наиболее сильное (нередко неблагоприятное) воздействие на хозяйственное использование озер и сопредельных территорий. Как уже отмечалось, основная причина таких колебаний — климатическая, поэтому изучение вековых и многолетних колебаний уровня озер может служить и косвенным доказательством существования климатических изменений увлажненности территорий.

Так, А. В. Шнитникову в результате исследования режима озер юго-восточной части Европейской территории 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 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 потери 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 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 стока. Так, в озерах Онежском, Плещееве, Кубенском, Лача, Воже подъем уровня отмечается весной в период снегового половодья на реках; озера, питающиеся водами с ледников и высокогорных снегов (Телецкое, Иссык-Куль), имеют максимум уровня во вторую половину лета (рис. 7.5).

Величина сезонных колебаний уровня озер зависит от площади поверхности озера и удельного водосбора ϕ : с уменьшением площади озера и возрастанием ϕ она увеличивается.

Кратковременные колебания уровня озер. Колебания уровня этого вида могут быть обусловлены сгонно-нагонными явлениями, сейшмами, колебаниями атмосферного давления.

Воздействие ветра вызывает повышение уровня воды у наветренного (нагон) и понижение уровня воды у подветренного (сгон)

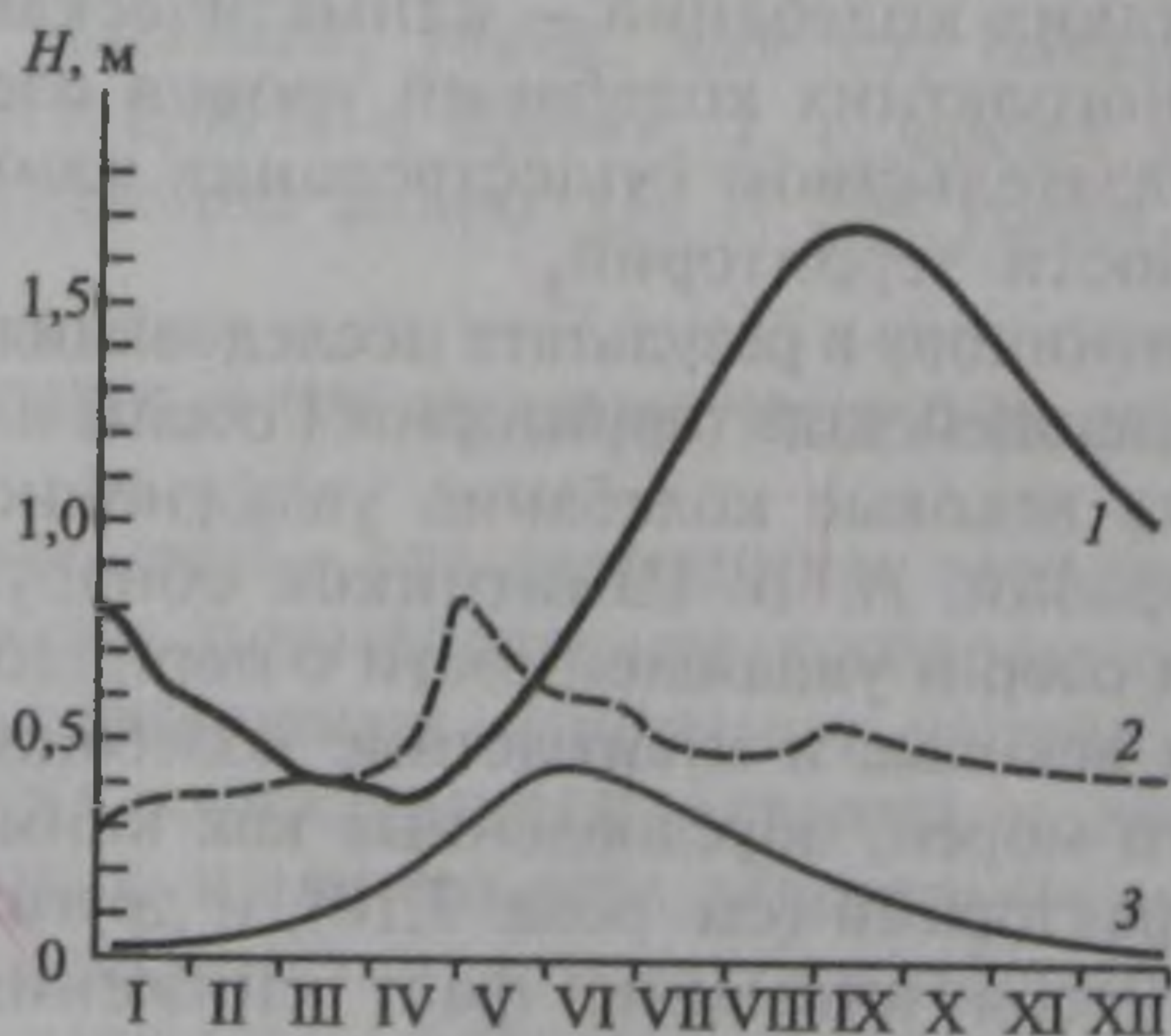


Рис. 7.5. Типичные графики сезонных колебаний уровня озер Телецкого (1), Плещеева (2), Ладожского (3) (I—XII — месяцы)

берега. 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 следующий уклон водной поверхности во время нагона:

$$I_{наг} = \frac{\rho_{возд} f_{ветр} W^2}{\rho g h} = K \frac{W^2}{gh}. \quad (7.15)$$

Величина перекося уровня в озере равна

$$\Delta H = I_{наг} L'_{оз} = KW^2 L'_{оз} / gh. \quad (7.16)$$

При этом принято, что направление ветра и нагонного подъема уровня совпадают. Чем больше скорость ветра W , больше длина разгона $L'_{оз}$ и меньше глубина h , тем больше величина нагона.

Величина перекося уровня в озере при нагоне складывается (рис. 7.6, а; 7.7) из двух частей: нагонного повышения уровня

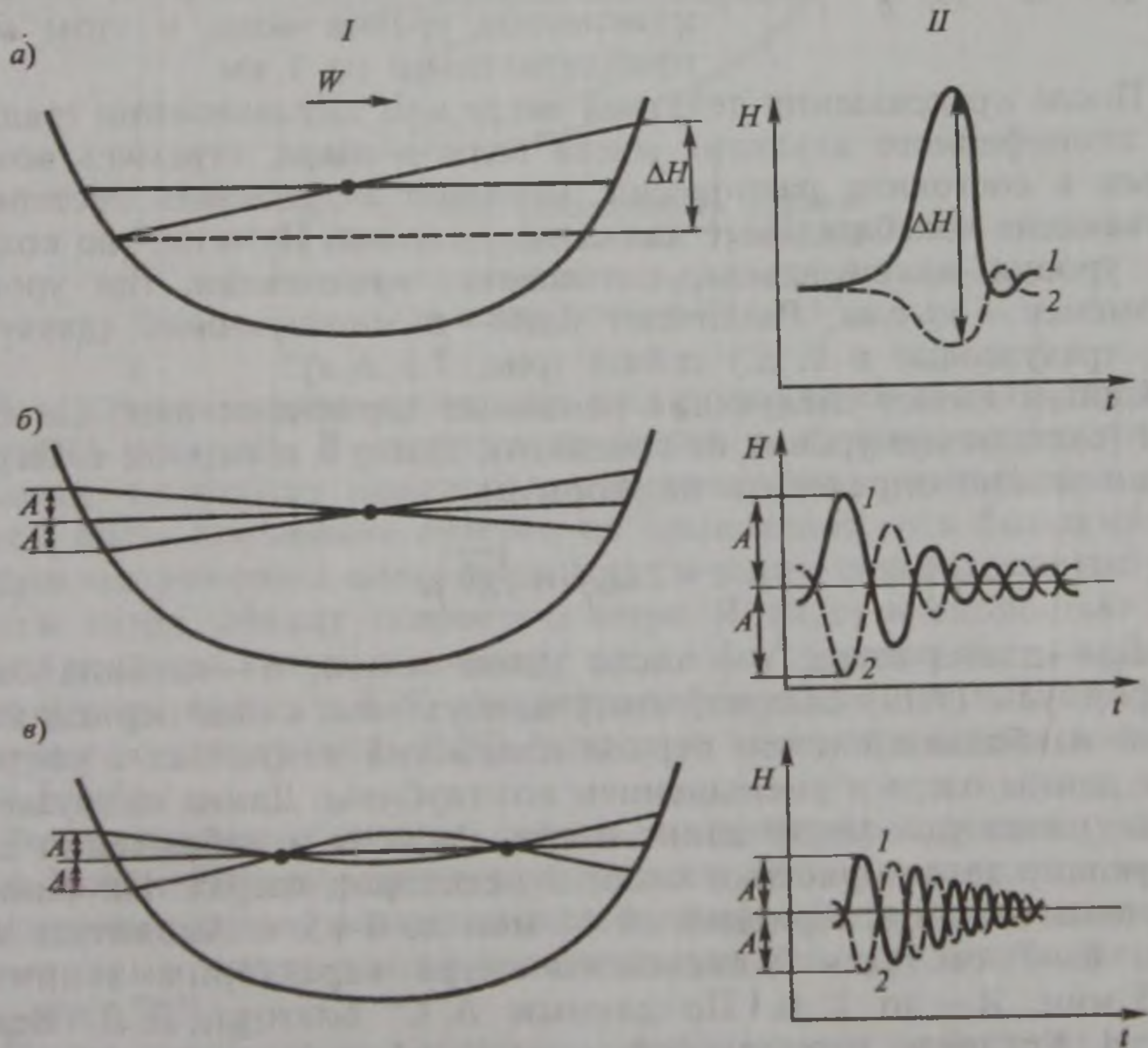


Рис. 7.6. Схема денивеляции уровня озера при сгонно-нагонных явлениях (а), одноузловой (б) и двухузловой (в) сейшах:

I — поперечный разрез, II — колебания уровня у противоположных берегов (1, 2) озера

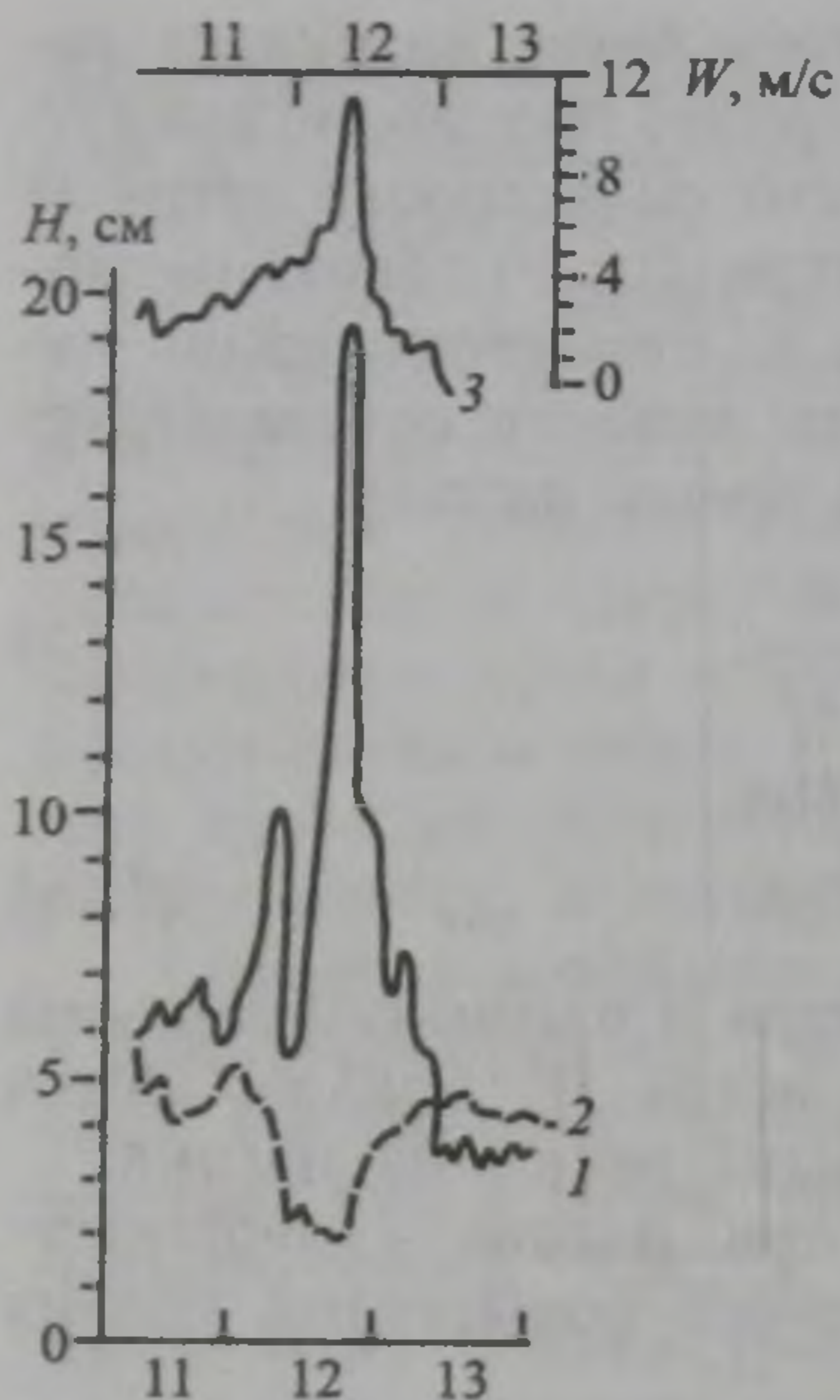


Рис. 7.7. Колебания уровня воды на противоположных берегах Ладожского озера — наветренном (1) и подветренном (2) и скорости ветра (3) во время нагона 11—13 октября 1962 г. (по Т. И. Малининой)

у наветренного берега и обычно меньшего по величине стонного понижения уровня у подветренного берега.

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 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 одно- и многоузловые (двухузловые, трехузловые и т. д.) сейши (рис. 7.6, б, в).

Сейши имеют следующие основные характеристики: амплитуду A (отклонение уровня от среднего), длину λ и период τ . Период сейши можно определить по формуле

$$\tau = 2L_{оз} / (n \sqrt{gh}), \quad (7.17)$$

где $L_{оз}$ — длина озера; n — число узлов сейши; h — глубина озера. Из формулы (7.17) следует, что у одноузловых сейш период колебаний наибольший и что период колебаний возрастает с увеличением длины озера и уменьшением его глубины. Длина одноузловой сейши равна удвоенной длине озера. Расчеты и наблюдения дают следующие характеристики сейш в некоторых озерах. На Байкале отмечены сейши с периодом от 44 мин до 4—5 ч. Амплитуда 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 теория этих процессов в водоемах, а также волнения получила для морей и океанов, они будут подробно описаны в гл. 10. В настоящей главе рассмотрим лишь основные особенности течений, волнения и перемешивания вод в озерах.

Течения в озерах. Основными причинами течений в озерах являются ветер, сток рек, впадающих в озеро, неравномерное распределение температуры и минерализации воды, а также атмосферного давления.

Ветер вызывает *ветровые течения* (рис. 7.8). Установившееся ветровое течение называют *дрейфовым течением*.

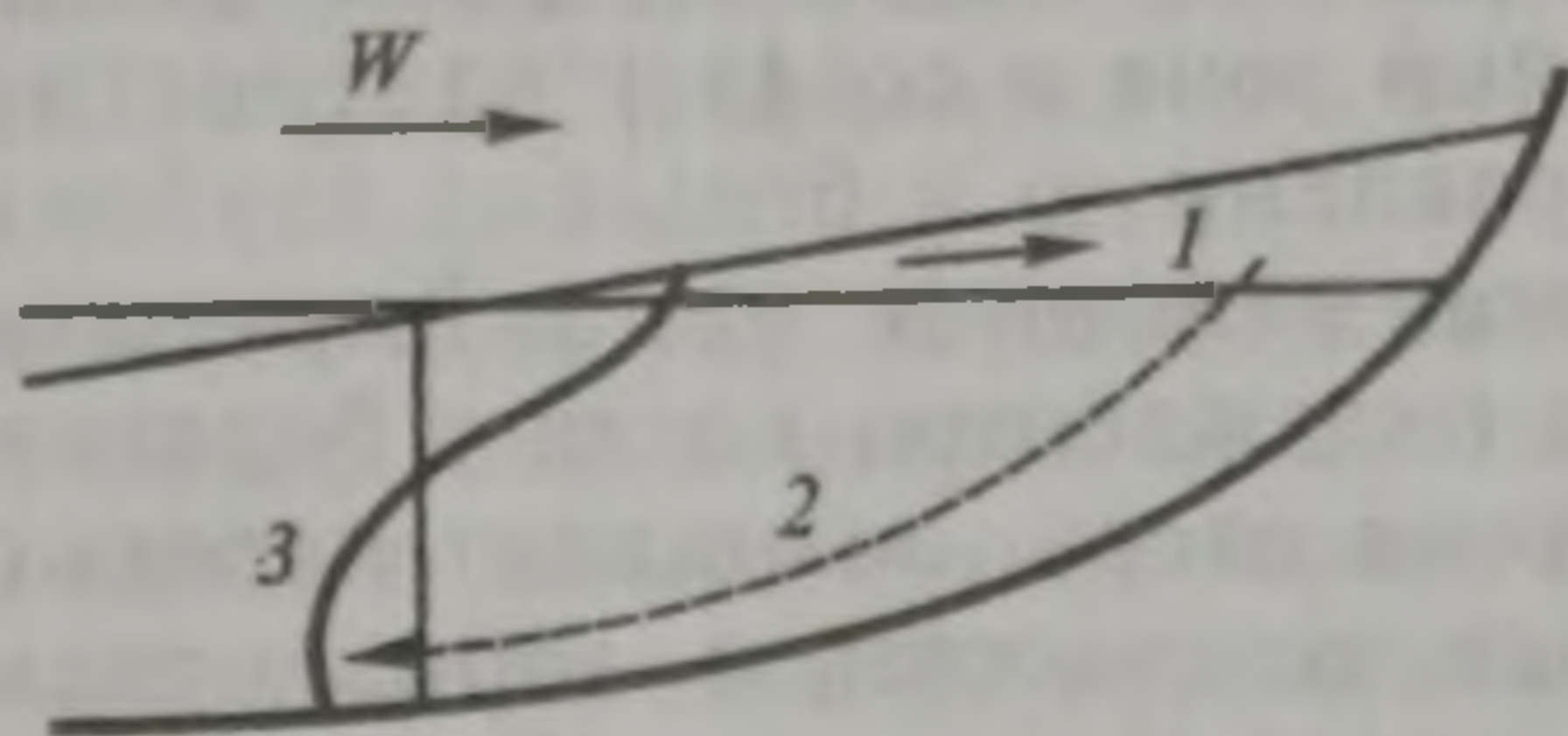


Рис. 7.8. Схема возникновения ветрового (1) и компенсационного (2) течений в озере и вертикальное распределение скорости течения (3)

К крупным озерам применим ряд положений теории морских ветровых течений. 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 озер обычно составляет 0,01—0,02. Ветровые течения в озерах достигают 0,5 м/с.

Ветер вызывает также *сгонно-нагонные денивеляции уровня*: возникающие перекосы уровня создают так называемые *компенсационные течения*, развивающиеся ниже слоя воды, охваченного ветровым течением, и противоположно ему направленные (см. рис. 7.8).

После прекращения ветра на многих озерах возникают сейши (см. 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. Скорости стоковых 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 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 циркуляцию, направленную в больших глубоких озерах в Северном полушарии под влиянием силы Кориолиса против часовой стрелки. В период охлаждения, когда у берегов температура воды ниже, чем в середине озера, возникает перекося уровня в сторону берега, что создает плотностную горизонтальную циркуляцию, направленную по часовой стрелке. Скорости плотностных течений достигают в Ладожском озере 0,35, 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 , к ее длине λ .

На крупных озерах максимальная высота волн может достигать 3—4, 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. Андреенова, равны:

$$h_b = 0,0208 W^{5/4} D^{1/3}; \quad (7.18)$$

$$\lambda = 0,304 WD^{1/2}, \quad (7.19)$$

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 воды 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 $\Theta_{атм}^+$, от донных грунтов $\Theta_{гр}^+$, с речным стоком $\Theta_{реч}^+$ и подземными водами $\Theta_{подз}^+$, выделение теплоты при конденсации водяного пара $\Theta_{конд}$ и при ледообразовании $\Theta_{лед}$. Теплота расходуется в озерах на эффективное излучение I , при передаче в процессе турбулентного теплообмена в атмосферу $\Theta_{атм}^-$, при поступлении в грунты дна $\Theta_{гр}^-$, на испарение $\Theta_{исп}$ и таяние льда $\Theta_{пл}$. Часть теплоты $\Theta_{реч}^-$ уносится из озера с вытекающими из него речными водами (для сточных озер) и с под-

земным оттоком $\Theta_{\text{подз}}^-$. В результате сочетания прихода и расхода теплоты изменяется теплосодержание вод в озере $\Delta\Theta$.

С учетом сказанного, общее уравнение теплового баланса водного объекта (2.7) применительно к озеру можно представить в следующем виде:

$$\begin{aligned} & \Theta_{\text{С}} + \Theta_{\text{атм}}^+ + \Theta_{\text{гр}}^+ + \Theta_{\text{реч}}^+ + \Theta_{\text{подз}}^+ + \Theta_{\text{конд}} + \Theta_{\text{лед}} = \\ & = I + \Theta_{\text{атм}}^- + \Theta_{\text{гр}}^- + \Theta_{\text{реч}}^- + \Theta_{\text{подз}}^- + \Theta_{\text{исп}} + \Theta_{\text{пл}} \pm \Delta\Theta. \end{aligned} \quad (7.21)$$

Напомним, что солнечная радиация $\Theta_{\text{С}} = (Q + q)(1 - r)$, где Q и q — прямая и рассеянная солнечная радиация; r — альбедо поверхности озера. Разность $\Theta_{\text{С}}$ и I составляет так называемый радиационный баланс. $\Theta_{\text{конд}}$, $\Theta_{\text{лед}}$, $\Theta_{\text{исп}}$, $\Theta_{\text{пл}}$ определяют 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 (Дж/м²).

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 $\Theta_{\text{С}}$, 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 осуществляется 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 с 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).

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, 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 выделяют четыре сезона (периода): весеннего нагревания, летнего нагревания, осеннего охлаждения, зимнего охлаждения.

Зимой подо льдом в озере наблюдается обратная температурная стратификация (рис. 7.9, в, 1). В поверхностном слое температура

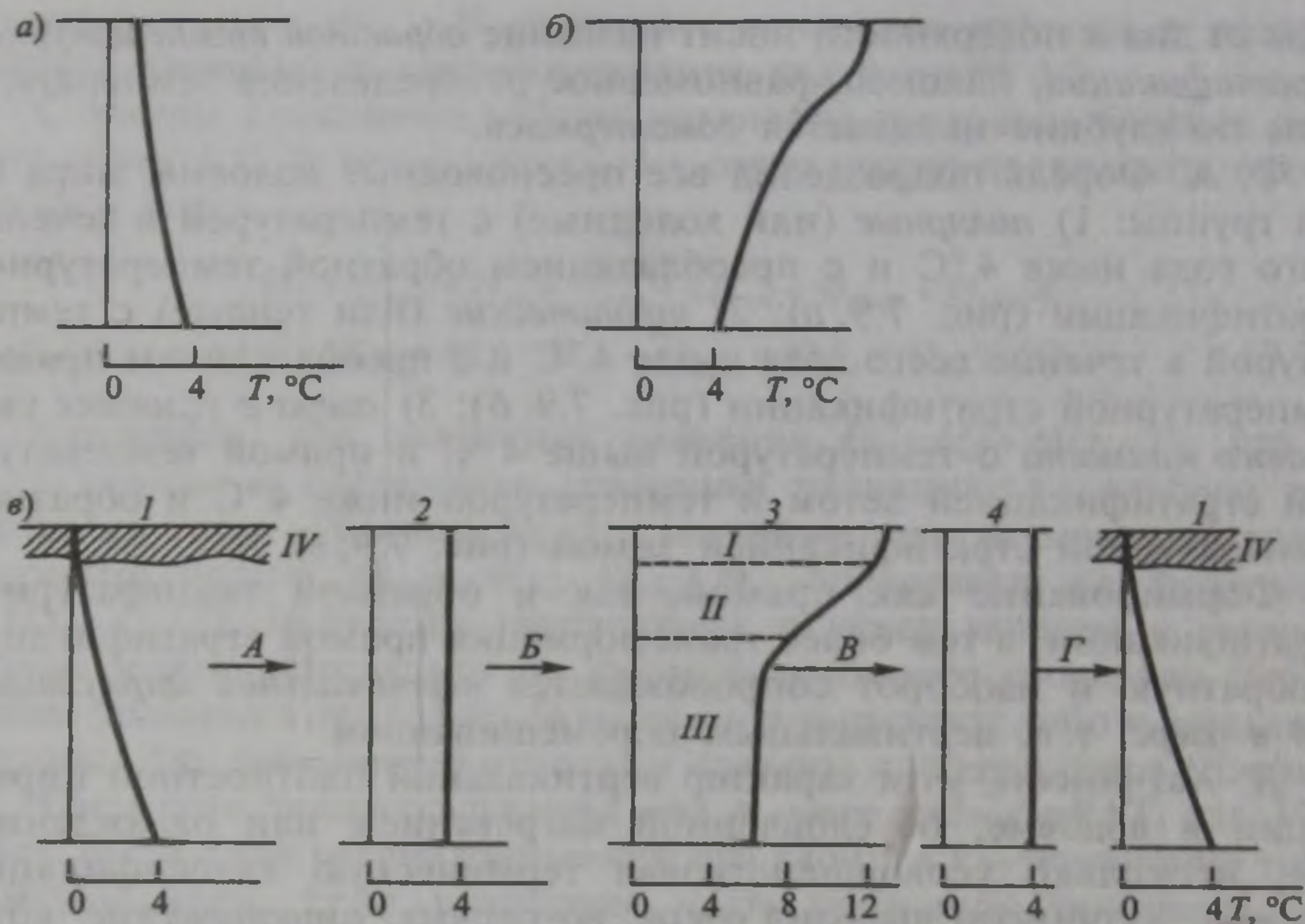


Рис. 7.9. Схема температурной стратификации в озерах полярного (а), тропического (б) и умеренного (в) климатов:

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

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. Возникшее интенсивное вертикальное конвективное перемешивание приведет к выравниванию температуры по вертикали (рис. 7.9, в, 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 может обновиться.

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 относительную невысокую температуру. Этот слой называется *гиполимнион*. В эпилимнионе температура воды может повышаться до 20—25 °С, в гиполимнионе температура может сохраняться равной 5—6 °С. Таким образом, в слое скачка температура может резко изменяться на величину до 20 °С (при этом вертикальные градиенты температуры иногда достигают 8—10 °С на 1 м). Пример вертикального распределения температуры в глубоком озере в летнее время приведен на рис. 7.10. На рисунке одновременно показано вертикальное распределение содержания кислорода и CO₂, о чем будет подробнее сказано ниже.

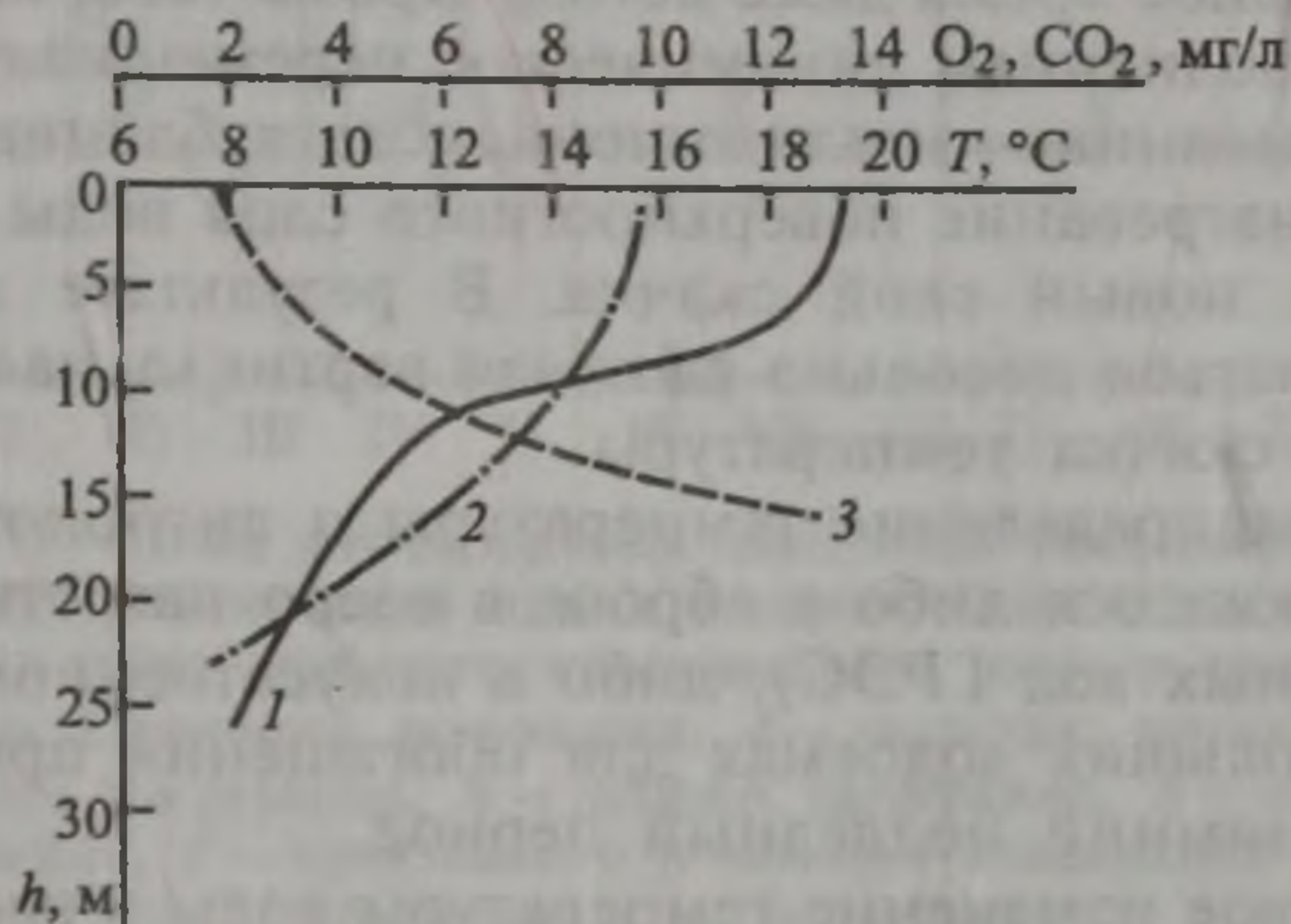


Рис. 7.10. Типичное распределение по глубине температуры воды (1), содержания кислорода (2) и диоксида углерода (3) в глубоком озере в летнее время

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* (см. 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 °С, а иногда (при сильном ветровом воздействии на поверхность озера) и при несколько большей температуре (5—6 °С и выше).

Наконец, наступает период предзимнего и зимнего охлаждения. В это время температура в поверхностном слое постепенно понижается до температуры замерзания (0 °С для пресных вод), в толще воды устанавливается обратная температурная стратификация, а на поверхности озера образуется ледяной покров (см. рис. 7.9, в, 1). Температура в придонных слоях снижается до 4, а иногда и до 2—3 °С, а в очень мелководных озерах — и до 0,5—1 °С.

Но вода на глубинах озера не достигает 0°C и не замерзает, что предохраняет живые организмы от гибели.

Некоторые нарушения в описанные закономерности изменения вертикального распределения температуры 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 гипolimнионе температура воды будет, конечно, выше упомянутых $5-6^{\circ}\text{C}$. 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 заглужению 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 рассматриваемом озере схематично представлено на рис. 7.11. Обращают на себя внимание такие основные особенности внутригодового хода температуры воды в озере.

Во-первых, изменения температуры на поверхности воды отстают от изменений температуры воздуха. Во-вторых, отрицательные значения температура воды в пресноводном озере принимать не может, поэтому средняя годовая температура воды в поверхностном слое озера выше, чем средняя годовая температура воздуха. В-третьих, размах колебаний температуры воды в поверхностном слое существенно больше, чем на глубине. Если у поверхности эта величина может достигать $15-20$ и даже $20-25^{\circ}\text{C}$, то у дна в глубоком озере — всего $2-4^{\circ}\text{C}$. 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 повышается температура воды (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 слоях выравнива-

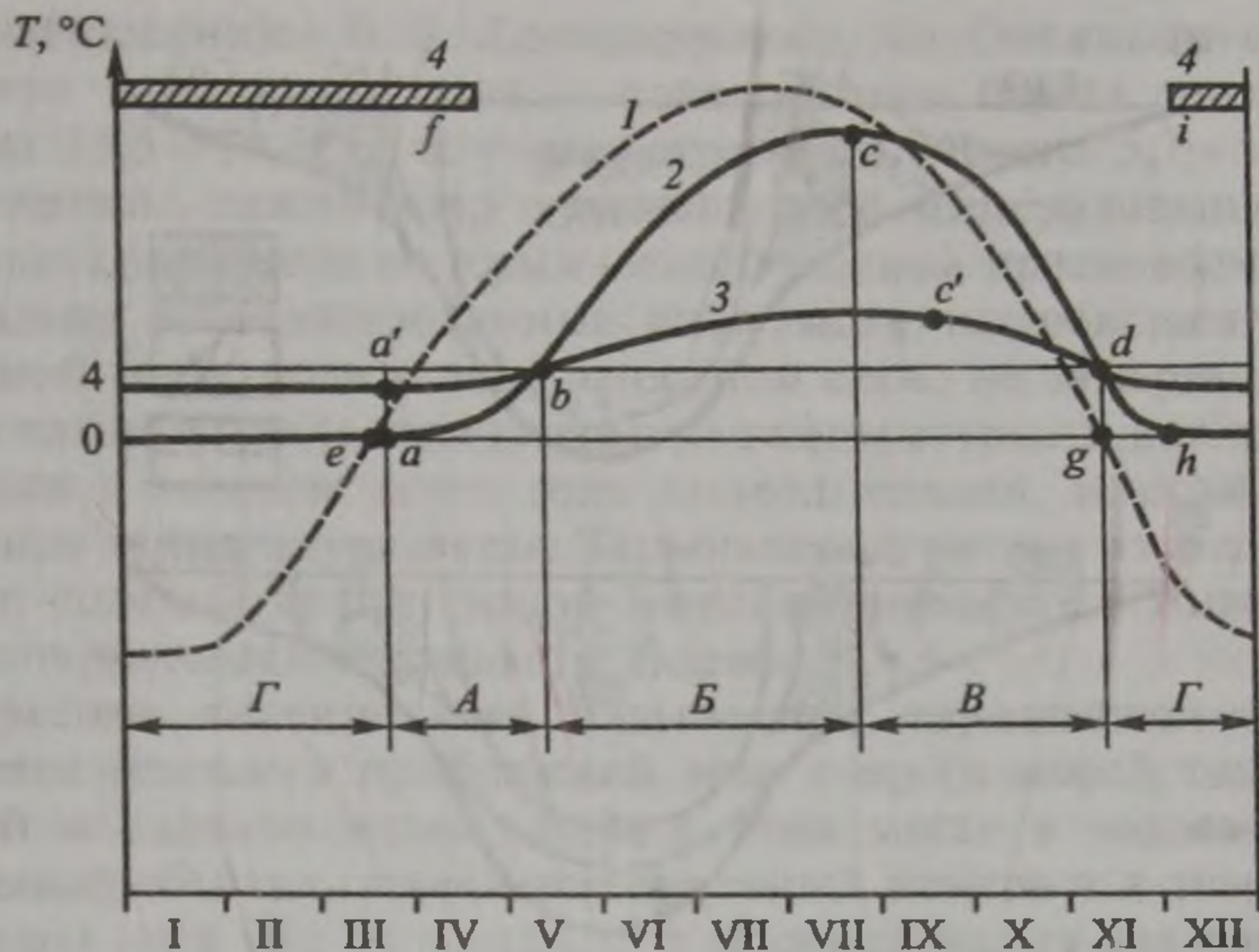


Рис. 7.11. Схема внутригодовых изменений температуры воздуха (1) и температуры воды в поверхностном (2) и придонном (3) слоях глубокого пресноводного озера в умеренных широтах Северного полушария; 4 — ледостав; периоды: А — весеннего нагревания, В — летнего нагревания, В — осеннего охлаждения, Г — предзимнего и зимнего охлаждения (другие обозначения см. в тексте)

ется (приблизительно при 4°C , точка d). И наконец, период предзимнего и зимнего охлаждения Γ 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

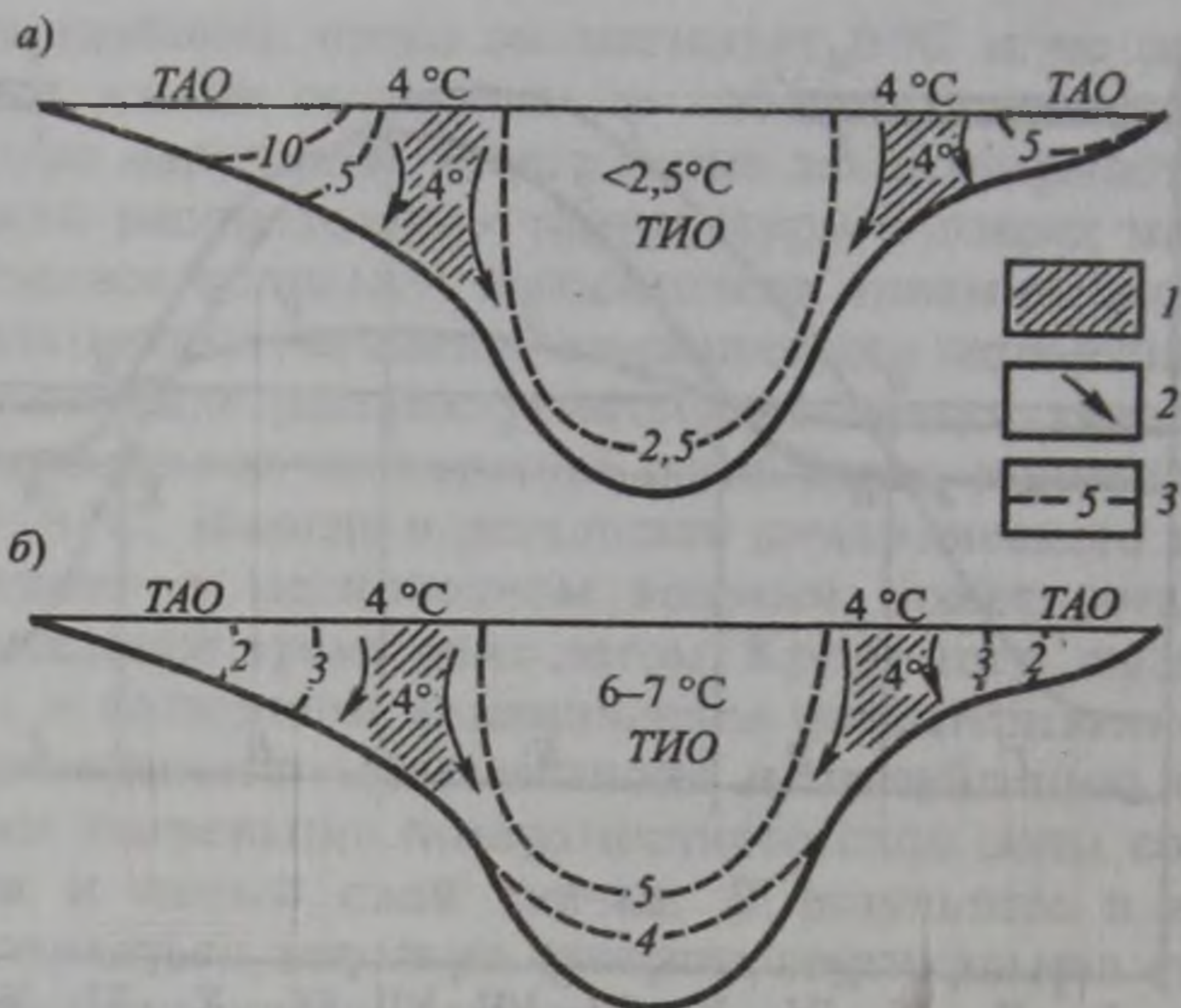


Рис. 7.12. Схема термического бара (по А. И. Тихомирову) весной (а) и осенью (б):

1 — термический бар; 2 — циркуляция вод; 3 — изотермы

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 прибрежные воды температурой ниже 4°C от вод температурой выше 4°C . Как и весной, термический бар постепенно смещается к центру озера. Будучи прежде всего своеобразным тепловым барьером в озерной толще, термический бар служит также и динамическим барьером между прибрежными водами и водами центральной части озера, которые благодаря этому могут обладать и существенно различными физико-химическими и гидробиологическими свойствами. Поэтому роль термического бара в водоемах чрезвычайно велика. Это явление впервые было обнаружено еще Ф. А. Форелем и детально исследовано отечественным озероведом А. И. Тихомировым.

Своеобразны изменения температуры воды во время сгонно-нагонных явлений. Летом у наветренного («нагонного») берега, куда ветер сгоняет воду верхнего нагретого слоя, температура воды может несколько повыситься. Зато у подветренного («сгонного») берега, где благодаря сгонно-нагонной циркуляции на поверхность поднимаются глубинные воды, температура воды может резко упасть.

Так, по наблюдениям Б. Б. Богословского, на Онежском озере во время ветра в начале августа у наветренного берега 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 вода.

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, подледные 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 °С для пресноводных озер, точка *h* на рис. 7.11). Этот момент, в свою очередь, наступает несколько позже перехода средней суточной температуры воздуха через 0 °С (точка *g*). Ледостав устанавливается позже начала ледовых явлений (точка *i*).

В той же последовательности наступают характерные моменты ледового режима в весенний период: сначала средняя суточная температура воздуха переходит через 0 °С (точка *e*), затем начинает повышаться температура воды в полыньях и закраинах (точка *a*)

и, наконец, с некоторым запозданием озеро освобождается от льда (точка f).

Осенние ледовые явления начинаются в наиболее быстро охлаждающихся прибрежных районах озера. На отмелях у берегов возникают *забереги*. На крупных озерах эти ледяные образования (как и на морях) называют *припаем*. Образованию заберегов 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 образуется малопрозрачный *водно-снеговой лед (наслуз)* из пропитанного водой снега. 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 талыми снеговыми, дождевыми и речными водами. В ряде случаев заметное влияние оказывают и механические факторы — течения, волнение, ветер. Чаще всего лед на озерах тает на месте, причем лед стаивает 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, так же как и на реках, называют *закраинами*. Часть льда может быть вынесена из озера вытекающей из него рекой. Поскольку лед сходит на озерах позже, чем на реках, на вытекающей из озера реке могут наблюдаться два ледохода: «речной» и «озерный». Так, на Неве появление «ладожского льда» уже после очищения от «невского льда» — явление довольно обычное.

7.8. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ И ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ. ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕР

7.8.1. Гидрохимические характеристики озер

Классификация озер по минерализации. В соответствии с общей классификацией природных вод по минерализации озера могут быть подразделены на *пресные* (или пресноводные) с соленостью менее 1 ‰, *солончатые* с соленостью от 1 до 25 ‰, *солёные* с соленостью 25—50 ‰ (озера с морской соленостью). Озера последней группы

иногда называют *соляными*. Воду в озерах с соленостью более 50 ‰ называют рассолом. 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. 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. Наибольшую минерализацию озера имеют в условиях засушливого климата. Так, соленость воды в озерах Эльтон и Баскунчак составляет 200—300 ‰. По данным А. М. Никанорова, в Мертвом море в поверхностном слое соленость воды 262, в придонном — 287 ‰, в Большом Соленом озере в США соленость воды 266 ‰, в зал. Кара-Богаз-Гол Каспийского моря — 291 ‰.

Солевой баланс озер. Применительно к озерам уравнение солевого баланса можно записать следующим образом:

$$R_{\text{реч}}^+ + R_{\text{подз}}^+ + R_x = R_{\text{реч}}^- + R_{\text{подз}}^- + R_{\text{встр}} + R_{\text{ос}} \pm \Delta R, \quad (7.22)$$

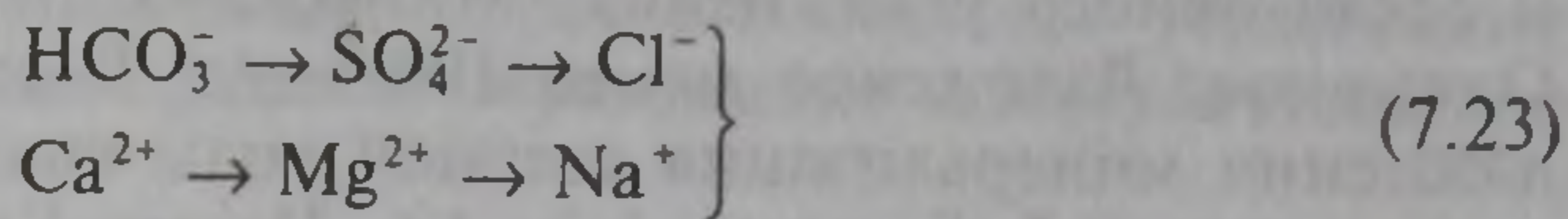
где $R_{\text{реч}}^+$ и $R_{\text{реч}}^-$ — приход и расход солей с поверхностным (речным) стоком; $R_{\text{подз}}^+$ и $R_{\text{подз}}^-$ — то же, с подземным стоком; R_x — поступление солей с атмосферными осадками; $R_{\text{встр}}$ — вынос солей с поверхности озера ветром; $R_{\text{ос}}$ — количество 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: $R = 0,001 \cdot MV$, где объем воды может быть выражен через расход воды $V = Q\Delta t$; минерализация M выражается в мг/л или г/м³, V — в м³; множитель 0,001 необходим для перевода граммов в килограммы. Заметим также, что приход и расход самой воды, выраженные в единицах объема (м³) или слоя (мм), должны подчиняться уравнению водного баланса озера (7.3).

Для сточных озер основной вклад в уравнение (7.22) дает 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 их ветром.

Химический состав озерных вод. От менее засушливых районов к более засушливым увеличивается минерализация воды озер; в этом

же направлении происходит трансформация основного химического состава вод (содержания анионов и катионов): воды из гидрокарбонатного класса переходят в сульфатный и хлоридный и из кальциевой группы в магниевую и натриевую по следующей схеме:



В воде озер тундры преобладают ионы HCO_3^- , в озерах лесной зоны — HCO_3^- и Ca^{2+} , в озерах степной зоны — SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ и K^+ , в озерах пустыни — Cl^- и Na^+ (вода таких озер приближается по своему составу к океанической).

В некоторых соляных озерах вода представляет собой *рассол*, или *рапу*, содержащую соли в состоянии, близком к насыщению. Если такое насыщение достигнуто, то начинается осаждение солей, и озеро превращается в *самосадочное*. Самосадочные озера подразделяются на карбонатные, сульфатные, хлоридные. В первых из них осаждаются карбонаты, например сода $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (примером могут служить содовые озера в Кулундинской степи). Во вторых осаждаются сульфаты, например мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (залив Кара-Богаз-Гол Каспийского моря). В третьих осаждаются хлориды, например галит (поваренная соль) NaCl (оз. Баскунчак).

Помимо растворенных солей вода озер содержит биогенные вещества (соединения азота N, фосфора P, кремния Si, железа Fe и др.); растворенные газы (кислород O_2 , азот N_2 , диоксид углерода CO_2 , сероводород H_2S и др.); органические вещества.

Биогенные вещества в озерной воде необходимы для жизнедеятельности водных организмов, однако их избыток приводит к ухудшению качества воды в озерах.

Кислород поступает в озера в основном из атмосферы, а также продуцируется в процессе фотосинтеза. При избытке кислород уходит из воды в атмосферу. Он также расходуется при дыхании водных организмов, при разложении и окислении органического вещества, находящегося в озере. Содержание кислорода в водной толще озера — неперемutable условие жизни и развития большинства водных организмов. В процессе их жизнедеятельности кислород потребляется, а диоксид 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 может даже привести к замору рыбы.

Обогащение толщи воды кислородом происходит во время интенсивного вертикального конвективного и динамического пе-

ремешивания (обычно в периоды весенней и осенней гомотермии).

Сероводород может образоваться в придонных слоях некоторых озер при разложении органических веществ в условиях отсутствия кислорода.

Интенсивность и направленность газообмена водоема с атмосферой (главный вид поступления и расходования газов в водоемах) определяются степенью насыщенности воды газами, в свою очередь зависящей от растворимости газа при определенных значениях температуры и давления. Если вода поверхностного слоя озера недонасыщена, например кислородом, то происходит его поглощение из атмосферы; если вода перенасыщена 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); евтрофные (озера с большим поступлением питательных веществ, большим содержанием органического вещества, продуцирование которого ведет к пересыщению кислородом в поверхностном слое воды, а разложение — к недостатку кислорода в гипolimнионе); дистрофные (озера, содержащие в воде настолько избыточное количество органического вещества, что продукты его неполного окисления становятся вредными для жизнедеятельности организмов, как, например, в некоторых заболоченных районах); мезотрофные (озера со средними трофическими условиями).

Естественная эволюция небольших по размеру озер в условиях холодного и умеренного климата идет по следующей схеме: олиготрофные → мезотрофные → евтрофные → дистрофные озера → болота.

Существенное влияние на евтрофирование озер оказывает хозяйственная деятельность — сброс загрязненных вод, богатых соединениями фосфора и азота (коммунальные, сельскохозяйственные и промышленные стоки, возвратные воды орошения и т. д.). Наиболее подвержены антропогенному евтрофированию малые озера, расположенные в густонаселенных районах. Сильно загрязнены и становятся евтрофными озера в промышленных районах Европы и США. В некоторых Великих американских озерах начавшееся евтрофирование удалось приостановить благодаря водоохранным мерам. Признаки евтрофирования появились у таких озер, как Ладожское и Онежское.

Наиболее богаты жизнью прибрежные районы озера (за исключением берегов, подверженных сильному воздействию волнения). Видовой состав бентоса — высших водных растений (макрофитов),

моллюсков и др.— изменяется с увеличением глубины вдоль подводного склона. Для озер в условиях умеренного климата довольно типично, например, следующее «тяготение» некоторых видов водной растительности к глубинам: осока растет на берегу и на глубинах, не превышающих 10—20 см, тростник растет до глубины около 1 м, камыш — 2, кувшинки — 2,5, рдест — около 3 м (рис. 7.13). 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.

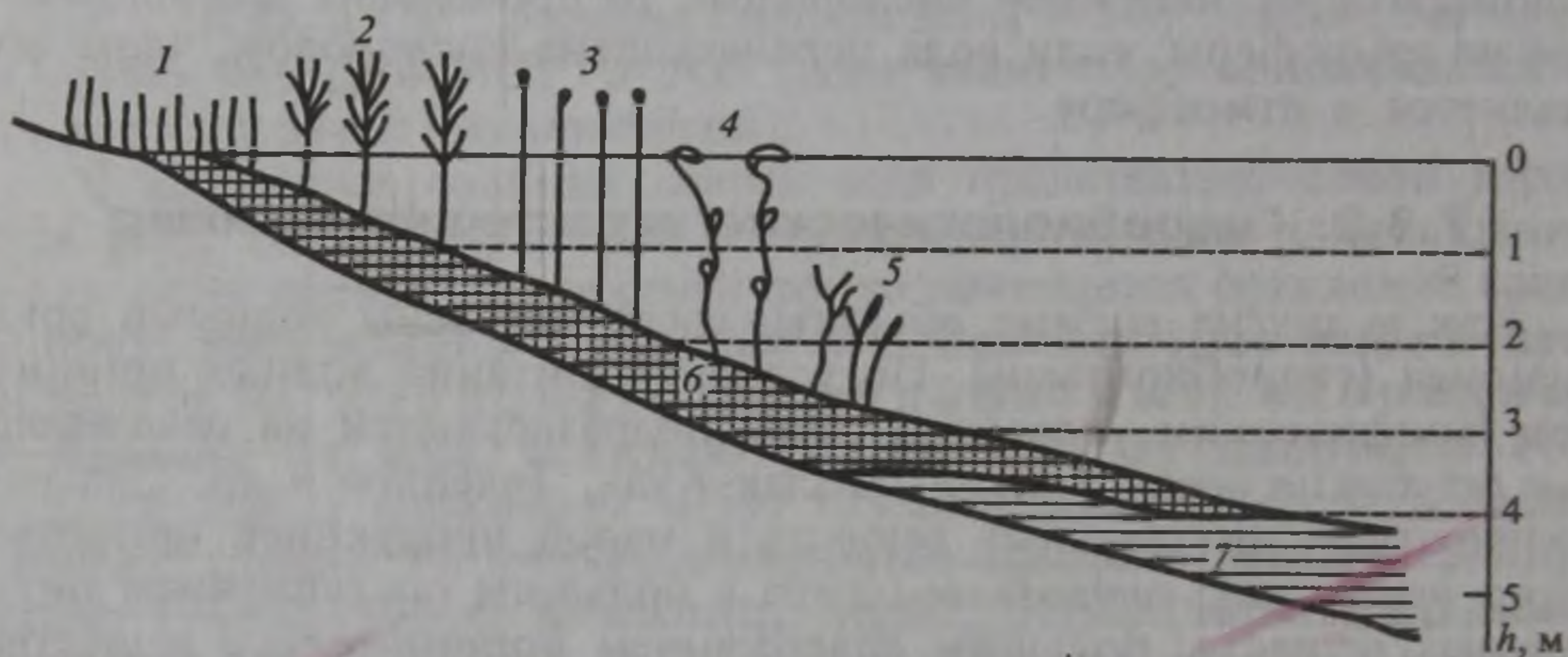


Рис. 7.13. Схема размещения растительности в прибрежной части озера и зарастания озера:

1 — осока; 2 — тростник; 3 — камыш; 4 — кувшинки; 5 — рдест; 6 — торф; 7 — сапропель

Для озер в условиях умеренного климата характерны такие внутригодовые изменения гидробиологических процессов. Повышение температуры воздуха и воды в весенний период приводит к началу вегетации макрофитов, а в водной толще — к развитию фитопланктона (первому «цветению» воды). Во второй половине лета при максимальной температуре воды наступает новый период бурного развития фитопланктона и второе «цветение» воды. Вслед за развитием фитопланктона происходит и увеличение количества зоопланктона. В летнее время активно развивается и бентос. С понижением температуры воздуха и воды осенью начинают отмирать макрофиты, сокращается биомасса озера. Испытывают сезонный цикл жизнедеятельности и рыбы, у которых нерест происходит обычно весной и летом; зимой многие рыбы впадают в так называемое холодное оцепенение.

7.8.3. Наносы и донные отложения в озерах

По аналогии с любым водным объектом баланс взвешенных наносов в озерах складывается из следующих основных составляющих: приходная часть — поступление наносов с речным сто-

ком $R_{\text{реч}}^+$, 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 евтрофных озерах лесной зоны. Мощность сапропеля может достигать 30—40 м. О формировании самосадочных солей было сказано в разд. 7.7.1, закономерности образования торфа будут рассмотрены в гл. 9.

В распределении донных отложений по пространству озера отмечается зональность. На литорали, особенно подверженной воздействию волнения, отлагаются наиболее крупные частицы, в основном минеральные. По направлению к наиболее глубоким частям озера крупность частиц донных отложений уменьшается, а в их составе все большую долю приобретают органические илы. Доля биогенных частиц в отложениях обычно увеличивается с уменьшением размеров озер.

7.9. ВОДНЫЕ МАССЫ ОЗЕР

Озерам, так же как океанам и морям, свойственна большая неоднородность характеристик вод в пространстве и во времени. Вместе с тем в озерах могут быть выделены отдельные достаточно большие объемы воды, сформировавшиеся в течение длительного периода времени и характеризующиеся более или менее однородными физическими, химическими и биологическими свойствами. Такие крупные объемы воды называют водными массами, а их закономерное пространственное сочетание — гидрологической структурой водоема.

Основными показателями водных масс водоемов, позволяющими отличить одну водную массу от другой, служат такие характеристики, как плотность, температура, электропроводность, мутность, прозрачность воды и другие *физические показатели*; минерализация воды, содержание отдельных ионов, содержание газов в воде и другие *химические показатели*; содержание фито- и зоопланктона и другие *биологические показатели*. Среди перечисленных характеристик чаще всего для выделения водных масс водоемов суши — озер и водохранилищ — используют данные о температуре, прозрачности и электропроводности воды (индикаторе минерализации воды), а также данные о содержании растворенного кислорода.

Основное свойство любой водной массы в водоеме — ее *генетическая однородность*. По генезису выделяют два типа водных масс: первичные и основные.

Первичные водные массы озер формируются на их водосборах и поступают в водоемы в виде речного стока. Свойства этих водных масс зависят от природных особенностей водосборов и изменяются по сезонам в зависимости от фаз гидрологического режима 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, а в период охлаждения — ниже, чем в водоеме.

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 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 (см. разд. 6.14).

В пределах основной водной массы водоема в отдельные сезоны года удается выделить ее модификации: *поверхностную, промежуточную, глубинную и придонную водные массы*. Модификации основной водной массы определяются прежде всего различиями по глубине водоема в температуре воды, содержании кислорода и органического вещества. Наиболее четко модификации основной водной массы выделяются летом в водоемах в условиях умеренного климата.

Поверхностная водная масса — это верхний наиболее нагретый слой воды (эпилимнион); *глубинная водная масса* — обычно наиболее мощный и относительно однородный слой более холодной воды (гиполимнион); *промежуточная водная масса* соответствует слою скачка температуры (металимнион); *придонная водная масса* — это узкий слой воды у дна, отличающийся повышенной минерализацией и специфическими водными организмами.

Выделенные модификации основной водной массы в водоемах суши аналогичны поверхностной, промежуточной, глубинной и придонной водным массам в океанах и морях (см. гл. 10).

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 *фронтальная зона, 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 κ .

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 последние 30—40 лет. Это объясняется, во-первых, существенными изменениями и природного облика и режима этих озер, происшедшими 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 хозяйству и природе, нанесенным в последние десятилетия; в-третьих, большими расхождениями в оценках в научной литературе и СМИ не только причин изменений режима водоемов, но и того, что вообще в них происходит, в особенности в Арале. 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 судьбу, имеют много общего.

Первое. Каспий и Арал — крупнейшие бессточные озера на Земле (см. табл. 7.1). Каспийское море — вообще самое крупное 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. Деградируя, 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 государственного университета.

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 их хозяйственного использования.

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

Уровень Каспийского моря в настоящее время находится на отметке около -27 м в Балтийской системе высот (БС). В 2004 г. средний годовой уровень на посту Махачкала составил $-27,04$ м БС. Таким образом, Каспий лежит приблизительно на 27 м ниже уровня Мирового океана. При уровне -27 м БС площадь моря составляет 392,6 тыс. км². Это означает (см. формулу (7.5)), что изменение уровня на 1 см равнозначно увеличению (уменьшению) объема вод в озере или увеличению (уменьшению) поступления или потерь воды на величину около 4 км³ (точно — 3,926). Объем вод водоема при уровне -27 м БС составляет 78,84 тыс. км³. Деление величины объема на площадь дает среднюю глубину озера около 201 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.

Основная черта Каспия — это неустойчивый режим его уровня. За период плейстоцена (последние 700 тыс. лет), по данным Г. И. Рычагова, уровень водоема претерпел крупномасштабные колебания в диапазоне около 200 м от -140 до $+50$ м БС, т. е. уровень опускался на 113 м ниже и поднимался на 77 м выше современного. В истории Каспия были крупные трансгрессии (бакинская, хазарская,

хвалынская, каспийская) и регрессии (например, енотаевская, мангышлакская и др.). Доказано (Г. И. Рычагов), что в раннехвалынскую трансгрессию (40—70 тыс. лет назад) уровень Каспия поднялся до 47 м БС, а во время глубокой енотаевской регрессии (17—20 тыс. лет назад) уровень падал до отметки -64 м БС.

Значительные колебания уровня Каспия происходили и в период голоцена (последние 10 тыс. лет). За историческое время (последние 2000 лет), по данным Г. И. Рычагова, 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. (см. рис. 6.7, в). За это время средний годовой уровень Каспия изменялся в диапазоне от -29,01 (1977) до -25,55 м БС (1993), т. е. почти на 3,5 м.

За 1900—2004 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—2004) (табл. 7.2).

Таблица 7.2. Данные об изменениях средних годовых уровней Каспийского моря (Махачкала) в 1900—2004 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—2004 (9)	-26,66	-27,04	-0,38	-4,2

Наибольший интерес представляют периоды снижения уровня Каспия в 1930—1941 и 1942—1977 гг. и повышения в 1978—1995 гг. Когда уровень водоема в 40—70-х годах неуклонно снижался, большинство прогнозов сводилось к тому, что это падение будет продолжаться и дальше, и уровень моря может упасть к 2000 г. до -30 м БС. Подъем уровня, начавшийся с 1978 г., был не только резким, но и неожиданным. По средним годовым величинам он составил к 1995 г. 2,35 м; если же учитывать средние месячные уровни (-29,16 в октябре 1977 г. и -26,46 м БС в июле 1995 г.), то величина подъема уровня составила 2,70 м. Когда в 80—90-х годах уровень Каспия быстро повышался, в ряде прогнозов предсказыва-

лось, что в начале XXI в. уровень достигнет отметки -25 или даже -20 м БС. Этого не произошло, и с 1996 г. уровень стал медленно понижаться, а в последние годы стабилизировался.

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 каналах. Подъем уровня в 1978—1995 гг. привел к еще большим негативным последствиям. Хозяйство и население к этому времени «приспособились» к низкому стоянию уровня 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 ло-

кально. Накопление донных отложений, например, дает прирост отметок дна не более 1 мм в год. Крупномасштабная разгрузка подземных 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 — воднобалансовой концепции колебаний уровня Каспия.

Впервые о климатической природе колебаний уровня Каспийского моря написали еще Э. Х. Ленц (1836) и А. И. Воейков (1884). Позже ведущая роль изменений составляющих водного баланса озера в колебаниях уровня Каспия неоднократно доказывалась многими гидрологами, океанологами, геоморфологами. Ключевым при таких доказательствах является 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 зал. Кара-Богаз-Гол); $Y_{\text{КБГ}}$ — отток вод в зал. Кара-Богаз-Гол (там, где 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 таблицы, полученные воднобалансовым расчетом величины изменения уровня водоема в целом соответствуют данным наблюдений. Особенно хорошо совпали данные расчета и наблюдений за два периода наиболее значительных изменений уровня (падение в 1930—1941 и подъем в 1978—1995 гг.). 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.

Весьма показательна роль стока Волги в водном балансе Каспия и колебаниях его уровня (см. рис. 6.7, табл. 6.2 и 7.3). В маловодные и средние по водности периоды Волга дает около 75 %

Таблица 7.3. Водный баланс Каспийского моря *

Период (число лет)	Средний уровень, м БС	Средняя площадь моря, тыс. км ²	Приход, $\frac{\text{км}^3/\text{год}}{\text{см/год}}$			Расход, $\frac{\text{км}^3/\text{год}}{\text{см/год}}$		Результу- рующий баланс, $\frac{\text{км}^3/\text{год}}{\text{см/год}}$	Изменение уровня за период, см, по балансовым расчетам по наблюдениям
			речной сток	осад- ки	под- земный сток	испа- рение	сток в Кара- Богаз- Гол		
1900—1929 (30)	-26,08	404,2	$\frac{332}{82}$	$\frac{70}{17}$	$\frac{4}{1}$	$\frac{390}{96}$	$\frac{22}{5}$	$\frac{-6}{-1}$	$\frac{-30}{-31}$
1930—1941 (12)	-26,81	394,4	$\frac{269}{68}$	$\frac{72}{18}$	$\frac{4}{1}$	$\frac{397}{100}$	$\frac{12}{3}$	$\frac{-64}{-16}$	$\frac{-192}{-196}$
1942—1977 (36)	-28,28	369,0	$\frac{275}{75}$	$\frac{71}{19}$	$\frac{4}{1}$	$\frac{354}{96}$	$\frac{10}{3}$	$\frac{-14}{-4}$	$\frac{-144}{-117}$
1978—1995 (18)	-27,77	379,1	$\frac{315}{83}$	$\frac{86}{23}$	$\frac{4}{1}$	$\frac{349}{92}$	$\frac{8}{2}$	$\frac{+48}{+13}$	$\frac{+234}{+235}$
1996—2000 (5)	-26,98	392,8	$\frac{283}{72}$	$\frac{74}{19}$	$\frac{4}{1}$	$\frac{397}{101}$	$\frac{19}{4}$	$\frac{-55}{-14}$	$\frac{-70}{-44}$

* По данным Р. Е. Никоновой (Государственный океанографический институт) с уточнениями и округлениями автора главы; фактические изменения уровня — по посту Махачкала.

стока всех рек в Каспий и более 60 % приходной части водного баланса. А в исключительно многоводный период 1978—1995 гг. Волга дала 87 % всего речного притока в море и 68 % приходной части водного баланса.

Учитывая большую роль стока Волги в водном балансе Каспия, неоднократно делались попытки скоррелировать сток Волги и уровень моря. Такая прямая корреляция не дает удовлетворительных результатов. Однако корреляция уровня моря с ординатами нормированной разностной интегральной кривой (НИРК) стока Волги (сопоставление кривой хода уровня и НИРК дано на рис. 6.7) позволила получить для периода значительного падения и подъема уровня уравнение регрессии с коэффициентом корреляции 0,987, а для каждого из этих периодов 0,990 и 0,979 соответственно. Это еще раз подтвердило воднобалансовую природу колебаний уровня Каспия.

Хотя в многолетних колебаниях уровня Каспия главная роль принадлежит фактору климатическому, важное значение имеет также и оценка влияния 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. 6.3), 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).

По расчетам И. А. Шикломанова, антропогенное сокращение стока рек, впадающих в Каспий, начало заметно увеличиваться в 50-х годах XX в. и достигло максимума ($40 \text{ км}^3/\text{год}$) в начале 80-х годов. Это ускорило снижение уровня водоема. В настоящее время обусловленное хозяйственной деятельностью сокращение стока всех рек, впадающих в Каспий, составляет лишь $28 \text{ км}^3/\text{год}$.

Немного повлияли на уровень Каспия и перекрытие пролива, соединяющего море с зал. 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 60-х годов XX в. 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 170 см. Заметим, что если к наивысшему уровню Каспия (около $-26,7 \text{ м БС}$ 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 .

Таким образом, можно считать доказанным, что основной причиной происшедших в прошлом крупномасштабных колебаний уровня Каспийского моря были факторы климатические. При этом важно отметить (это следует из анализа табл. 7.3), что в периоды, когда сток рек, впадающих в водоем, повышался (а это, безусловно, следствие увеличения осадков в речных бассейнах), одновременно немного возрастали осадки на поверхность озера и уменьшалось испарение. Периоды же пониженного речного стока (и пониженных осадков в речных бассейнах), как правило, совпадали с периодами уменьшения осадков на поверхность моря и увеличения испарения. Иными словами, однородные климатические изменения захватывали огромные пространства — и бассейны питающих Каспий рек и само озеро; причем изменения определяющих факторов влияли на водный баланс водоема в одном направлении.

Дискуссионным остается вопрос о том, как изменялась соленость воды в Каспии во время трансгрессий и регрессий водоема. Поскольку объем Каспия очень велик, произошедшие в последние 100—150 лет изменения его объема не превышают 2%. По-

этому и изменения солёности воды крайне малы, и их наблюдениями оценить нельзя. Однако аналогия с Аральским морем (см. разд. 7.10.3) свидетельствует о том, что понижение уровня бессточного водоема должно сопровождаться увеличением солёности воды.

Сравнение солевого состава вод Каспия с солевым составом вод пресных озёр и океана (табл. 7.4) говорит о том, что каспийская вода по своему химическому составу радикально отличается от воды пресных озёр (например, Байкала) и приближается к океанской. В отличие от вод рек и пресных озёр в ней преобладают хлор-ион, сульфат-ион (из анионов) и натрий и магний (из катионов). Сходный состав имеют и очень сильно минерализованные воды залива Кара-Богаз-Гол.

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 некоторое понижение уровня (например, до $-27,5$ м БС) или небольшие колебания в ту или иную сторону, как в 1997–2004 гг.

Таблица 7.4. Содержание главных ионов в водах океана и некоторых озёр

Ионы	Оз. Байкал ¹	Каспийское море ²	Аральское море		Зал. Кара-Богаз-Гол ¹	Океан ²
			до 1961 ²	2001 ³		
Cl ⁻	0,6	5,347	3,009	23,46	142,5	18,98
	0,6	41,3	34,2	40,2	49,0	55,1
SO ₄ ²⁻	5,2	3,038	2,690	15,09	46,9	2,65
	5,4	23,5	30,6	25,8	16,1	7,7
HCO ₃ ⁻	66,5	0,214	0,172	0,28	0	0,14
	69,0	1,6	1,9	0,5	0	0,4
Na ⁺		3,156	1,946	15,05		10,56
	5,8	24,4	22,1	25,8	81,2	30,6
K ⁺	6,0	0,100	0,097	0,19	27,9	0,38
		0,8	1,1	0,3		1,1
Ca ²⁺	15,2	0,334	0,413	0,61	0,29	0,41
	15,8	2,6	4,7	1,0	0,1	1,2
Mg ²⁺	3,1	0,740	0,459	3,64	19,9	1,27
	3,2	5,7	5,2	6,2	6,8	3,7
Сумма ионов	96,4	12,93	8,79	58,41	290,80	34,45
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечания: 1. В числителе — концентрация ионов в мг/л для Байкала и в г/кг (‰) для других объектов; в знаменателе — доля иона в солевом составе в %. 2. Использованы данные: ¹ А. М. Никанорова, ² А. И. Симонова, ³ А. Н. Косарева.

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. Кесь, в позднем плейстоцене Амударья впадала в Арал, и его уровень стоял на отметках 68—72 м БС (т. е. значительно более высоких, чем до 60-х годов XX в.). В нижнем и среднем голоцене (вплоть до II тысячелетия 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 (см. ниже). 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 40—50 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 60—70-х годах XX в. ситуация резко изменилась. Начиная с 1961 г. уровень Арала стал быстро понижаться, а само озеро усыхать. За 40 минувших лет уникальный водоем утратил свой прежний природный облик (см. космические снимки на рис. 7.14).

Заметим, что систематические гидрологические исследования Аральского моря прекратились с начала 90-х годов XX в.; в это же время были закрыты последние гидрологические посты на островах Лазарева и Барсакельмес. В последние годы единственным способом систематического контроля за состоянием Арала является съемка из космоса (не считая эпизодических и локальных наблюдений). В Московском государственном университете разработана специальная методика расчета неизвестных характеристик Арала (уровня, объема вод и даже солености воды) по данным о площади водоема

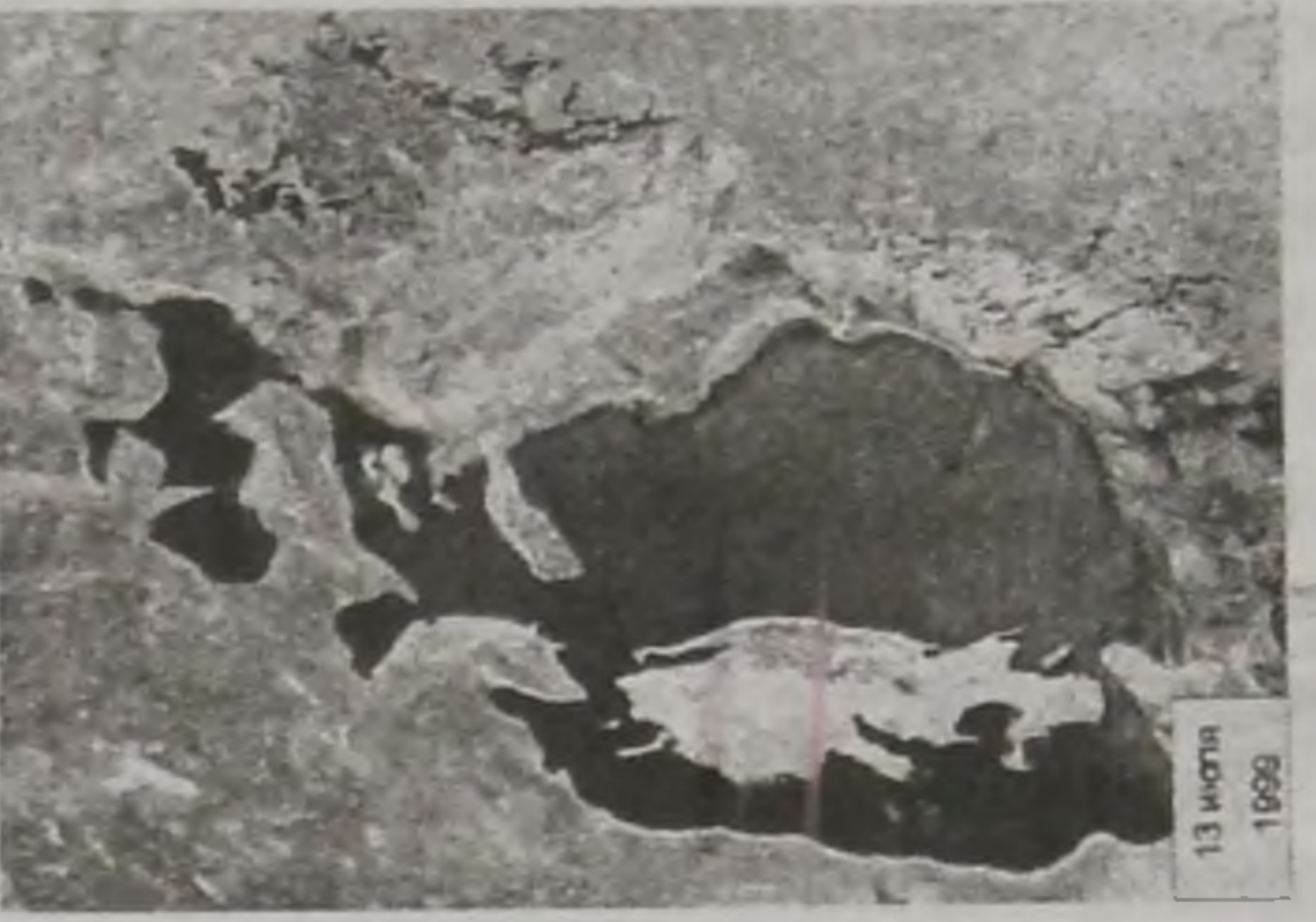
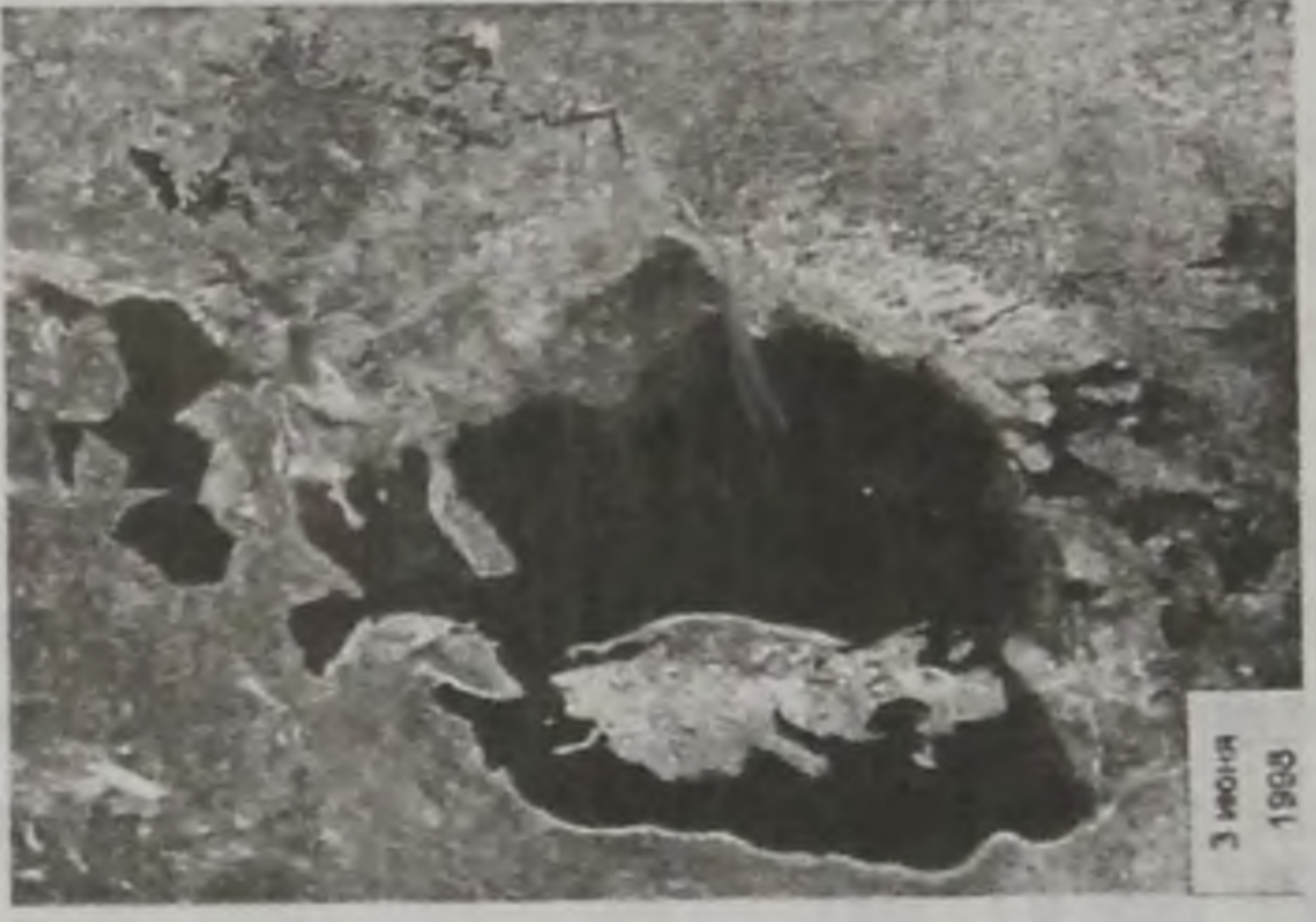
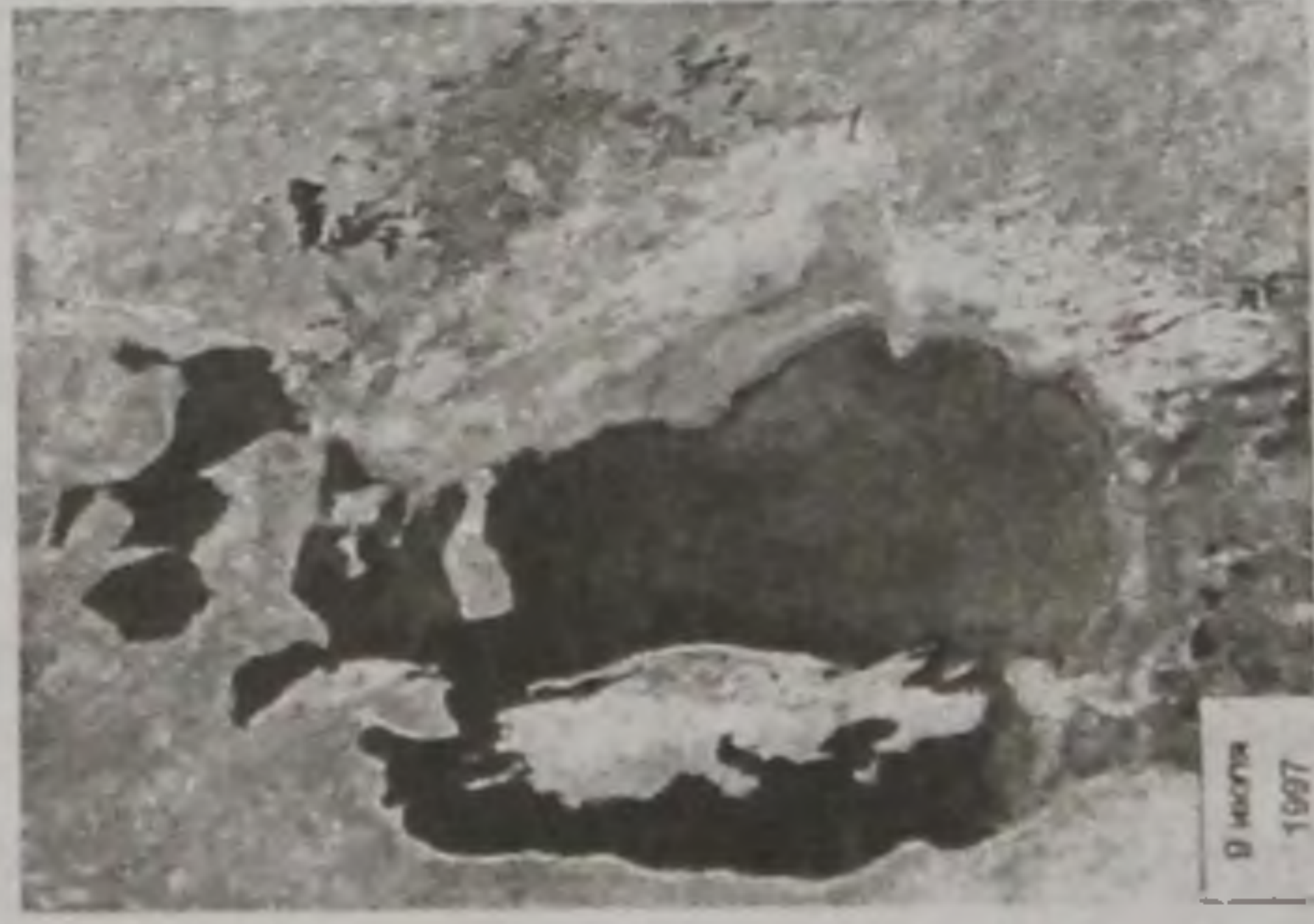
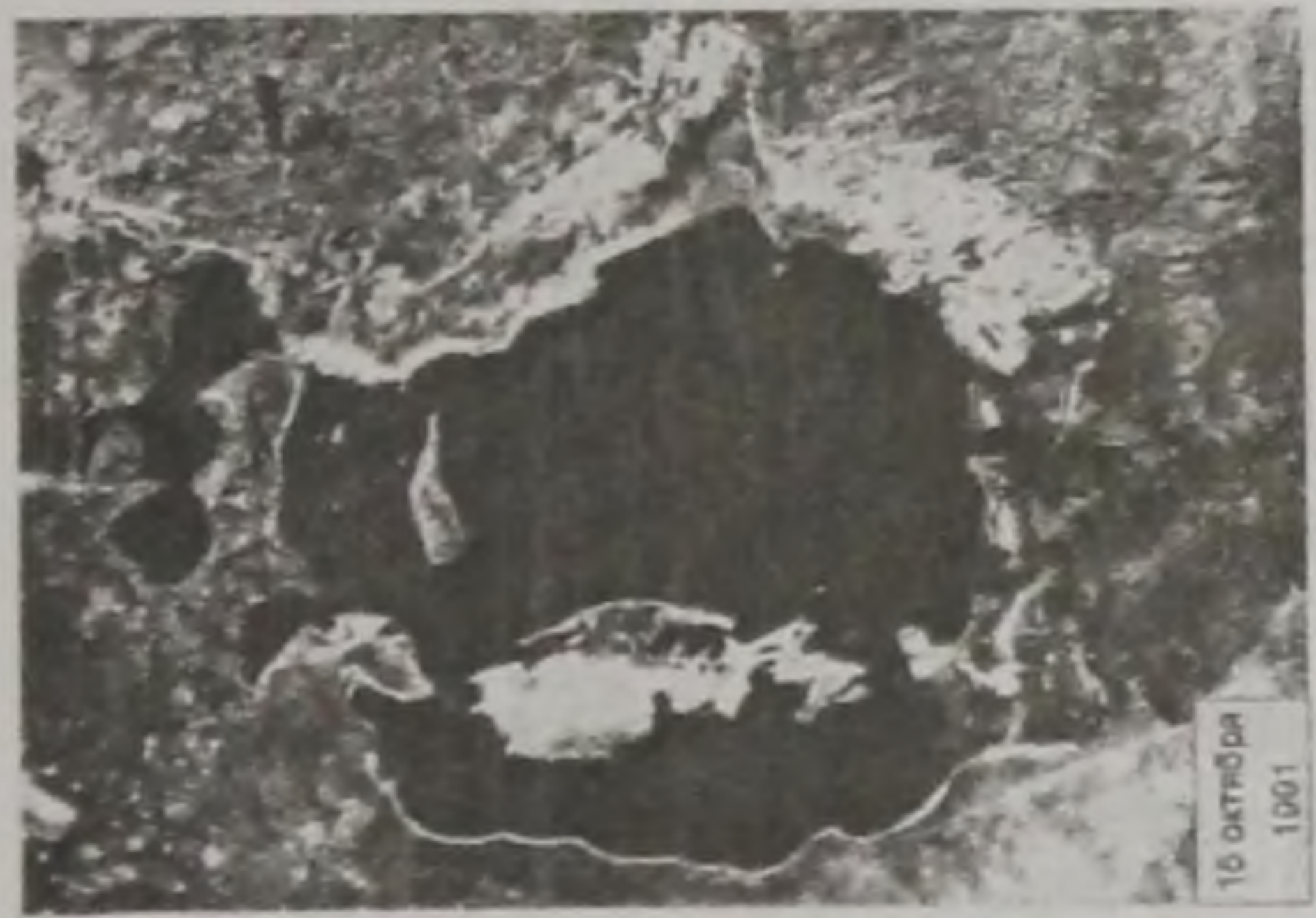
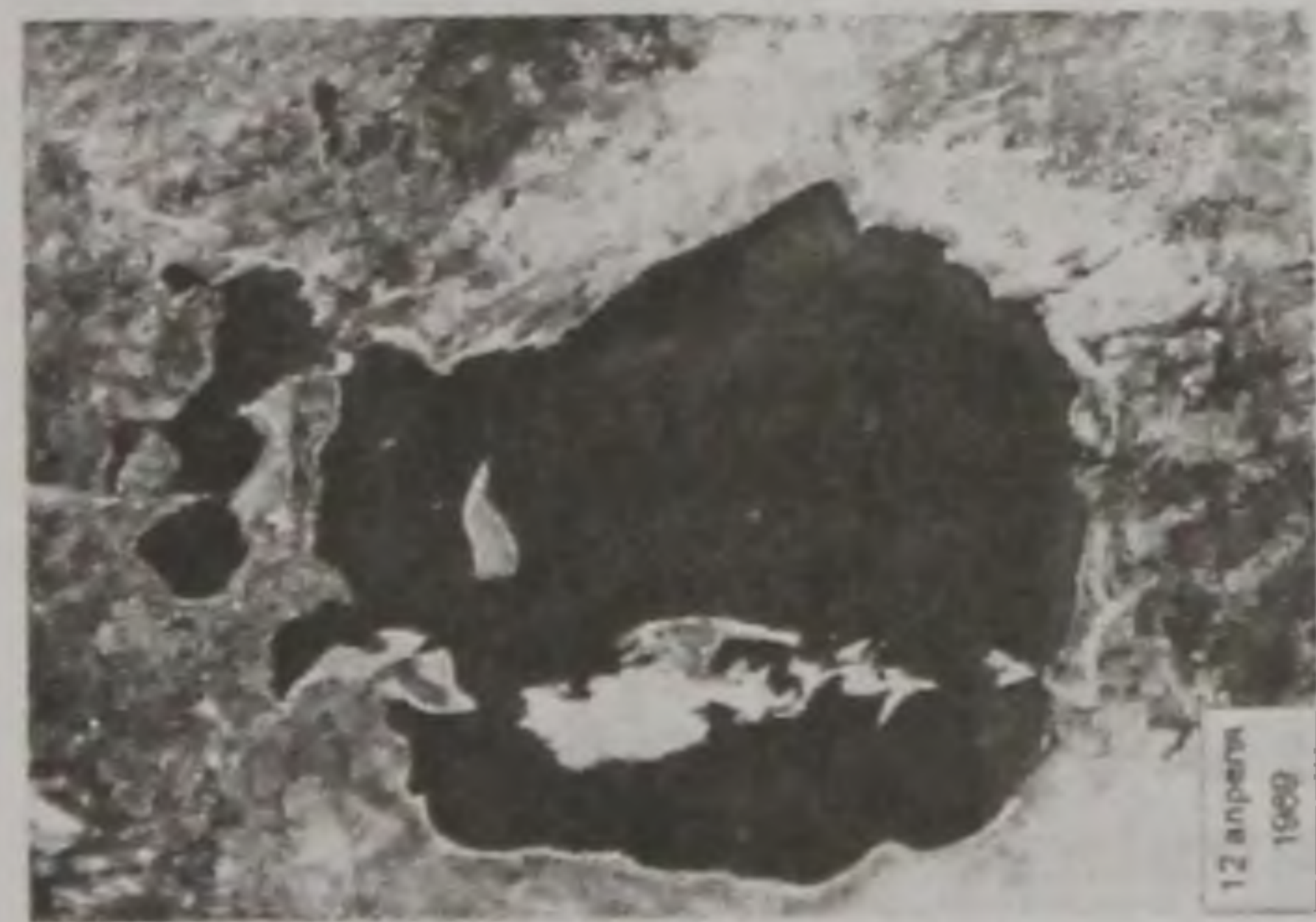
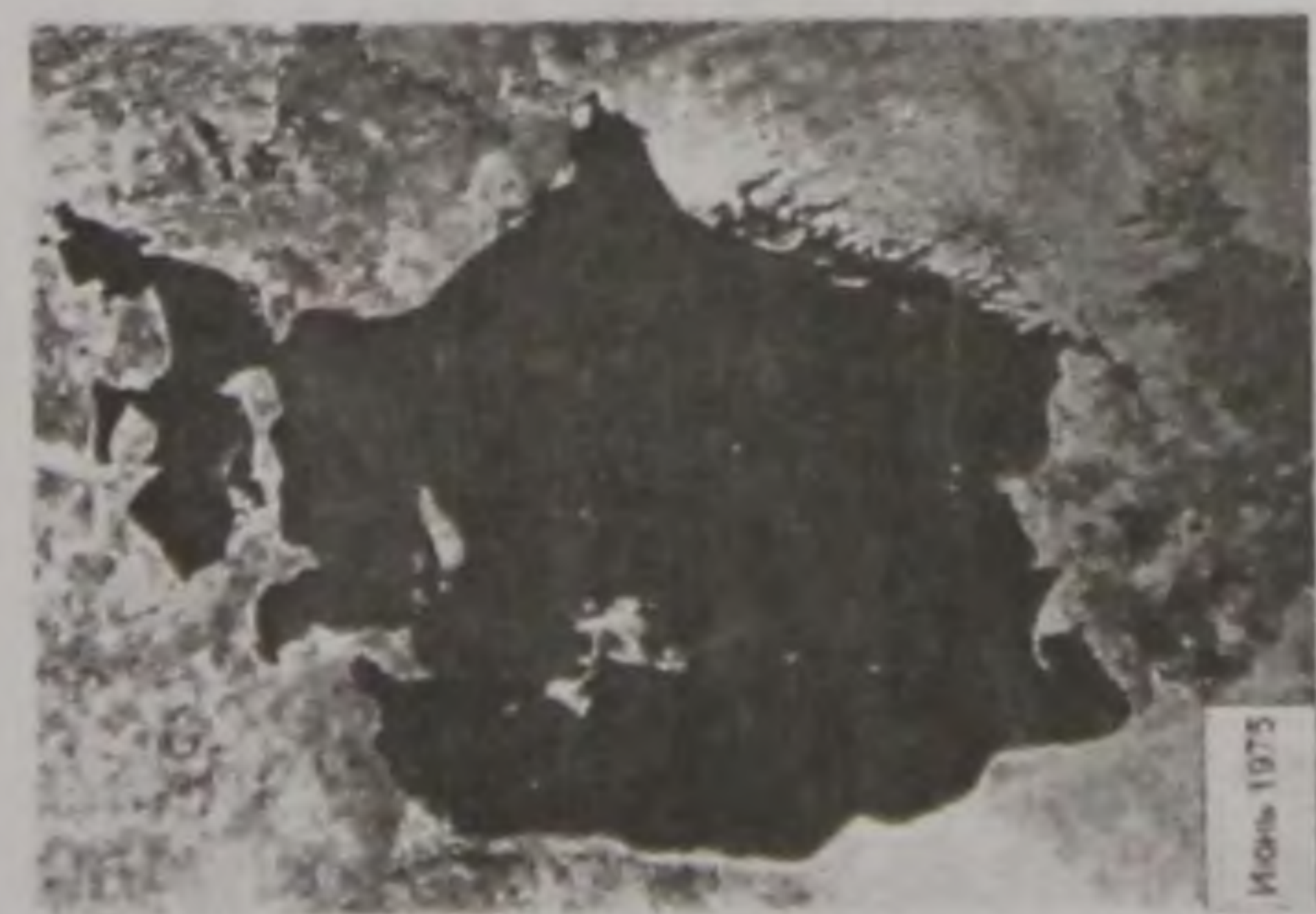


Рис. 7.14. Изменения очертаний Аральского моря за 1975—1999 гг. (космические снимки)

и его частей, полученных с помощью космических снимков. 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. (табл. 7.5).

Радикальные изменения коснулись всех физико-географических, гидрологических и экологических характеристик водоема (рис. 7.15, 7.16, табл. 7.4, 7.5):

1. С 1960 по 2002 гг. уровень Арала упал более чем на 22 м. Средняя интенсивность снижения уровня за 42 года составила более 0,5 м/год. В отдельные годы уровень водоема падал на величину более 1 м.

2. За этот же период площадь всего Аральского моря сократилась приблизительно с 67 до 19 тыс. км², т. е. в 3,5 раза. Объем всего водоема сократился с 1090 до 130 км³, т. е. более чем в 8 раз. Средняя глубина уменьшилась за это время с 16 до 6,8 м, а наибольшая (эта точка находится в западной глубоководной части озера) — с 69 до 47 м.

3. В 1988—1989 гг. Арал разделился на два водоема — Большое и Малое море. Эти два «плеса» существовали и раньше; при едином Арале их соединял пролив Берга. После разъединения излишки воды из Малого моря периодически перетекали в Большое море по небольшому протоку. Отчленившееся от основной части Арала Малое море после 1989 г. мало изменило свою площадь, объем и уровень. В то время как уровень, площадь и объем Большого моря продолжали уменьшаться, размеры Малого моря «консервировались» на 2800—3000 км² (площадь), около 18 км³ (объем); уровень в Малом море сохранялся на отметке 39,5—40,5 м БС.

4. Береговая линия Арала (в основном Большого моря и его мелководной восточной части) переместилась на довольно большие расстояния и выровнялась (см. рис. 7.15). Осохли многие заливы (в особенности на востоке и юге водоема), острова сомкнулись с берегом и превратились в полуострова. Практически высохли дельты Амударьи и Сырдарьи. В 2001 г. соединился с южным берегом Арала о. Возрождения, самый большой остров в водоеме. Постепенно происходит разделение Большого моря на две части — глубоководную западную, примыкающую к плато Устюрт, и мелководную восточную. Это разделение Большого моря может произойти в самые ближайшие годы. Максимальная глубина в восточной части Большого моря была в 2002 г. всего около 6 м.

Таблица 7.5. Некоторые характеристики Аральского моря и стока втекающих в него рек

Год	Уровень, м БС ²	Площадь, км ²			Объем всего моря, км ³	Средняя глубина, м	Соленость воды в Большом море, ‰	Сток рек, км ³ /год		
		Большого моря	Малого моря	всего Арала				Амударьи	Сырдарьи	обеих рек
1945	52,76	59 840	6230	66 070	1053	15,9	—	—	—	—
1950	52,83	59 980	6250	66 230	1057	16,0	—	—	—	—
1955	53,17	60 660	6350	67 010	1078	16,1	—	—	—	—
1960	53,41	61 140	6420	67 560	1093	16,2	37,9	12,0	49,9	—
1965	52,30	58 920	6090	65 010	1025	15,8	25,2	3,2	28,4	—
1970	51,42	57 160	5830	62 990	972	15,4	28,7	6,5	35,2	—
1975	49,01	52 340	5103	57 443	825	14,4	10,0	0,3	10,3	—
1980	45,76	47 000	4294	51 294	650	12,7	8,3	1,7	10,0	—
1985	41,95	41 170	3400	44 570	466	10,5	0,0	0,0	0,0	—
1989 ¹	39,10	36 450	3000	39 450	347	8,8	0,8	3,0	3,8	—
1990 ¹	$\frac{38,5}{40,0}$	35 500	3000	38 500	325	8,4	9,9	2,5	12,4	—
1995	$\frac{36,1}{39,5}$	29 800	2800	32 600	252	7,7	—	—	—	—
2000	$\frac{34,0}{39,5}$	23 900	2800	26 600	193	7,2	—	—	—	—
2002	$\frac{31,0}{39,5}$	16 000	2800	18 800	128	6,8	—	—	—	—

¹ В 1989 г. Арал разделился на две части — Большое море и Малое море; ² начиная с 1990 г. в числителе уровень Большого моря, в знаменателе — Малого; ³ с 1990 г. данные приближенные; прочерк означает отсутствие данных.

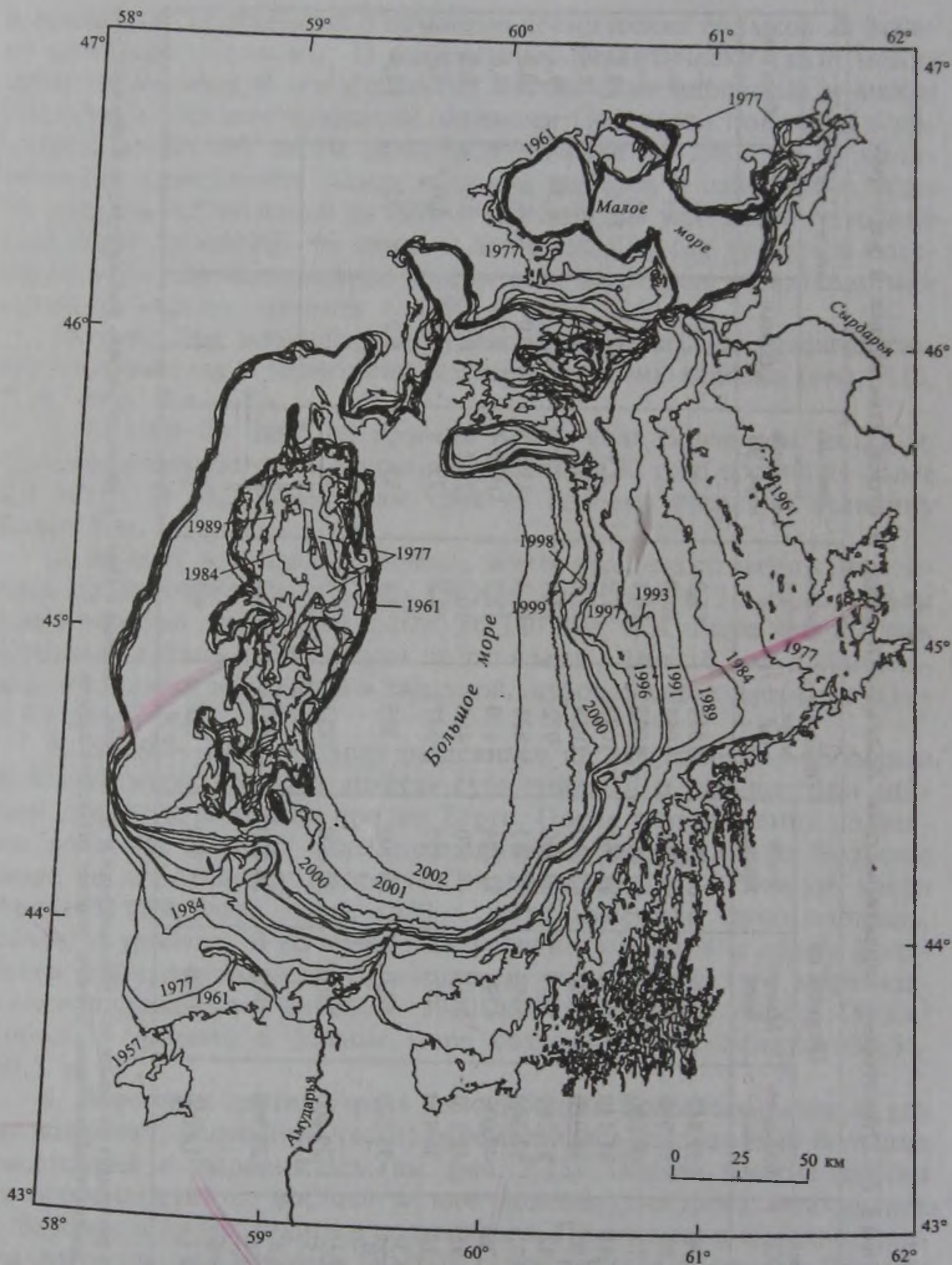


Рис. 7.15 Схема изменений береговой линии Аральского моря с 1957 по 2002 гг. (по данным В. И. Кравцовой)

5. По мере уменьшения объема Арала быстро (почти «зеркально» по отношению к понижению его уровня) увеличивалась соленость его вод. До начала падения уровня соленость вод Арала была

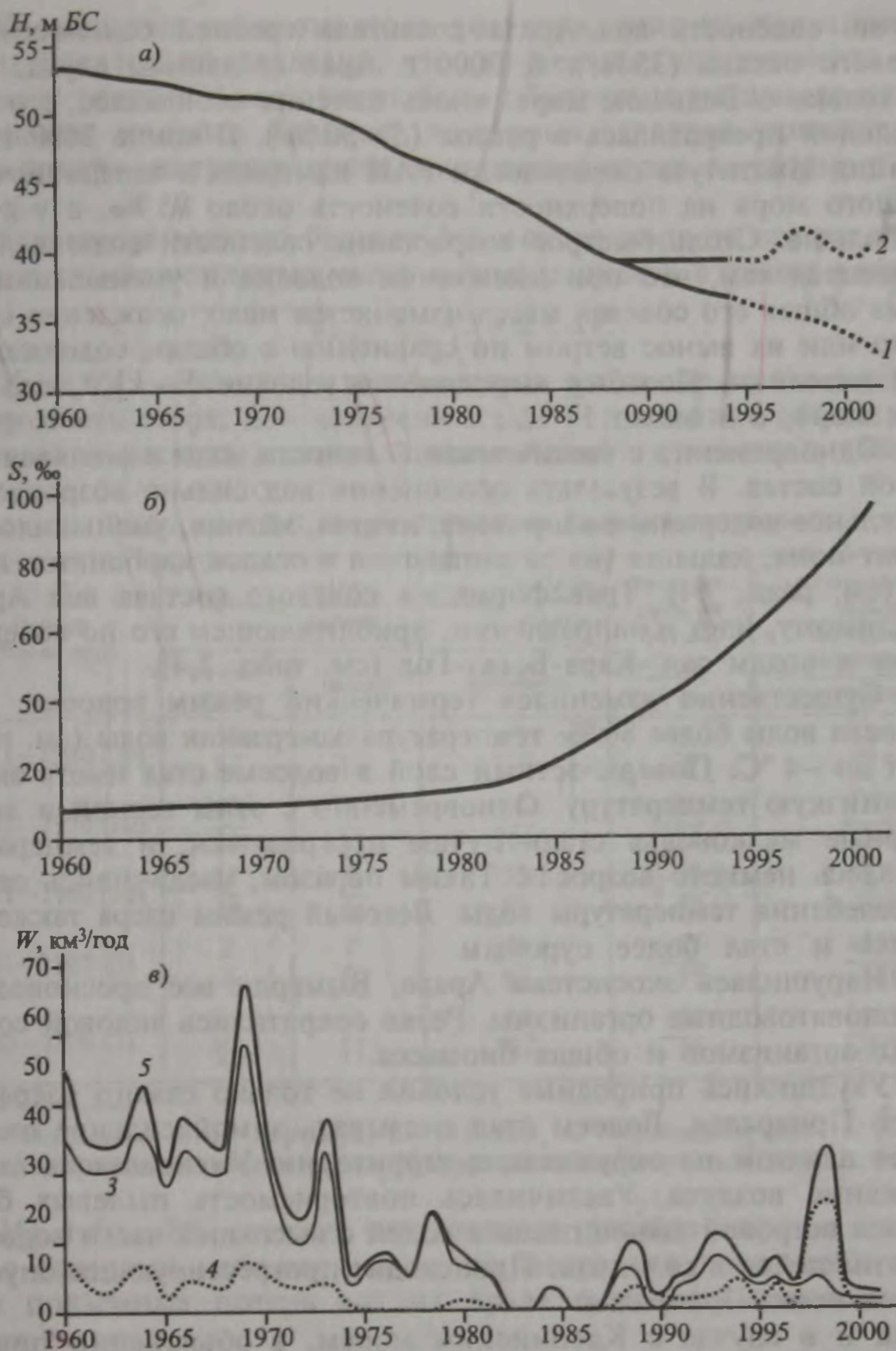


Рис. 7.16. Изменение гидрологических характеристик Аральского моря:
a — уровня моря (м БС): отдельно Большого моря — 1 и Малого моря — 2, *б* —
 солёности воды (‰); *в* — стока рек, впадающих в водоем: отдельно Амударьи — 3,
 Сырдарьи — 4 и обеих рек в сумме — 5

схожа с солёностью вод Каспия и составляла 10–11 ‰. К концу 80-х годов XX в. солёность превысила 25 ‰, т. е. водоем изменил свой класс с солоноватого на солёный. Приблизительно в 1992–

1993 г. соленость вод Арала достигала средней солености вод Мирового океана (35 ‰). К 2000 г. Арал (в данном случае речь идет только о Большом море) вновь изменил свой класс: его вода из соленой превратилась в рассол ($S > 50 ‰$). В конце 2003 г. экспедиция Института океанологии РАН измерила в западной части Большого моря на поверхности соленость около 85 ‰, а у дна — еще больше. Столь быстрое возрастание солености воды в Арале объясняется тем, что при высыхании водоема и уменьшении его объема общая его солевая масса изменяется мало: осаждение солей на дно или их вынос ветром по сравнению с общим содержанием солей невелики. Поэтому выполняется условие $S \sim kV^{-n}$, где V — объем моря, а n около 1.

6. Одновременно с увеличением солености воды изменялся и ее солевой состав. В результате осолонения вод сильно возросло относительное содержание хлор-иона, натрия, магния, уменьшилось — сульфат-иона, кальция (из-за выпадения в осадок карбонатов кальция) (см. разд. 7.4). Трансформация солевого состава вод Арала, по-видимому, идет в направлении, приближающем его по солевому составу к водам зал. Кара-Богаз-Гол (см. табл. 7.4).

7. Существенно изменился термический режим водоема. При солености воды более 80 ‰ температура замерзания воды (см. гл. 1) падает до -4°C . Поверхностный слой в водоеме стал иметь зимой очень низкую температуру. Одновременно с этим весной и летом обширные мелководья стали лучше прогреваться, и температура воды здесь немного возросла. Таким образом, увеличились сезонные колебания температуры воды. Ледовый режим озера также изменился и стал более суровым.

8. Нарушилась экосистема Арала. Вымерли все пресноводные и солоноватоводные организмы. Резко сократились видовой состав водных организмов и общая биомасса.

9. 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 пылевых бурь, усилился ветровой вынос песка и солей с высохшей части водоема, превратившейся в солончак. Происходит прогрессирующее опустынивание всего Приаралья.

Как и в случае с Каспийским морем, в объяснении причин значительного понижения уровня Арала и его деградации 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 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 размеров и режима Арала могут быть объяснены на основе анализа уравнения водного баланса; во-вторых, главная причина этих изменений — антропогенное сокращение стока Амударьи и Сырдарьи.

Уравнение водного баланса Аральского моря до его разделения на две самостоятельные части можно записать в таком виде:

$$Y_{Ad} + Y_{Cd} + X = Z \pm \Delta V, \quad (7.26)$$

где Y_{Ad} и Y_{Cd} — сток воды рек Амударьи и Сырдарьи; X — осадки на поверхность озера; Z — испарение; $\pm \Delta V$ — изменение объема озера. Результаты расчета водного баланса Арала приведены в табл. 7.6.

Таблица 7.6. Водный баланс Аральского моря*

Период (число лет)	Приход, $\frac{\text{км}^3/\text{год}}{\text{см/год}}$		Расход, $\frac{\text{км}^3/\text{год}}{\text{см/год}}$	Результу- рующий баланс, $\frac{\text{км}^3/\text{год}}{\text{см/год}}$	Изменение уровня за период, по расчетам по наблюдениям
	речной сток	осадки	испарение		
1911—1960 (50)	56	9	66	-1	-50
	85	14	100	-1	-
1961—1970 (10)	43	8	65	-14	-220
	69	13	104	-22	-199
1971—1980 (10)	17	6	55	-32	-570
	29	11	97	-57	-566
1981—1985 (5)	2	7	46	-37	-385
	4	15	96	-77	-381
1985—1988 (3)	11	6	47	-30	-219
	28	15	116	-73	-228

* По данным В. Н. Бортника, В. И. Куксы, А. Г. Цыцарина (1991) с уточнениями и округлениями автора главы. Прочерк означает отсутствие данных.

Из табл. 7.6 следует, что данные расчета хорошо совпадают с данными наблюдений и что места для каких-либо заметных подземных потерь вод из Арала в таком анализе не находится.

Таким образом, причина понижения уровня Аральского моря — воднобалансовая, а именно — значительное сокращение 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 рек Амударьи и Сырдарьи уже говорилось в гл. 6 (см. табл. 6.3). Крупномасштаб-

ный забор воды на орошение привел к тому, что к 80—90-м годам XX в. водные ресурсы этих двух рек были практически исчерпаны. Об этом свидетельствуют также данные табл. 7.4 и 7.5. 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 осохших водоемов. В 1982, 1985 и 1986 гг. приток амударьинских вод к Аралу полностью отсутствовал. Точно так же не было поступления сырдарьинских вод в Арал в 1982—1987 гг. Только лишь в многоводные годы в конце 80-х — начале 90-х годов часть речного стока попадала в Арал. К сожалению, данных о стоке этих рек после 1994 г. не имеется.

Какие изменения Аральского моря и его режима возможны в ближайшем будущем? Несомненно, что деградация Арала будет продолжаться. Через несколько лет он будет уже состоять из трех практически изолированных водоемов: Малого моря с более или менее стабильным режимом, обусловленным периодически поступающими туда стока Сырдарьи и искусственно регулируемым сбросом вод в остальную часть Арала; быстро мелеющей восточной частью Большого моря, которая полностью сохнет, если уровень упадет до отметки 26 м БС; глубокой западной частью Большого моря, которая превратится в водоем с соленостью более 100 ‰. Интенсивность деградации восточной и западной частей Большого моря будет зависеть от величины поступающего туда стока Амударьи. Если речная вода не будет поступать в остаточные водоемы бывшего Аральского моря, то они неизбежно и быстро высохнут, а их дно превратится в солончаки. Это объясняется тем, что, как следует из данных табл. 7.6, ежегодный слой испарения с водной поверхности в этих климатических условиях (~ 1000 мм) значительно больше годовой суммы осадков (~ 140 мм).

Тенденция к ухудшению природных условий Приаралья скорее всего сохранится.

Очевидно, что спасти Аральское море практически невозможно. Восстановить его в том виде, какой 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 осыхающего водоема и обеспечить амударьинской водой. Такие проекты разрабатывались еще в 80-х годах прошлого века, но пока осуществлены не были. Поэтому, скорее всего, и сам Арал и дельту Амударьи ждет полная деградация.

7.11. 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 озера, эти цифры существенно меньше: 90—100 мг/л и около 20 г/м³ соответственно.

Если с водной поверхности воды испаряется больше, чем величина осадков, то проточные водоемы уменьшают сток вытекающих из них рек. Кроме того, сточные озера (как и водохранилища) перераспределяют речной сток во времени, оказывая на него регулирующее воздействие и выравнивая его в течение года (подробнее см. разд. 6.15.3). Степень регулирующего воздействия озер на сток воды, солей и наносов обратно пропорциональна коэффициенту условного водообмена K_B (формула (7.14)). Чем больше объем озера по сравнению с объемом годового стока реки, вытекающей из водоема, тем меньше K_B и более равномерен сток.

Озера оказывают, 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 водоемами реках в тех же природных условиях.

Помимо непосредственного влияния озер на речной сток необходимо учитывать и их воздействие на природную среду в целом. Водоемы суши оказывают заметное влияние на местные климатические условия, уменьшая континентальность климата и увеличивая

продолжительность весны и осени, на внутриматериковый влагооборот (незначительно), способствуя повышению осадков, появлению туманов и т. д. Влияют водоемы и на уровень грунтовых вод, в целом повышая его, на почвенно-растительный покров и животный мир сопредельных территорий, увеличивая разнообразие видового состава, численность, биомассу и т. д.

Озера широко используют 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 др.) 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 (см. 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 антропогенных изменений режима рек и связанных с ними озер.

Глава 8

ГИДРОЛОГИЯ ВОДОХРАНИЛИЩ

Водоохранилище — это искусственный водоем, созданный для накопления и последующего использования воды и регулирования стока.

Водоохранилища стали сооружать еще в глубокой древности для обеспечения водой населения и сельского хозяйства. Одним из первых на Земле считают водоохранилище с плотиной Садд-эль-Кафара, созданное в дрезнем Египте в 2950—2750 гг. до н. э. В XX в. водоохранилища стали сооружать повсеместно. В настоящее время их на земном шаре более 60 тыс.; ежегодно в строй вступает несколько сот новых водоохранилищ. Общая площадь всех водоохранилищ мира более 400 тыс. км², а с учетом подпруженных озер — 600 тыс. км². Суммарный полный объем водоохранилищ достиг почти 6,6 тыс. км³. Многие реки земного шара — Волга, Днепр, Ангара, Миссури, Колорадо, Парана и другие — превращены в каскады водоохранилищ. Через 30—50 лет водоохранилищами будет зарегулировано $\frac{2}{3}$ речных систем земного шара.

8.1. НАЗНАЧЕНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ И ИХ РАЗМЕЩЕНИЕ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Приблизительно 95 % объема всех водоохранилищ мира сосредоточено в крупных водоемах с полным объемом более 0,1 км³. В настоящее время таких водоохранилищ более 3000 (табл. 8.1). Большинство из них расположено в Азии и Северной Америке (по 31 %), а также в Европе (20 %).

По расчетам РосНИИВХа, в России сейчас насчитывается 103 крупных водоохранилища объемом более 0,1 км³ каждое. Их суммарный полезный объем и площадь равны соответственно 339 км³ и 101 тыс. км². Всего же в России, по оценкам К. К. Эдельштейна (1998), более 2 тыс. водоохранилищ.

Интересно проследить изменение количества и объема крупных водоохранилищ мира в XX в. (см. табл. 8.1). В начале века таких водоохранилищ было всего 41, а их суммарный объем не достигал и 14 км³. Наиболее интенсивное сооружение водоохранилищ происходило

Таблица 8.1. Изменение количества (числитель) и полного объема (км³) (знаменатель) крупных (более 0,1 км³) водохранилищ мира*

Часть света	До 1900	1901—1950	1951—1960	1961—1970	1971—1980	1981—1990	1991—2000	Всего
Северная Америка	$\frac{25}{8,4}$	$\frac{342}{344,7}$	$\frac{178}{254,4}$	$\frac{216}{534,0}$	$\frac{113}{339,0}$	$\frac{34}{176,9}$	$\frac{23}{24,1}$	$\frac{931}{1681,5}$
Центральная и Южная Америка	$\frac{1}{0,3}$	$\frac{22}{8,8}$	$\frac{30}{28,8}$	$\frac{54}{96,9}$	$\frac{88}{251,5}$	$\frac{51}{349,1}$	$\frac{34}{159,8}$	$\frac{280}{895,2}$
Европа	$\frac{9}{3,3}$	$\frac{104}{121,7}$	$\frac{113}{175,0}$	$\frac{172}{189,4}$	$\frac{94}{103,6}$	$\frac{76}{49,3}$	$\frac{35}{14,3}$	$\frac{603}{656,6}$
Азия	$\frac{5}{1,7}$	$\frac{47}{17,9}$	$\frac{161}{293,6}$	$\frac{215}{640,0}$	$\frac{222}{484,1}$	$\frac{138}{321,5}$	$\frac{149}{226,3}$	$\frac{937}{1985,1}$
Африка	$\frac{1}{0,1}$	$\frac{15}{15,0}$	$\frac{21}{381,1}$	$\frac{24}{364,4}$	$\frac{57}{173,7}$	$\frac{52}{56,6}$	$\frac{15}{25,2}$	$\frac{185}{1016,1}$
Австралия и Новая Зеландия	—	$\frac{10}{10,6}$	$\frac{21}{20,1}$	$\frac{18}{15,5}$	$\frac{27}{42,4}$	$\frac{12}{5,9}$	$\frac{2}{0,45}$	$\frac{90}{95,0}$
Всего в мире	$\frac{41}{13,8}$	$\frac{540}{518,7}$	$\frac{524}{1153,0}$	$\frac{699}{1840,2}$	$\frac{601}{1394,3}$	$\frac{363}{959,3}$	$\frac{258}{450,2}$	$\frac{3026}{6329,5}$

* По данным А. Б. Авакяна.

в послевоенные годы, в 80—90-е годы 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 из подпруженных озер — Виктория. Водоохранилище Виктория имеет также самый большой объем. Наиболее крупные по объему водохранилища России — Братское, Красноярское, Зейское, а по площади — Куйбышевское и Рыбинское. В 90-х годах XX в. на земном шаре было сооружено еще несколько крупных водохранилищ, не упомянутых в табл. 8.2. Так, по данным А. Б. Авакяна и В. Б. Яковлевой (1997), в Южной Америке были построены водохранилища Сан-Феликс с полным объемом 54,4 км³, Урра-1 (34,3 км³), Ронкадор (33,6 км³), Илья Гранде (30,0 км³).

Сооружение водохранилищ — пример техногенного вмешательства в природу в условиях неравномерного естественного распределения водных ресурсов в пространстве и особенно во времени. Водоохранилища решают целый ряд важнейших социально-экономических задач, удовлетворяя потребности человека в воде или защищая его от водной стихии.

Накопленную в водохранилищах воду используют для орошения и обводнения земель, водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий, санитарных промывок речных русел, улучшения судоходных условий ниже по течению в маловодный период года и т. д. С помощью водохранилищ регулируют речной

Таблица 8.2. Крупнейшие водохранилища мира и России*

Водохранилище	Страна	Река, озеро	Объем, км ³		Площадь, км ²		Напор, м	Год заполнения
			полный	полезный	полная	в том числе подпруженного озера		
Виктория (Оуэн-Фолс)	Уганда, Танзания, Кения	Виктория Нил, оз. Виктория	205	205	76 000	68 000	31	1954
Братское	Россия	Ангара	169	48,2	5470	—	106	1967
Кариба	Замбия, Зимбабве	Замбези	160	46,0	4450	—	100	1963
Насер (Садд-эль-Аали)	Египет, Судан	Нил	157	74,0	5120	—	95	1970
Вольта	Гана	Вольта	148	90,0	8480	—	70	1967
Красноярское	Россия	Енисей	73,3	30,4	2000	—	100	1967
Зейское	Россия	Зeya	68,4	32,1	2420	—	98	1974
Усть-Илимское	Россия	Ангара	59,4	2,8	1870	—	88	1977
Куйбышевское	Россия	Волга	58,0	34,6	5900	—	29	1957
Байкальское (Иркутское)	Россия	Ангара, оз. Байкал	47,6	46,6	32 970	31 500	30	1959
Вилюйское	Россия	Вилюй	35,9	17,8	2170	—	68	1972
Волгоградское	Россия	Волга	31,4	8,2	3115	—	27	1960
Онтарио (Ирокуэй)	Канада, США	Св. Лаврентия оз. Онтарио	29,9	29,9	19 560	19 500	23	1958
Саяно-Шушенское	Россия	Енисей	29,1	14,7	633	—	220	1987
Рыбинское	Россия	Волга	25,4	16,7	4550	—	18	1949
Цимлянское	Россия	Дон	23,6	11,5	2700	—	26	1953
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	Россия	Кама	12,2	9,2	1915	—	21	1956

* Данные по А. Б. Авакяну, В. Р. Салтанкину, В. А. Шарапову (1987).

сток для гидроэнергетики, с целью предотвращения наводнений. Водоемы используют также для рыбного хозяйства, водного транспорта, рекреации (отдыха людей), водного спорта.

Гидрологическим режимом водохранилищ управляет человек, который выбирает заранее нужные параметры водоема и технические приемы его эксплуатации. Многие черты гидрологического режима водохранилищ определяются хозяйственными потребностями и регулируются. Вместе с тем искусственно созданные водоемы начинают участвовать в круговороте воды в речных системах, оказываются под влиянием комплекса природных факторов и подчиняются закономерностям, свойственным естественным водным объектам — рекам и особенно озерам.

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, месту в речном бассейне, характеру регулирования стока.

По морфологическому строению ложа, согласно К. К. Эдельштейну, водохранилища делятся на *долинные* и *котловинные* (или

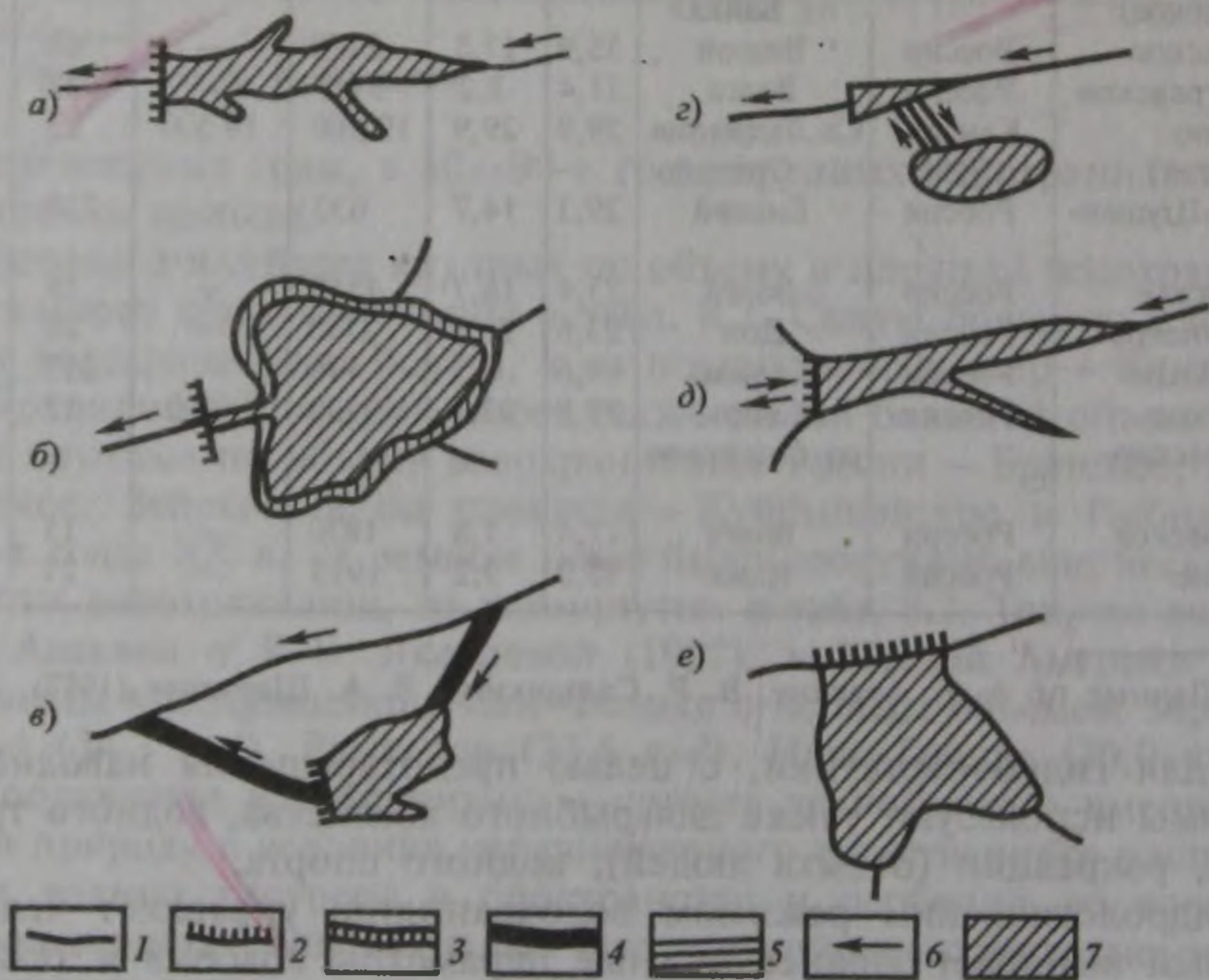


Рис. 8.1. Основные типы водохранилищ (по А. Б. Авакяну, В. П. Салтанкину, В. А. Шарапову (1987)):

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

озерные). 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 (озерным) 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). Небольшие водохранилища площадью менее 1 км² называют *прудами*.

По способу заполнения водой водохранилища бывают *запрудные*, когда их наполняет вода водотока, на котором они расположены, и *наливные*, когда вода в них подается из рядом расположенного водотока или водоема. К наливным водохранилищам относятся, например, водохранилища гидроаккумулирующих электростанций.

По географическому положению водохранилища делят на *горные*, *предгорные*, *равнинные* и *приморские*. Первые из них сооружают на горных реках, они обычно узкие и глубокие и имеют напор, т. е. величину повышения уровня воды в реке в результате сооружения плотины до 300 м и более. В предгорных водохранилищах обычно высота напора 50—100 м. Равнинные водохранилища широкие и мелкие, высота напора — не более 30 м. Приморские водохранилища с небольшим (несколько метров) напором сооружают в морских заливах, лиманах, лагунах, эстуариях.

Примерами высоконапорных горных водохранилищ являются Нурекское и Рогунское на Вахше с высотой напора около 300 м. К предгорным водохранилищам могут быть отнесены некоторые водохранилища Енисейского и Ангарского каскадов: Красноярское (высота напора 100 м), Братское (106 м), Усть-Илимское (88 м). Примерами равнинных водохранилищ могут служить водохранилища Волжского и Днепровского каскадов: Рыбинское (высота напора 18 м), Куйбышевское (29 м), Волгоградское (27 м), Каневское (15 м), Каховское (16 м). К приморским водохранилищам относятся, например, опресненная водами Дуная лагуна Сасык на западном побережье Черного моря 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.

По месту в речном бассейне водохранилища могут быть подразделены на *верховые* и *низовые*. Система водохранилищ на реке называется *каскадом*.

По степени регулирования речного стока (см. разд. 6.15.3) водохранилища могут быть *многолетнего*, *сезонного*, *недельного* и *суточного регулирования*. Характер регулирования стока определяется назначением водохранилища и соотношением полезного объема водохранилища и величины стока воды реки.

8.3. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОДОХРАНИЛИЩ

Для морфологических и морфометрических характеристик водохранилищ применимы те же показатели, что и для озер. Из морфометрических характеристик водохранилища наиболее важны *площадь его поверхности F* и *объем V* . Форма водохранилища определяется характером заполненного водой понижения. Котловинные водохранилища обычно имеют озеровидную форму, долинные — вытянутую. Многие долинные водохранилища расширяются по направлению к плотине, имеют изрезанные берега и многочисленные заливы (затопленные устья притоков). Форма водохранилища изменяется с изменением уровня воды.

Любое водохранилище рассчитывается на накопление некоторого объема воды в *период наполнения* и на сброс этого же объема в *период сработки*. Накопление нужного объема воды сопровождается повышением уровня до некоторой оптимальной величины. Такой уровень обычно достигается к концу периода наполнения, может поддерживаться плотиной в течение длительного времени и называется *нормальным подпорным уровнем (НПУ)* (рис. 8.2). В редких

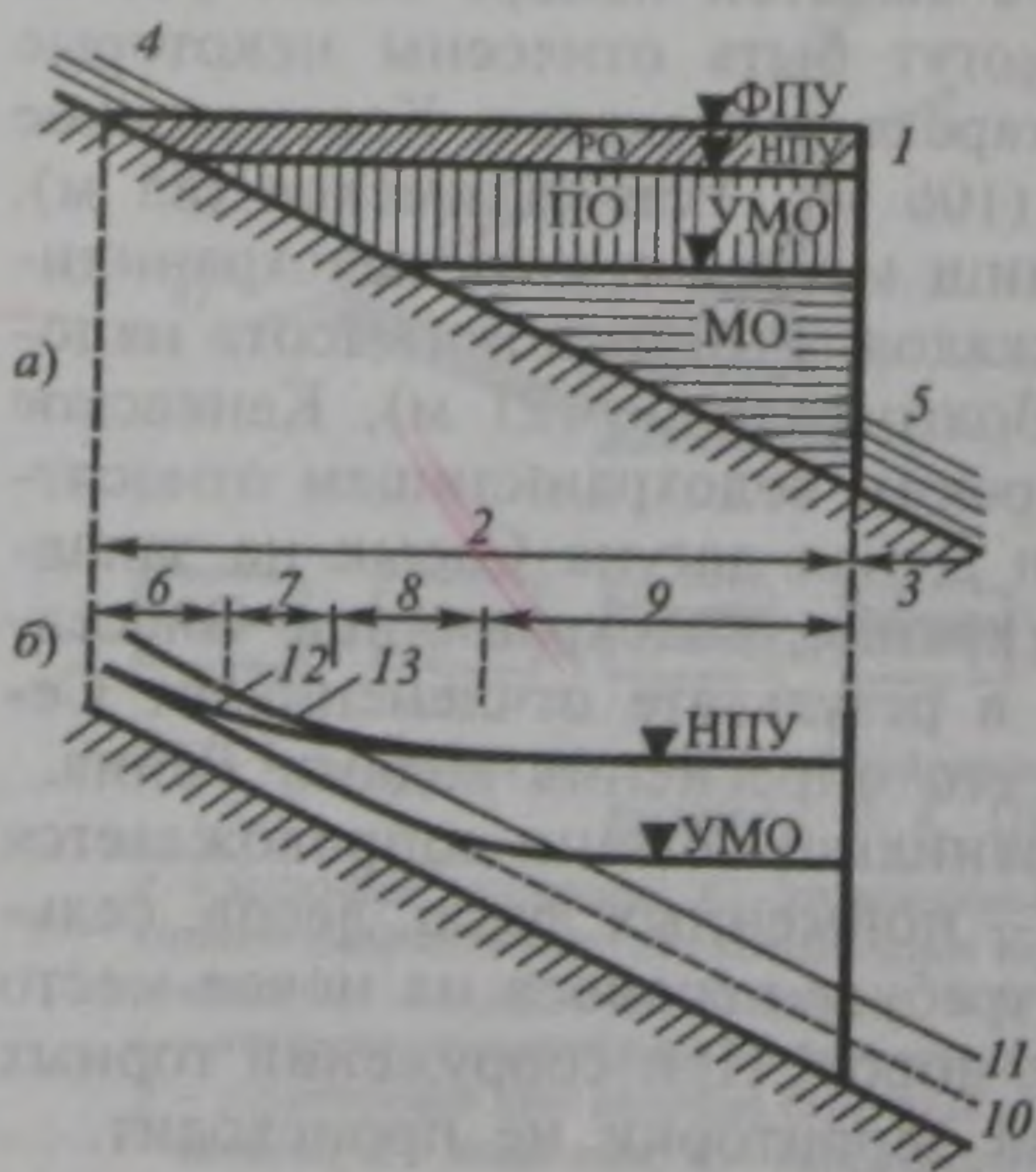


Рис. 8.2. Основные элементы (а) и зоны (б) водохранилища (по А. Б. Авакяну, В. П. Салтанкину, В. А. Шарапову):

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, 11 — меженный и паводковый уровни воды в реке до сооружения водохранилища; 12, 13 — меженный и паводковый (паводковый) уровни 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

случаях, во время высокого половодья или больших паводков, допускается временное превышение НПУ на 0,5—1 м. Такой уровень называют *форсированным подпорным уровнем* (ФПУ). Предельно возможным снижением уровня воды в водохранилище является достижение *уровня мертвого объема* (УМО), сработка ниже которого вообще невозможна.

Объем водохранилища, находящийся ниже УМО, называется *мертвым объемом* (МО). Для регулирования стока и периодической сработки используют 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*.

В пределах запрудного водохранилища выделяют несколько зон: *зону переменного подпора, верхнюю, среднюю и нижнюю* (см. рис. 8.2).

8.4. ВОДНЫЙ РЕЖИМ ВОДОХРАНИЛИЩ

Водный баланс водохранилищ, так же как и водный баланс озер, может быть охарактеризован уравнением (7.3), а в среднем для многолетнего периода — уравнением (7.6).

Характерная черта структуры водного баланса водохранилищ — преобладание притока речных вод в приходной и преобладание стока вод в расходной части уравнения водного баланса. На долю осадков в большинстве случаев приходится лишь 2—3 % прихода вод, на долю испарения — обычно не более 10 % расхода вод. Основная причина этого — весьма большие значения величины удельного водосбора φ для большинства водохранилищ. Так, величины K_x и K_z , определенные по формулам (7.9) и (7.10), равны для водохранилищ: Куйбышевского — соответственно 1 и 1 %, Красноярского — 1 и 1 %, Братского — 2 и 2 %, Цимлянского — 5 и 9 %.

Исключение составляют лишь либо очень большие водохранилища, либо водохранилища, расположенные в районах с весьма значительными величинами осадков и испарения. Так, в очень крупном водохранилище Вольта в Гане на долю осадков приходится 22 % приходной части водного баланса (величина осадков 1400 мм), а на долю испарения — 25 % расходной части водного баланса (испарение с поверхности водохранилища 1570 мм). Велико значение коэффициента K_z и для водохранилищ Насер на р. Ниле ($K_z = 13$ %, $z_{\text{вдхр}} = 2000$ мм), Кариба на р. Замбези ($K_z = 14$ %, $z_{\text{вдхр}} = 1670$ мм), Лейк-Мид на р. Колорадо ($K_z = 10$ %, $z_{\text{вдхр}} = 2100$ мм). Все три последних водохранилища расположены в условиях весьма засушливого климата.

Для водохранилищ, расположенных в условиях избыточного и достаточного увлажнения, $Y_{\text{пр}} < Y_{\text{ст}}$, т.е. ниже водохранилища

происходит некоторое увеличение речного стока. Наоборот, в условиях недостаточного увлажнения $Y_{пр} > Y_{ст}$, и в водохранилищах теряется часть стока, причем тем больше, чем больше величина $z_{влхр} - x_{влхр}$ 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_B 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, для более детальной оценки характера водообмена в водохранилищах необходимо коэффициенты условного водообмена K_B и периоды условного водообмена τ_B рассчитывать отдельно для полного и полезного объемов водохранилища. Для полезного объема величина K_B больше, а τ_B меньше, чем для полного.

Колебания уровня воды в водохранилищах в основном являются следствием искусственно регулируемого процесса наполнения и сработки водохранилища (рис. 8.3) и могут быть оценены с помощью полного уравнения водного баланса водоема (7.3).

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.

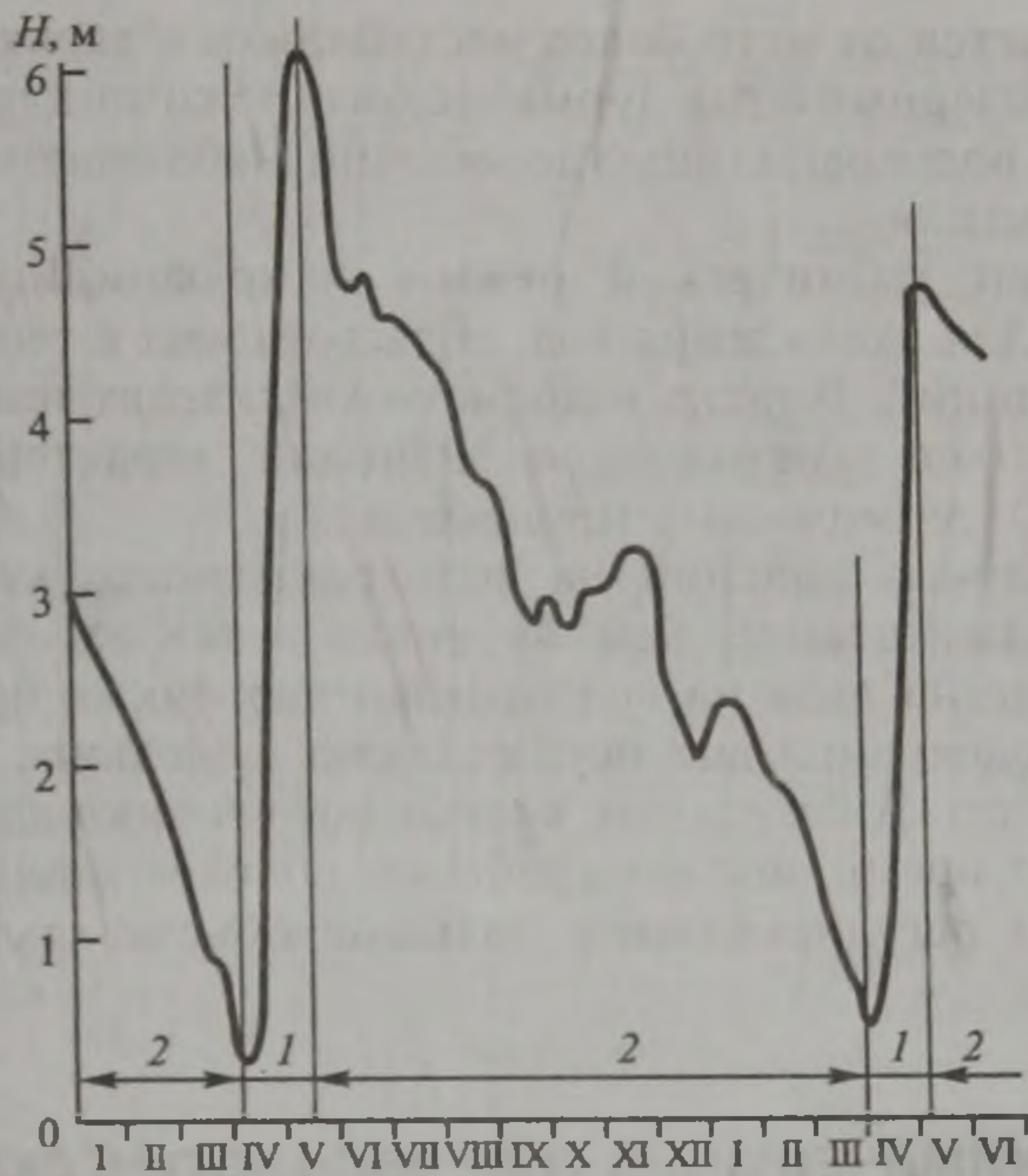


Рис. 8.3. Типичный график изменения уровня воды в водохранилище в течение года:

1 — наполнение; 2 — сработка полезного объема водохранилища (I—XII — месяцы)

Течения в водохранилищах имеют много общего с течениями в озерах (см. 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. На больших водохранилищах высоты волн достигают 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 (см. 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 обстоятельствами: 1) интенсивностью водообмена, 2) характером грунтов и растительности в зонах затопления и подтопления и 3) режимом накопления и сработки вод, величиной и интенсивностью колебаний уровня воды. Контроль за режимом гидрохимических и гидробиологических характеристик водохранилищ весьма актуален, поскольку многие из этих водоемов используются для водоснабжения, в том числе питьевого.

Чем меньше коэффициент условного водообмена водохранилища, тем сильнее выражена происходящая в результате сооружения водохранилища трансформация речного гидрохимического и гидробиологического режима в режим, характерный для озер. В глубоких водохранилищах отмечаются увеличение минерализации вод и уменьшение содержания растворенного кислорода с глубиной. В придонных слоях возможно скопление вод пониженного качества. После сооружения слабопроточного водохранилища происходит замена «речных» организмов на «озерные». Появляется озерный фито- и зоопланктон. В теплую часть года возможно «цветение» воды (это весьма неблагоприятное явление характерно, например, для водохранилищ Днепровского каскада). Формируется ихтиофауна, свойственная водоемам с замедленным водообменом.

Существенное влияние на гидрохимический и гидробиологический режим водохранилищ в первые несколько лет после их

заполнения оказывают оставшиеся под водой растительность и почвенный покров. Разложение остатков растительности в зоне затопления может отрицательно повлиять на качество воды. Этот процесс ведет к уменьшению содержания кислорода в водной толще вплоть до возникновения существенного дефицита O_2 , приводящего к замору рыб.

Большие и резкие колебания уровня воды во многих водохранилищах ведут к формированию обширной береговой зоны с переменным режимом затопления и осушки, на которой не может сформироваться характерная для озер литораль со специфическими макрофитами и бентосом. Свойственная озерам зональность в распределении по глубине различных видов растительности (см. рис. 7.14) в водохранилищах с большими колебаниями уровня выражена значительно слабее.

8.7. ЗАИЛЕНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ И ПЕРЕФОРМИРОВАНИЕ ИХ БЕРЕГОВ

Водохранилища, как и озера, являются аккумуляторами наносов. В уравнении баланса наносов (7.24) для водохранилищ в приходной части преобладают поступление наносов с речным стоком $R_{\text{реч}}^+$ и продукты размыва берегов $R_{\text{бер}}$ (в 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 $\tau_{\text{ил}}$ можно приближенно определить по формуле

$$\tau_{\text{ил}} = V_{\text{мо}} / W_R (1 - \sigma), \quad (8.1)$$

где $V_{\text{мо}}$ — мертвый объем водохранилища, м^3 ; W_R — средний годовой сток наносов реки, м^3 ; σ — доля стока наносов, проходящая

через водохранилище транзитом (для равнинных водохранилищ σ может достигать 0,3—0,4, для глубоких горных водохранилищ практически весь сток наносов реки задерживается в водохранилище и σ приближается к 0). Сток наносов реки, в свою очередь, определяют по формуле $W_R = \bar{R} \cdot 31,5 \cdot 10^6 / \rho_{отл}$, где \bar{R} — средний годовой расход наносов, кг/с; $31,5 \cdot 10^6$ — количество секунд в году; $\rho_{отл}$ — плотность донных отложений, равная 700—900 кг/м³ для илистых отложений, 1900—1300 кг/м³ для песчанистого ила и илистого песка, 1500—2200 кг/м³ 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. Л. Вендрова, отмечалось отступление берега со средней интенсивностью 9 м/год (при максимальных величинах размыва 50 м/год). В результате разрушения берегов могут пострадать строения и сельскохозяйственные угодья.

Наиболее крупные фракции продуктов волнового разрушения берегов водохранилищ идут в основном на формирование аккумулятивной части отмели, а более мелкие отлагаются в его глубоководных местах или выносятся в нижний бьеф.

8.8. ВОДНЫЕ МАССЫ ВОДОХРАНИЛИЩ

Гидрологическая структура водохранилищ, как показали Н. В. Буторин и К. К. Эдельштейн, обладает существенными особенностями. Хотя в водохранилищах, как и в крупных озерах, встречаются обе водные массы — первичная (речная) и основная (водная масса

самого водохранилища, аналогичная озерной водной массе), соотношение их объемов отличается от соотношения, свойственного озерам. В крупных озерах на долю речной водной массы приходится небольшая часть общего объема вод (на Онежском озере в среднем менее 10—15 %); в водохранилищах относительный объем речной водной массы возрастает (в Рыбинском водохранилище до 35—55 % в половодье и 10—25 % в межень). Водные массы в водохранилищах поэтому более подвижны, чем в озерах. Особенностью водохранилищ является также формирование специфической придонной водной массы в приплотинном районе как модификации основной водной массы.

8.9. ВЛИЯНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ НА РЕЧНОЙ СТОК И ОКРУЖАЮЩУЮ ПРИРОДНУЮ СРЕДУ

Так же как и озера, водохранилища замедляют водообмен в гидрографической сети речных бассейнов. Сооружение водохранилищ привело к увеличению объема вод суши приблизительно на 6,6 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 вследствие дополнительных потерь на испарение с поверхности водоема, так и стока наносов, биогенных и органических веществ вследствие их накопления в водоеме.

В результате сооружения водохранилища возрастает поверхность, покрытая водой; поскольку испарение с водной поверхности всегда больше, чем с поверхности суши, потери на испарение также возрастают. Общее уменьшение стока реки по сравнению с естественными условиями (до сооружения водохранилища) может быть оценено с помощью уравнения

$$\Delta W = (z_v - z_c) \cdot (F_{\text{вдхр}} - F_p) \cdot 10^{-6}, \quad (8.2)$$

где ΔW — величина уменьшения годового объема стока, км³; z_v и z_c — годовое испарение с водной поверхности и суши, мм; $F_{\text{вдхр}}$ и F_p — площади водохранилища и поверхности реки на месте искусственного водоема до его создания, км².

В условиях избыточного увлажнения испарение с водной поверхности ненамного превышает испарение с поверхности суши. Поэтому при избыточном увлажнении сооружение водохранилищ практически не сказывается на уменьшении стока рек. В условиях недостаточного увлажнения, а в особенности в условиях засушливого климата, когда «индекс сухости», по М. И. Будыко, $z_0/x > 3,0$, а z_0 значительно превышает z_c , сооружение водохранилищ приводит к существенным потерям стока. По расчетам А. А. Соколова, процент уменьшения речного 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 км^3 воды в год, т. е. около 3% стока рек мира. Наибольшие потери речного стока свойственны водохранилищам Насер ($8,3 \text{ км}^3/\text{год}$) и Вольта ($4,6 \text{ км}^3/\text{год}$). Во всех водохранилищах СССР в 1980 г. терялись $19,5 \text{ км}^3$ воды в год. В России больше всего теряют на испарение водохранилища Бухтарминское ($1,5 \text{ км}^3/\text{год}$), Куйбышевское и Волгоградское (по $1,1 \text{ км}^3/\text{год}$).

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 потребуются и реконструкция самого водохранилища.

В результате сооружения водохранилищ и отложения в них наносов существенно уменьшается и сток наносов рек. По расчетам автора, после сооружения водохранилищ сток наносов в устьях рек Волги, Риони, Дуная, Куры и Миссисипи сократился приблизительно в 2 раза, в устьях рек Сулака, Тибра и Нила — в 8—10 раз, в устье Эбро — в 250 раз (!). В последнем случае столь значительное уменьшение стока наносов объясняется близостью крупных водохранилищ к устью реки.

Уменьшение стока наносов рек вследствие их отложения в водохранилищах может вызвать нарушение баланса наносов в устьях рек и стимулировать частичное 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 Мекинеса и Рибарроха в 1964 и 1969 гг. соответственно.

Наиболее сильное воздействие водохранилища на речной сток и природные условия долины реки ниже водохранилища связано

с регулирующим эффектом водохранилищ, о чем уже говорилось в разд. 6.15.3. По оценкам М. И. Львовича, сооружение водохранилищ привело к увеличению на 27 % устойчивого меженного речного стока на земном шаре. Ниже водохранилищ полностью преобразуется водный режим рек (см. рис. 6.23, 6.28), изменяются характер заливания поймы, русловые процессы, режим устьев рек и т. д. В зоне недостаточного увлажнения воздействие водохранилищ приводит к 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.

Влияние водохранилищ на термический и ледовый режим рек в целом аналогично влиянию озер (см. разд. 7.7). Наиболее характерно *выравнивающее воздействие водохранилищ на температуру воды в реке*. Так, на Енисее ниже Красноярского водохранилища температура воды стала в мае — июне на 7—9 и в июле — августе на 8—10 °С ниже, а в сентябре на 8 и в октябре на 9 °С выше, чем до зарегулирования реки.

Как и озера, водохранилища оказывают заметное воздействие на природные условия сопредельных территорий. Сооружение крупных водохранилищ приводит к *затоплению и подтоплению* земель, повышению уровня грунтовых вод, способствующих заболачиванию земель (см. гл. 9), *изменению микроклиматических условий* (выравниванию внутригодовых колебаний температуры воздуха, усилению ветра, некоторому увеличению влажности воздуха и атмосферных осадков), *волновому размыву берегов*. Наиболее существенное негативное последствие сооружения водохранилищ — это потеря земель при их затоплении. По оценкам М. И. Львовича, суммарная площадь затопления в мире равна приблизительно 240 тыс. км², что составляет 0,3 % земельных ресурсов суши. Площади затопления на территории бывшего СССР, по данным С. Л. Вендрова, порядка 80 тыс. км². По данным К. К. Эдельштейна, 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 нерест многих пород рыб; нередко ухудшается качество воды вследствие возникновения в некоторые

периоды года дефицита кислорода в придонных слоях, накопления солей и биогенных веществ, «цветения воды». Считают также, что сооружение водохранилищ может привести к увеличению сейсмичности района.

Таким образом, водохранилища оказывают довольно сложное и неоднозначное воздействие и на режим рек, и на природные условия сопредельных территорий. Давая несомненный положительный экономический эффект, они нередко вызывают и весьма негативные экологические последствия. Все это требует, чтобы при проектировании водохранилищ более внимательно учитывался весь комплекс гидрологических, физико-географических, социально-экономических и экологических аспектов. Возникает необходимость в экологическом прогнозе, который невозможен без помощи гидрологии.

Важное значение при этом имеют мероприятия, осуществляемые в процессе создания и эксплуатации водохранилища с целью предотвращения нежелательных последствий и максимального использования положительного эффекта от создания водохранилища. К таким мероприятиям относятся: инженерная защита от затопления территорий и объектов (населенных пунктов, сельскохозяйственных угодий, предприятий, мостов и т. д.); переселение жителей, перенос предприятий, дорог и т. д.; очистка ложа водохранилища от леса и кустарников, создание водоохраных зон; восстановление лесных, рыбных, охотничьих и других ресурсов; транспортное, рыбохозяйственное, рекреационное и другое освоение водоема; инженерное обустройство акватории и береговой зоны водохранилища и т. д.

Глава 9

ГИДРОЛОГИЯ БОЛОТ

В географической литературе в термин «болото» вкладывают либо широкое, либо узкое содержание. В широком толковании 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 умеренного увлажнения болота возникают на плоских водораздельных пространствах при слабом оттоке вод. Во-вторых, затоплением территории поверхностными водами (водами рек, озер, морей) в условиях пониженного рельефа прилегающей местности. Так образуются болота на берегах рек и озер. Такого же происхождения болота на берегах приливных морей. Подтопление территории обычно связано с повышением уровня грунтовых вод, вызванного какими-либо искусственными мероприятиями: сооружением водохранилищ, избыточным орошением, сооружением нарушающих естественный сток грунтовых вод насыпей железных или шоссейных дорог и т. д.

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, 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, еще больше — до 3,5 млн км². Наиболее заболоченные материки — 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 РосНИИВХа, 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).

Низинные болота обычно имеют вогнутую или плоскую поверхность, способствующую застою воды. Образуются они в низких местах — по берегам рек и озер. В последнее время такие болота стали появляться в зонах подтопления

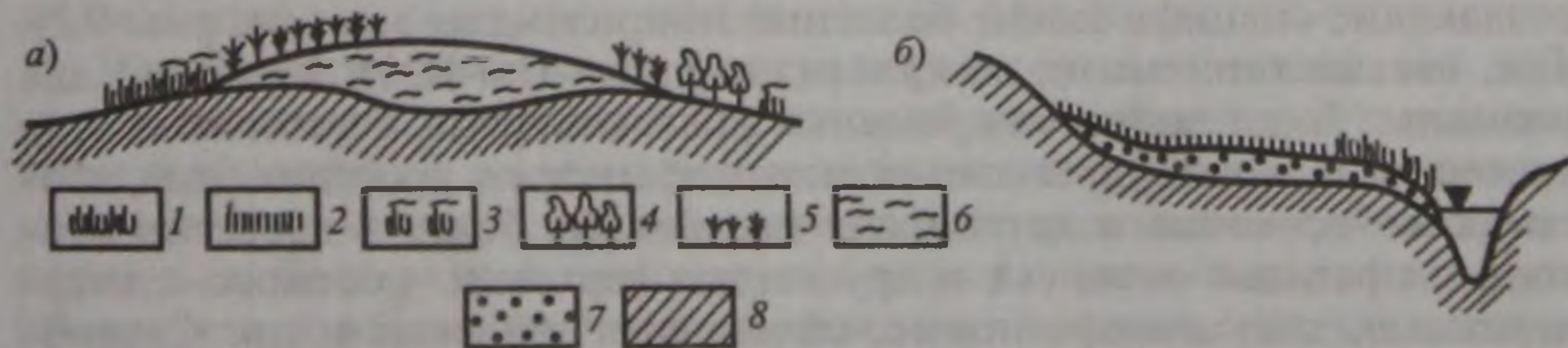


Рис. 9.1. Схема верхового (а) и низинного (б) торфяных болот:

микрорландшафты: 1 — осоковые, осоково-тростниковые, осоково-гипновые; 2 — сфагиново-осоковые; 3 — сфагиново-пушицевые; 4 — ольшаники; 5 — сосново-сфагиновые; 6 — залежь сфагинового торфа; 7 — залежь тростникового и осокового торфа; 8 — минеральный грунт

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 евтрофные растения, требовательные к минеральным веществам. Среди таких растений — ольха, береза (иногда ель), осоки, тростник, рогоз.

Верховые болота имеют мощный слой торфа и выпуклую поверхность. Отличительная черта гидрологического режима верховых болот — преобладание в их водном питании атмосферных осадков, бедных минеральными биогенными веществами. Для верховых болот характерны олиготрофные растения, нетребовательные к минеральным веществам: 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 — *лиственницей*, и *грядово-мочажинные*, имеющие длинные гряды с кочками торфа и понижения — *мочажины*, покрытые сфагновым мхом и заросшие травянистой растительностью.

Промежуточное положение занимают *переходные болота* с плоской или слабовыпуклой поверхностью и мезотрофной растительностью (умеренного минерального питания). Наиболее типичные растения таких болот — береза (иногда сосна), осоки, сфагновые мхи.

Для каждого из трех типов торфяных болот характерны определенные сочетания видов растительности (биоценозов) в совокупности с геоморфологическими особенностями отдельных частей болот, создающие специфические болотные микроландшафты (см. рис. 9.1). Так, весьма типичными микроландшафтами (по К. И. Иванову) для низинных болот являются *древесные* (ольшаниковые, березовые и др.), *древесно-осоковые*, *древесно-осоково-сфагновые*, *тростниковые*, *тростниково-осоковые* и другие, для переходных болот — *древесно-осоковые*, *сфагново-осоковые* и другие, для верховых — *сосново-кустарничковые*, *сосново-сфагновые*, *сфагново-пушицевые* и др. Своеобразными болотными микроландшафтами являются комплексные *грядово-мочажинные* микроландшафты с различным характером растительности в зависимости от типа болот, а также *грядово-озерковые*, *озерково-мочажинные* микроландшафты и др.

9.3. СТРОЕНИЕ, МОРФОЛОГИЯ И ГИДРОГРАФИЯ ТОРФЯНЫХ БОЛОТ

Сформировавшееся верховое торфяное болото обычно имеет многослойное строение (рис. 9.2, а), отражающее процесс постепенного накопления торфа и повышения поверхности болота. Каждый слой имеет специфический состав торфа, показывающий изменение видового состава растительности на разных фазах развития болота.

Вся толща торфа в болоте называется *торфяной залежью*. В пределах торфяной залежи выделяют инертный и деятельный слои, уровень грунтовых вод (рис. 9.2, б).

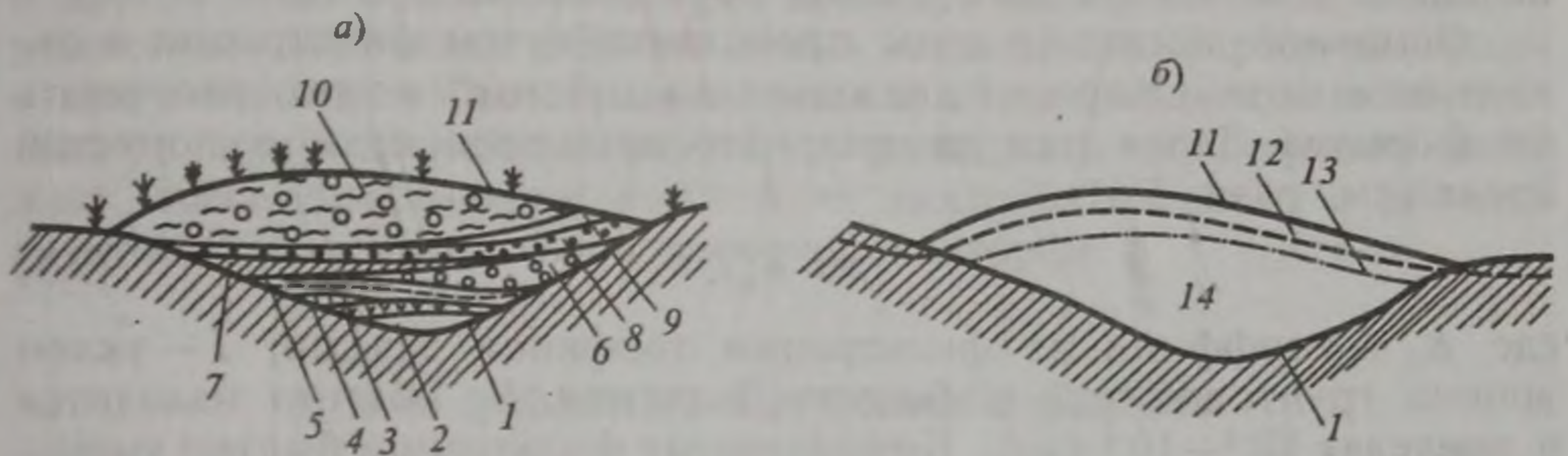


Рис. 9.2. Схема слоистого строения торфяной залежи (а) и деятельного и инертного слоев (б) верхового болота:

1 — минеральное дно; 2 — сапрпель; 3 — тростниковый торф; 4 — хвощевый торф; 5 — осоковый торф; 6 — лесной торф; 7 — гипновый торф; 8 — шейхцериево-сфагновый торф; 9 — пушицево-сфагновый торф; 10 — сфагновый торф с пнями сосны; 11 — поверхность болота; 12 — уровень грунтовых вод; 13 — нижний горизонт деятельного слоя; 14 — инертный слой

Инертный слой лежит на минеральном дне и составляет основную толщу торфяной залежи. Он 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 среднему многолетнему минимальному уровню болотных грунтовых вод.

Толщина деятельного слоя — от 40 (мохово-травянистые части болот) до 80—95 см (лесные низинные болота); она 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):

$$v = K_{\phi} I, \quad (9.1)$$

где K_{ϕ} — коэффициент фильтрации торфяной залежи; I — уклон уровня грунтовых вод в болоте. Значение K_{ϕ} 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_{ϕ} 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 вогнутая, плоская или выпуклая. 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 (площадью до 10 км^2 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 евтрофного 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.

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 евтрофной 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.

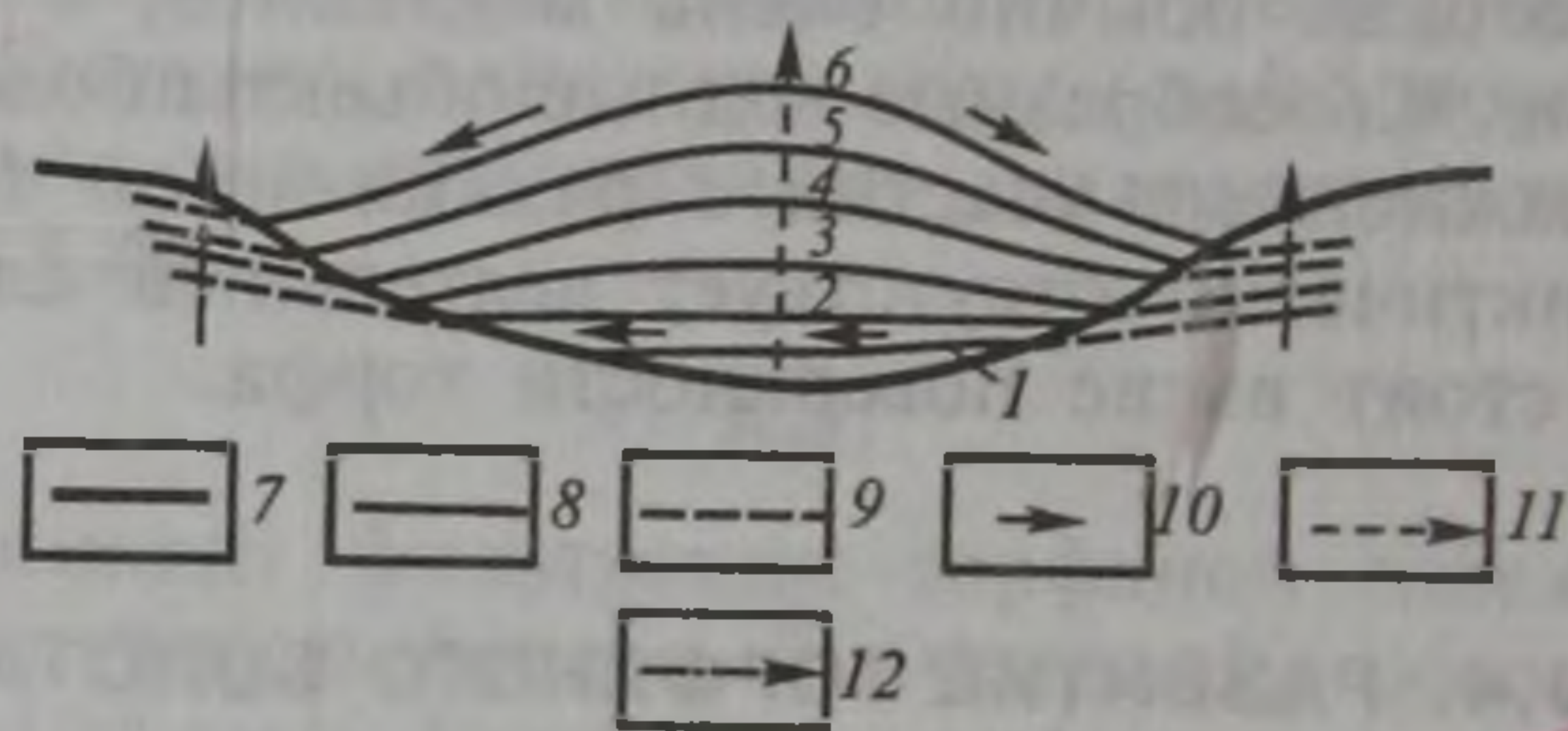


Рис. 9.3. Схема развития торфяного болота на месте неглубокой депрессии:

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

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 w_2 отток. За интервал времени Δt в болоте может произойти накопление воды или ее сработка ($\pm \Delta u$).

С учетом сказанного общее уравнение водного баланса болота выглядит следующим образом:

$$x + y_1 + w_1 = z + y_2 + w_2 \pm \Delta u. \quad (9.2)$$

Для верхового болота члены y_1 и w_1 (болото питается лишь атмосферными осадками) равны нулю.

Изменение запаса воды в болоте $\pm \Delta u$ может быть представлено как изменение уровня грунтовых вод в торфяной залежи:

$$\Delta u = a \Delta H, \quad (9.3)$$

где a равно либо водоотдаче μ (при снижении уровня грунтовых вод), либо дефициту влажности d (при повышении уровня). Значение a определяют точно так же, как для любого грунта (см. разд. 5.5), и выражают в долях единицы.

Поскольку μ и d в различных частях болота различны, суммарное изменение запаса влаги в деятельном слое болота определяется как средневзвешенная величина:

$$\Delta u = [\Sigma(\alpha_i \Delta H_i F_i)] / F, \quad (9.4)$$

где F_i — площадь каждого отдельного болотного микроландшафта; F — полная площадь болота.

Источниками питания болот служат, таким образом, атмосферные осадки, поверхностный и подземный сток из-за пределов болота. У верховых и низинных болот соотношение этих источников питания различное: верховые болота питаются в основном атмосферными осадками, низинные — поверхностными и подземными (грунтовыми) водами.

Главная статья расходования воды в болотах — это испарение с поверхности болота, включая транспирацию растительностью. Вклад испарения в расходование воды с болота достигает 100 % для низинных бессточных болот котловинного залегания в аридной зоне

и составляет около 50 % для болот в северных районах избыточного увлажнения.

Величина испарения с болот зависит от климатических условий, в целом возрастая с уменьшением широты местности, от типа болота (евтрофные болота испаряют воды больше, чем олиготрофные), от высоты стояния уровня болотных грунтовых вод и содержания воды в болоте (при высоком влагосодержании величины испарения могут приближаться к величинам испаряемости).

Наибольшее количество воды испаряют болота в условиях сухого субтропического климата. С плавней в дельтах ряда рек испаряется в год до 1300 мм воды. Много воды испаряют заболоченные тропические леса. В условиях умеренного климата наибольшее количество воды испаряют сфагново-осоковые и лесные топи (до 600 мм за лето), наименьшее — сфагновые болота с кустарничками (до 300 мм за лето). Много испаряют лесные болотные микроландшафты, меньше — моховые. Косвенный показатель испарения — более низкий уровень грунтовых вод в летнее время в лесных болотах. Испарение с мочажин обычно на 40—60 % превышает испарение с гряд. В целом в зоне избыточного увлажнения испарение с низинных болот превышает испарение с верховых болот на 10—15 %.

Соотношение составляющих водного баланса болота изменяется во времени. Изменение условий питания и расходования влаги в болоте приводит, согласно уравнению водного баланса, к колебаниям уровня грунтовых вод, который обычно находится близко от поверхности болота и быстро реагирует на изменения составляющих водного баланса. Это и определяет **водный режим болот**.

Для торфяных болот в условиях умеренного климата (север и центр Европейской территории 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.

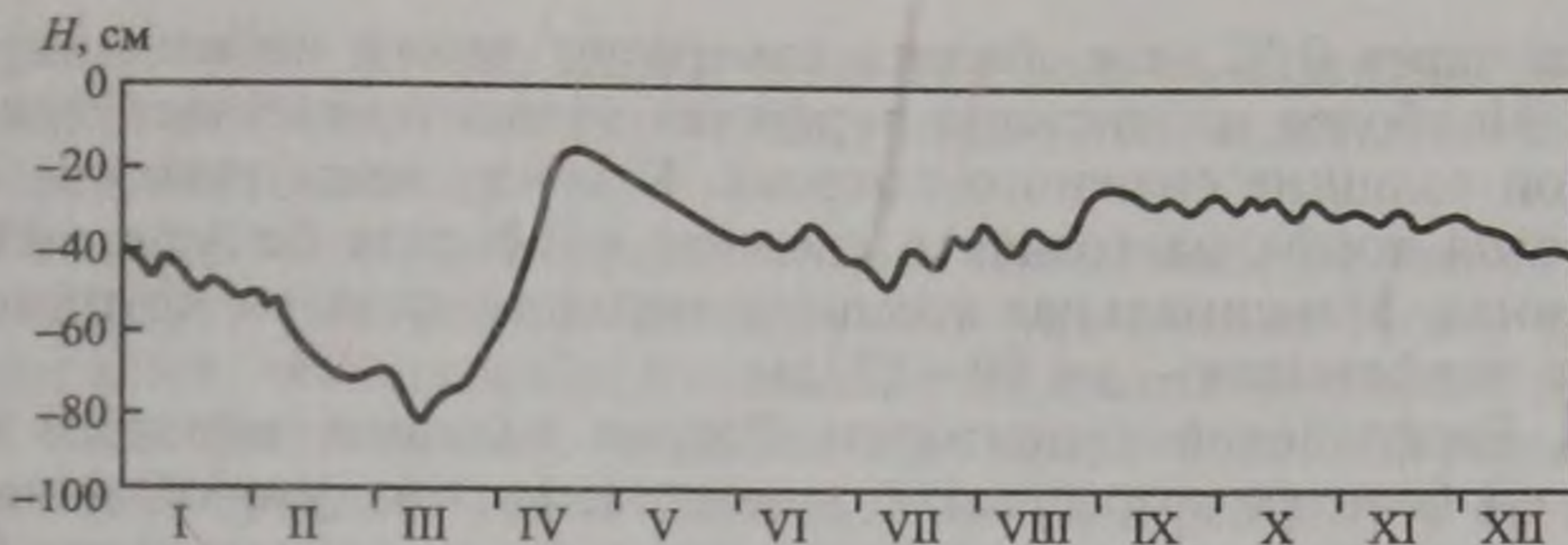


Рис. 9.4. Сезонные колебания уровня грунтовых вод относительно поверхности болота в условиях умеренного климата (по К. Е. Иванову)

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 теплоты 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 0°C , 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 разд. 6.15, может возрасти и тем сильнее, чем больше будет транспирировать культурная растительность, посаженная на осушенных землях. Величина стока тогда может выравниваться или даже уменьшиться по сравнению с его величиной до осушения.

Влияние болот на сезонный сток менее однозначно. Часто считают, что болота, поглощая влагу во время снеготаяния, уменьшают весенний сток, и поэтому осушение болот, улучшая отток талых вод, должно привести к увеличению весеннего стока. Однако необходимо учитывать и противоположную тенденцию: осушенные болота могут иметь лучшую аэрацию грунта, что приводит к увеличению потерь талых вод на инфильтрацию и испарение и к уменьшению весеннего стока. Поэтому осушение болот, как отмечает И. А. Шикломанов, в одних случаях ведет к увеличению, а в других — к уменьшению весеннего стока.

Установлено, что болота в целом не способствуют увеличению меженного стока, как иногда считали раньше. Объясняется это тем, что летом болота испаряют много воды и дают мало поверхностного стока. Кроме того, водоотдача торфа очень низкая, что также не способствует меженному стоку. Зимой болота вообще могут не давать стока в связи с промерзанием деятельного слоя.

Поэтому осушение болот, как правило, выравнивает колебания стока в течение года, иногда существенно увеличивая (по данным И. А. Шикломанова, в 1,5—2 раза) минимальные расходы воды в меженный период.

В некоторых заболоченных районах (например, в Полесье) действительно обнаружено, что меженный сток несколько выше, чем за пределами заболоченного района. Это дало основание некоторым специалистам считать, что болота увеличивают меженный сток. Однако к настоящему времени такие взгляды признаны неверными. Дело в том, что для условий, например, Полесья у заболоченности земель и повышенного меженного стока одна и та же причина: повышенное стояние уровня грунтовых вод, обусловленное гидрогеологическими особенностями района (высоким залеганием водоупоров, широким распространением песчаных грунтов над

водоупорами и др.). По мнению К. Е. Иванова, эти причины и вызвали как заболачивание земель, так и повышенное подземное питание рек, что вовсе не свидетельствует о положительном влиянии самих болот на меженный сток.

Неоднозначные оценки влияния осушения болот на меженный сток иногда проистекают также из-за того, что наблюдениями охватывают речные бассейны разного размера и с разной глубиной эрозионного вреза. На малых водосборах с глубиной осушительного дренажа, соизмеримого с глубиной эрозионного вреза, меженный сток вследствие снижения уровня грунтовых вод после осушения болот может уменьшиться. Но ниже по течению с увеличением площади водосбора и глубины эрозионного вреза меженный сток после осушения болот обычно не только сохраняется прежним, но может и увеличиться.

Важную роль играют болота в формировании химического состава речных вод. Реки, берущие начало из верховых болот, питающихся атмосферными 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 $\frac{3}{4}$ 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, citrusовые (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 геосферами 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 $\frac{1}{800}$ 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.

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)	11 022 (Марианский желоб)	5527 (Гренландское море)	11 022 (Марианский желоб)

Южн
80 м

* Атласы океанов. Термины. Понятия. Справочные таблицы. ГУНИО МО СССР, 1980.

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 — 11 022 м; она была измерена экспедицией на советском научно-исследовательском судне «Витязь» в 1957 г.

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 выделяют 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 межостровные.

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, Японское). Водообмен этих морей с океаном больше, чем у внутренних, а гидрологический режим ближе к режиму прилегающей части океана.

Границами *межостровных 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 Тирренское, Ионическое моря, 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 10 265 м. 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), Тасманово (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.

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	10 038	2468	9174
Охотское	1603	1316	821	3521
Тасманово	3336	10 960	3285	5466
Филиппинское	5726	23 522	4108	10 265
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	14 523	3006	5803
Арафурское	1017	189	186	3680
Красное	460	201	437	3039
Тиморское	432	188	435	3310
<i>Северный Ледовитый океан</i>				
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

* Атласы океанов. Термины. Понятия. Справочные таблицы. ГУНИО МО СССР, 1980.

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 Северную 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 имеющие 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.

[*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 частями устьевых областей рек (см. 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 ложа 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):

подводная окраина материков (22 % площади дна Мирового океана), включающая шельф, или материковую отмель (0—200 м),

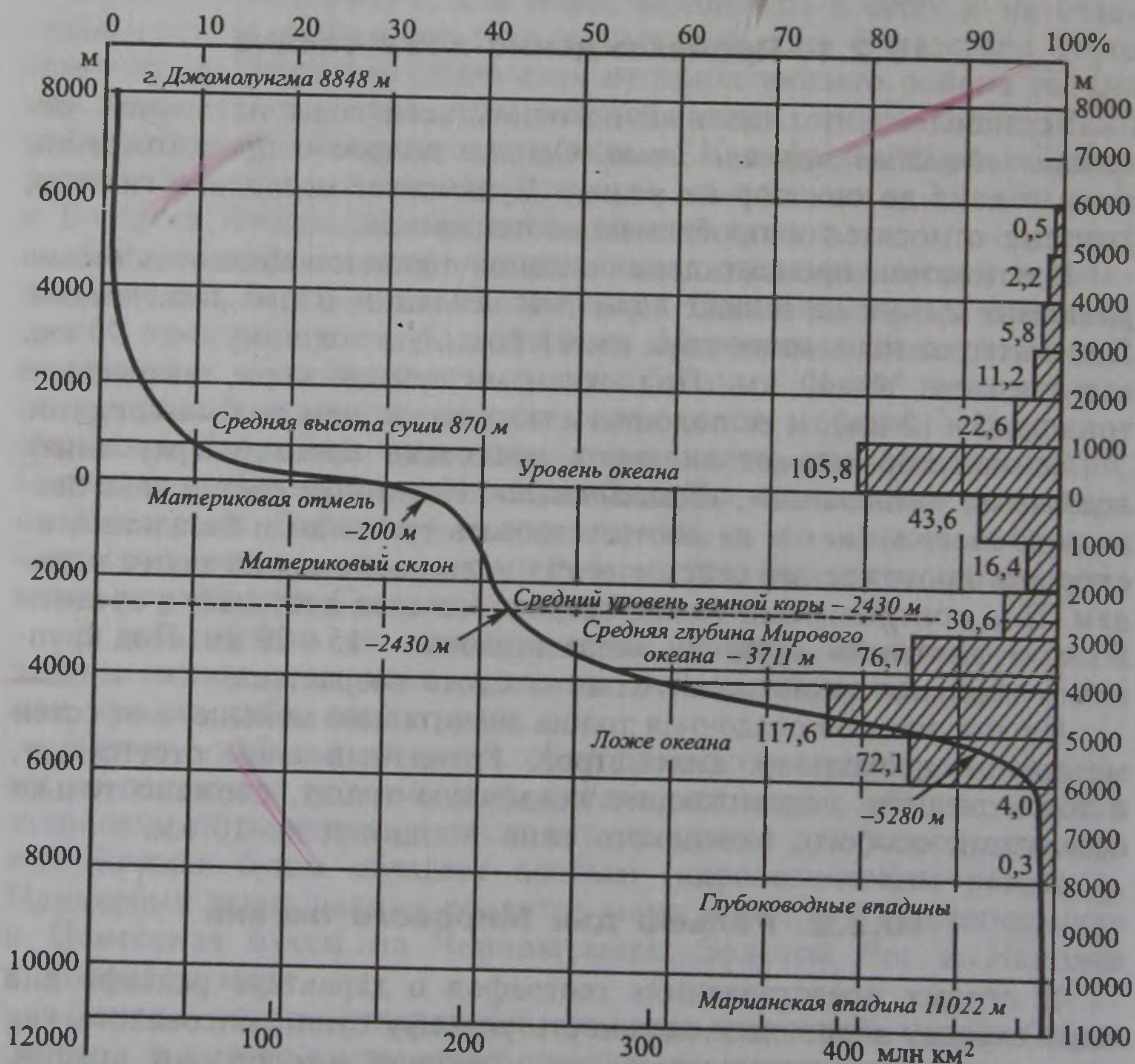


Рис. 10.1. Гипсографическая кривая земного шара (объяснения см. в тексте)

материковый склон (200—2000 м) и материковое подножие (2000—2500 м);

ложе океана (2500—6000 м), занимающее почти всю остальную площадь дна, за исключением особого вида рельефа — океанических желобов;

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. Выделяют 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, 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, бóльшую часть составляют материковый склон и материковое подножие.

Материковый склон распространяется от внешней границы шельфа и иногда до глубин 3500 м. Это 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 «мутьевых», или суспензионных, потоков, «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 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 выделяют 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 60 000 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 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 ближайšie к суше пространства дна — приблизительно одну четверть всей площади дна океанов.

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 формируются из остатков отмерших (в основном планктонных) организмов, живущих в воде, — скелетов, раковин и др.

В состав донных отложений входят также (в небольших количествах) *золотые* (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 — ил (алеврит) и глина (пелит) — течениями могут быть вынесены на большие глубины.

Органогенные отложения на дне океана представлены остатками различных организмов. Наиболее широко распространены известковые и кремниевые отложения. Первые представлены двумя разновидностями: *глобигериновыми* (покрывают около 3 % ложа Мирового океана) и *птероподовыми илами*, вторые — *диатомовыми илами*, свойственными умеренным и полярным широтам, и *радиоляриевыми*, приуроченными к экваториальным широтам.

Вулканогенные отложения связаны с извержениями 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 россыпи 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 связано с характером грунта геоморфологическое строение морского 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 (см. табл. 3.3), общее уравнение среднего многолетнего годового водного баланса Мирового океана может быть записано в виде

$$x + y + w = z, \quad (10.1)$$

где x — осадки на поверхность океана (в среднем 1270 мм в год, или $458\,000 \text{ км}^3$ в год); y — поверхностный сток (124 мм, или

44 700 км³, из них 41 700 км³ приходится на реки, 3000 км³ на «ледниковый» сток Антарктиды и арктических островов); w — подземный сток (6 мм, или 2200 км³); z — испарение с поверхности океана (1400 мм, или 505 000 км³).

Если же рассматривать неустановившиеся условия, т. е. учитывать некоторое небольшое изменение уровня Мирового океана, то уравнение годового водного баланса должно быть записано иначе:

$$x + y + w = z + \Delta u, \quad (10.2)$$

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. 3.1, исследования Р. К. Клиге показали, что в уравнении (10.2) в среднем в XX в. Δu составляет 1,7 мм/год, или 610 км³/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 верхнего слоя океана в XX в. дает скорость прироста его уровня в 0,6—1,0 мм/год. По оценкам Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК-2001), в течение XX в. уровень Мирового океана в среднем повысился на 15 см (см. разд. 3.2), что дало прирост объема его вод на 54,2 тыс. км³, или на 0,004 %.

Атмосферные осадки составляют 90,7 % приходной части водного баланса Мирового океана, а испарение — все 100 % его расходной части. Весьма характерно изменение по широтам соотношения двух главных составляющих уравнения водного баланса океана — осадков и испарения. Оно связано с общими закономерностями распределения на Земле тепла и влаги, которые определяют и закономерное изменение с широтой осадков на поверхность океана и испарение с его поверхности (рис. 10.2).

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 испарением: 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 $x - z > 0$, наблюдается разбавление морской воды пресной, уменьшение ее солености, причем избыток

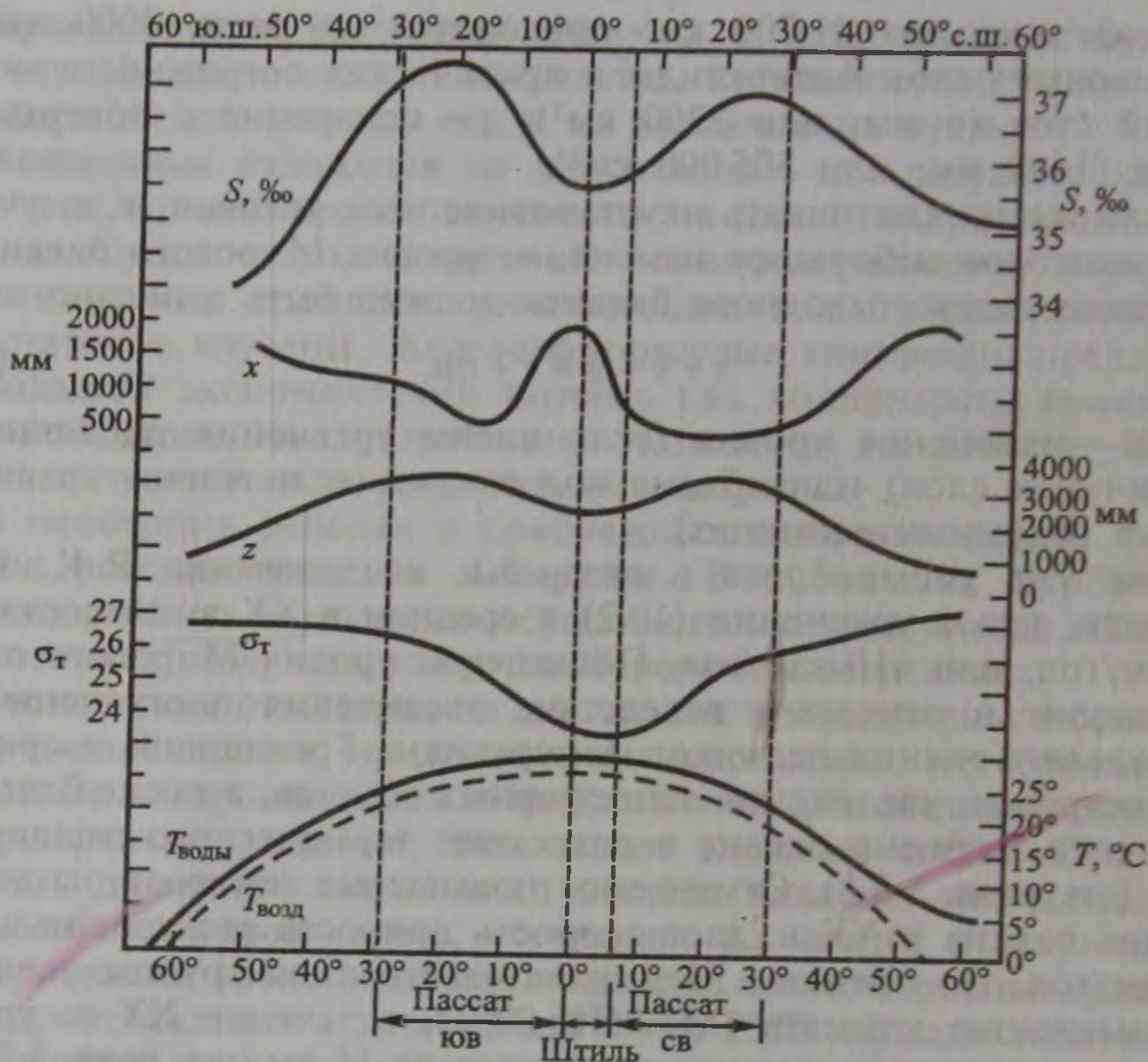


Рис. 10.2. Распределение гидрометеорологических характеристик по широте в Мировом океане

вод должен вызывать отток поверхностных вод из этих районов океана; в зонах, где $x - z < 0$, происходит осолонение вод, убыль вод должна приводить к их компенсации путем 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 сушей участвует 505 тыс. км³ пресной воды. Всего в движение вод между океанами вовлечено воды во много раз больше — около 20 000 тыс. км³ в год.

10.4. СОЛЕВОЙ СОСТАВ И СОЛЕННОСТЬ ВОД ОКЕАНА

Вода — активный растворитель, поэтому в морской воде присутствуют почти все известные на Земле химические элементы. Все растворенные вещества разделяют 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, снесенного 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 °С, и вступает в реакцию с базальтами за 1—1,5 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. Исключение составляют лишь сильно опресненные воды прибрежных районов со значительным речным стоком. Ниже приведены солевой состав морской воды и концентрация различных ионов в воде средней солености (35,16 ‰) по О. А. Алекину и Ю. И. Ляхину (1984):

Содержание солей, % от массы солей

Хлориды (галоиды)		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 °С. 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 ‰ $S ‰ \sim M \cdot 10^{-3}$.

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 ареометром. Прибор позволяет легко определить плотность воды, а затем при помощи таблиц получить значения солености. Этот способ, однако, слишком груб. Он дает погрешность измерения 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 погрешностью до 0,01 ‰. М. Кнудсен еще в 1902 г. получил формулу

$$S ‰ = 0,030 + 1,805 Cl ‰, \quad (10.3)$$

где Cl — хлорность воды. В 1967 г. международным соглашением вместо формулы Кнудсена была принята новая формула, получившая название «международной»: $S ‰ = 1,80655 Cl ‰$. 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 $S = 1,1856 + 1,7950 Cl$, Балтийского — $S = 0,115 + 1,805 Cl$, Азовского — $S = 0,21 + 1,794 Cl$ (S и Cl — в ‰). По той же схеме рассчитаны формулы и для многих озер с соленой и солоноватой водой. Так, для вод Каспийского моря используют формулу $S = 0,140 + 2,360 Cl$.

В связи с переходом в последние годы на электрометрический метод измерения солености была принята новая формулировка

понятия солёности 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 температуре 15°C и $p_{\text{атм}}$, $C_{35\text{‰}, 15^\circ}$ — электропроводность пробы морской воды при температуре 15°C и солёности 35‰ . Вместо природной воды в знаменателе выражения для R_{15} стали использовать раствор хлористого калия KCl, была введена Шкала практической солёности 1978 г. При массовой доле $\text{KCl} = 32,4 \cdot 10^{-3}$, $T = 15^\circ\text{C}$ и атмосферном давлении $R_{15} = 1$, а практическая солёность при этом равна $35,00\text{‰}$, или 35 единиц практической солёности.

10.4.3. Распределение солёности в Мировом океане

Распределение солёности воды на поверхности океана. В целом оно находится в полном согласии с распределением составляющих водного баланса океана — с осадками и испарением (см. рис. 10.2, рис. 10.3).

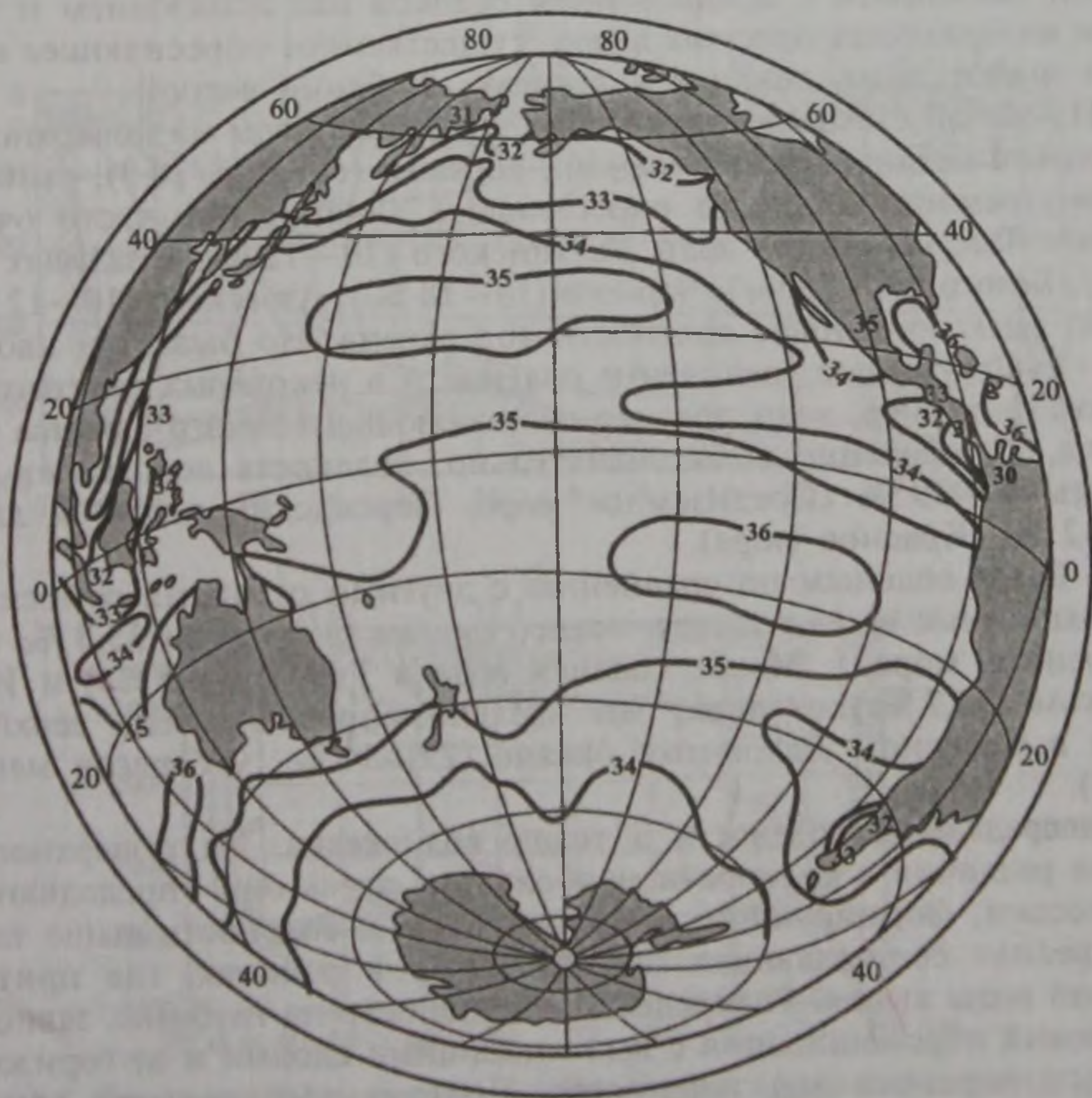


Рис. 10.3. Солёность (‰) на поверхности Мирового океана (средняя годовая)

Зональные закономерности в распределении солености на поверхности океана показывают средние годовые карты изолиний равной солености — *изогалин* (рис. 10.3). По картам видна общая картина уменьшения солености в направлении к высоким широтам, связанная с увеличением в этом направлении разницы $x-z$ и материкового стока, и понижения солености воды (до 34—35 ‰) непосредственно в экваториальной зоне, обусловленная резким повышением количества осадков и несколько пониженными значениями испарения (зона штилей и повышенной влажности воздуха). Выделяют 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



Продолжение рис. 10.3

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 (см. рис. 10.3), выпадают внутренние моря, где опресняющее влияние рек часто очень велико. Так, соленость воды Балтийского (10—12 ‰, в заливах 2—6 ‰), Белого (24—30 ‰), Черного (16—18 ‰), Азовского (10—12 ‰) морей 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 от горизонтального переноса 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

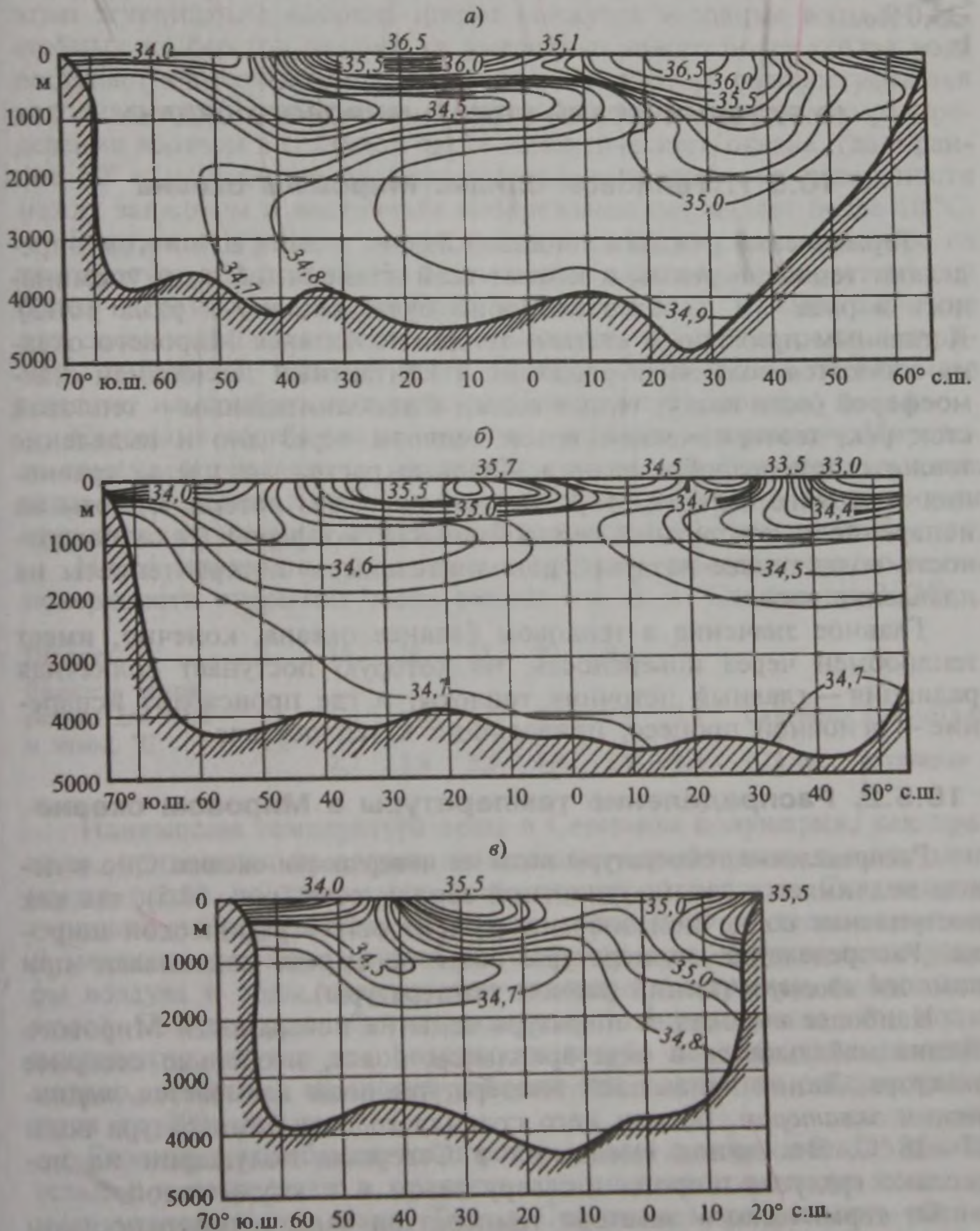


Рис. 10.4. Соленость (‰) на меридиональных разрезах в океанах Атлантическом (а), Тихом (б), Индийском (в)

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 ‰.

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 разд. 3.3 и более подробно будет сказано в разд. 10.15). К главным приходным статьям теплового баланса Мирового океана относятся 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).

Наиболее высокая температура воды на поверхности Мирового океана наблюдается в экваториальном поясе, несколько севернее экватора. Линия наивысшей температуры воды называется *термическим экватором*. Вблизи него средняя годовая температура воды 27—28 °С. Эта линия смещается в Северном полушарии на несколько градусов широты к северу летом и к югу — зимой.

От термического экватора температура воды в поверхностном слое океана понижается в направлении полюсов до -1,0—1,8 °С. (Известно, что морская вода замерзает при отрицательной темпе-

ратуре.) У берегов в заливах температура воды летом может повышаться до 30—32 °С.

Общее зональное распределение температуры (так же как и распределение солености 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 средних годовых температур на поверхности между западным и восточным побережьями составляет более 10 °С.

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 приурочены к умеренным широтам, от которых к экватору и к полюсам они уменьшаются.

Ниже приведены сезонные колебания температуры воды на поверхности открытой части океана (по В. Н. Степанову, 1974):

Широта, °	0	10	20	30	40	50	60	
Разность температуры для лета и зимы, °С	1,6	1,4	3,5	6,0	8,9	7,6	5,7	Северное полушарие
		2,7	3,8	5,5	4,4	2,9	2,2	Южное полушарие

Наивысшая температура воды в Северном полушарии, как правило, приходится на август, наинизшая — 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 температур 10—14 °С, в Балтийском и Черном морях — 14—20 °С, в Азовском — 25—28 °С.



Рис. 10.5. Температура ($^{\circ}\text{C}$) на поверхности Мирового океана в августе

Суточные колебания температуры, вызываемые суточным ходом составляющих теплового баланса, наблюдаются лишь в самом верхнем слое воды и редко превышают $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$ в тропиках, а в полярных районах еще меньше.

Наивысшая средняя годовая температура воды в поверхностном слое Мирового океана около 30°C , наинизшая — минус $1,9^{\circ}\text{C}$ (во льдах).

Существенное влияние на температуру поверхности воды океана оказывают сгонно-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 называ-



Продолжение рис. 10.5

ется апвеллингом (от 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, Куро-сио — в Тихом, Шпицбергена — в Северном Ледовитом. Аномалии имеют относительные, а не абсолютные значения. Так, теплая аномалия у Шпицбергена (около 80° с. ш.) имеет температуру 3 °С, а холодная у берегов Перу (около 5° ю. ш.) — 22—24 °С.

В Тихом океане средняя годовая температура воды на поверхности 19,4 °С, в Индийском — 17,3, в Атлантическом — 16,5, а в Северном Ледовитом — минус 0,8 °С. Средняя годовая температура поверхности Мирового океана 17,5 °С, что на три градуса выше, чем средняя температура воздуха на планете (14,5 °С). 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 солёности 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.

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 *

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

* По В. Н. Степанову, 1983.

Сезонные колебания температуры охватывают лишь тонкий поверхностный слой (обычно не более 200—400 м). Ниже располагаются относительно холодные воды с температурой от -1 до +2 °С. Между верхним слоем перемешивания с наиболее высокой температурой и глубинной холодной водой лежит *слой скачка темпера-*

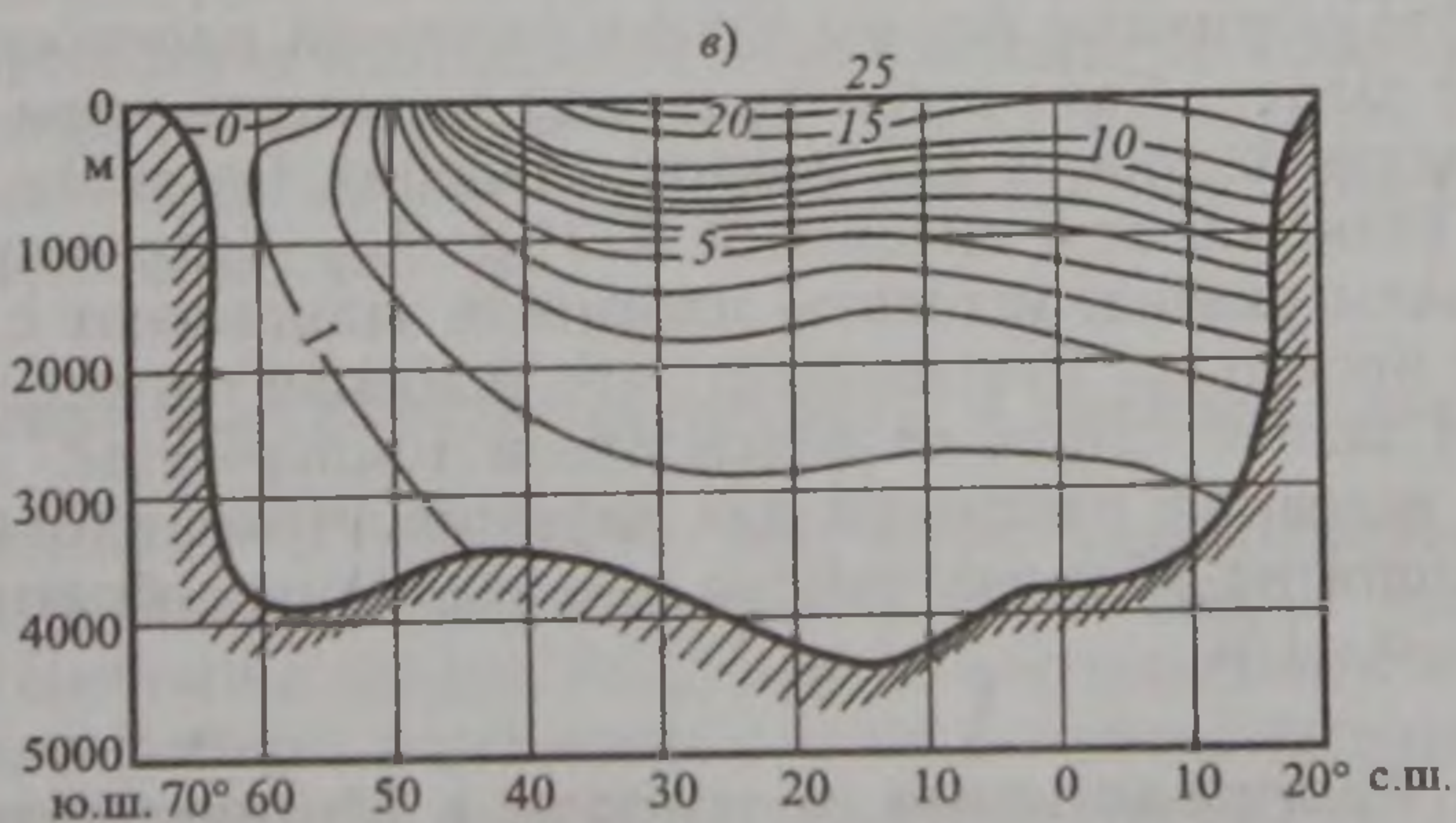
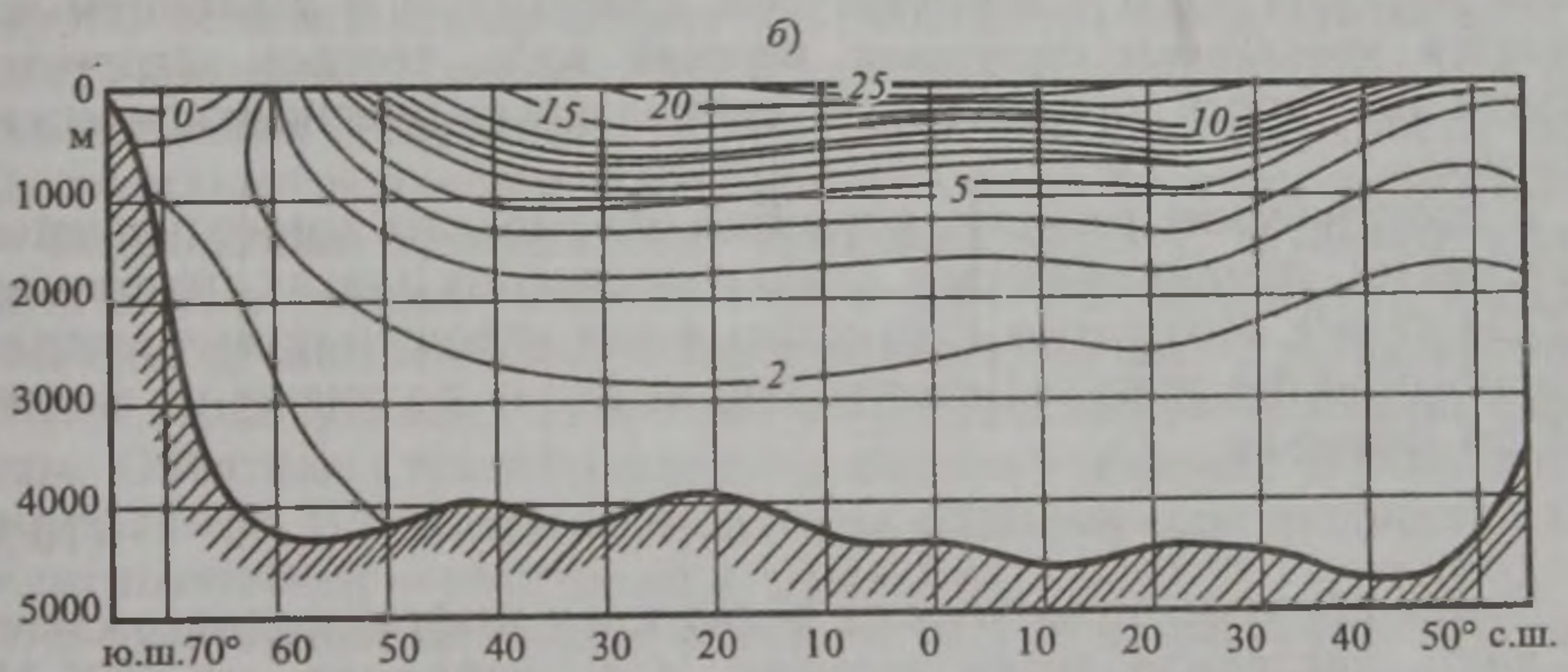
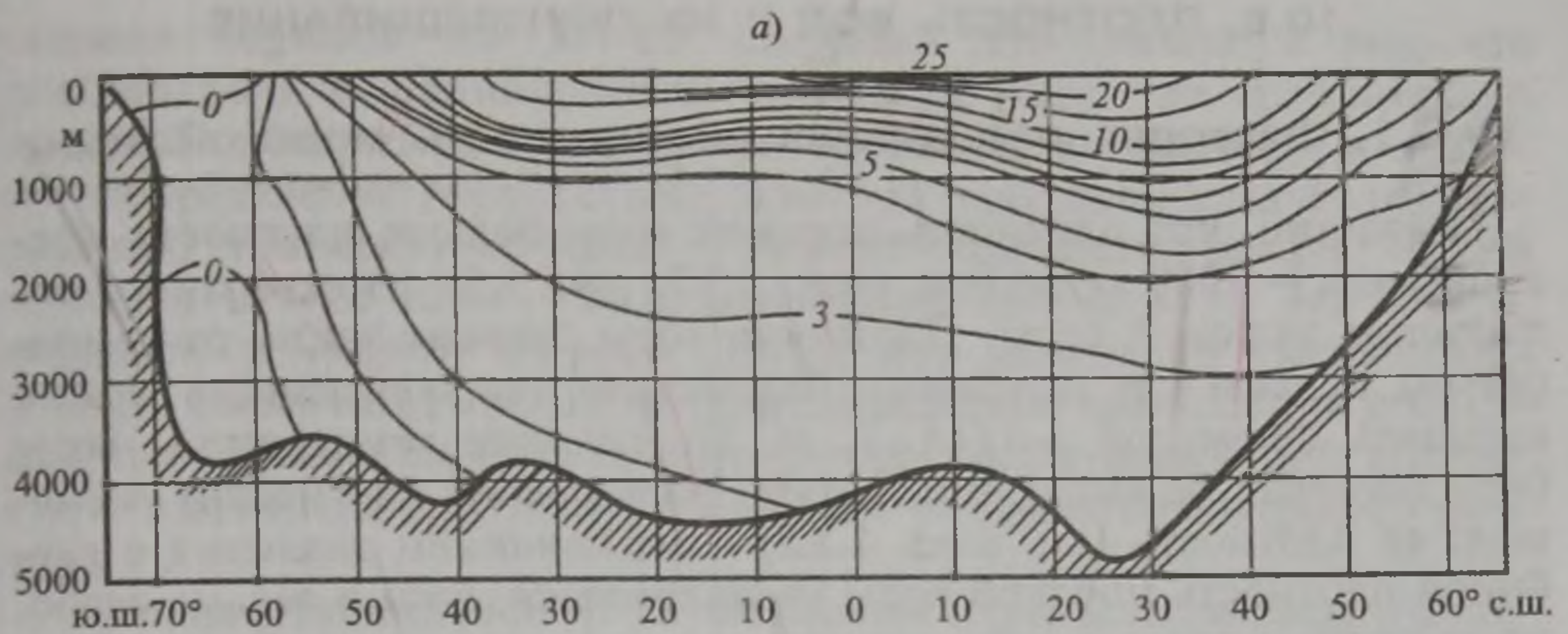


Рис. 10.6. Температура ($^{\circ}\text{C}$) на меридиональных разрезах в океанах Атлантическом (а), Тихом (б), Индийском (в)

туры, слой с наибольшими вертикальными градиентами. Слой скачка создаются преимущественно сезонным летним прогревом поверхностного слоя. Слой наибольших градиентов температуры называют *главным термоклином*.

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 ее плотность (см. 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, $1026,34 \text{ кг/м}^3$). Поэтому в океанологии для упрощения вычислений введено понятие *условной плотности*, которую получают из истинной по формуле

$$\sigma_T = \rho - 1000 \quad \text{или} \quad \sigma_T = (\rho - 1) \cdot 10^3. \quad (10.5)$$

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 используют 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 (см. рис. 10.2 и 10.5).

Наиболее общие закономерности распределения плотности воды на поверхности следующие: плотность увеличивается от экватора в

сторону полюсов (до $50-60^\circ$ 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 $22-23 \text{ кг/м}^3$, увеличивается до $26-27 \text{ кг/м}^3$ на $50-60^\circ$ северной и южной широты. Плотность несколько уменьшается в более высоких северных широтах вследствие уменьшения солёности, поскольку при низких температурах вклад изменений солёности 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 $100-200 \text{ м}$. 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, солёностью 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 ($d\rho/dz$). 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:

в поверхностном слое океана — волновое (или ветровое) перемешивание, формирующее верхний почти однородный слой воды, на нижней границе которого лежит слой скачка; 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 теплоты, либо солей, либо того и другого в слое, изменившем плотность. Такое изменение происходит в поверхностном слое при охлаждении (если вода солоноватая, то лишь при температуре выше температуры наибольшей плотности), при испарении и замерзании (так как при этом вода осолоняется). Наиболее интенсивно плотностное перемешивание идет при осенне-зимнем выхолаживании, когда развивается процесс зимней вертикальной циркуляции.

В тропических районах океанов увеличение плотности верхнего слоя происходит вследствие роста солености при большом испарении. На некоторых участках дна океана может происходить подогрев придонных вод за счет внутренней теплоты Земли или радиоактивных процессов. Тогда придонная вода может всплывать, выравнивая океанологические характеристики в самых нижних слоях океана.

Толщина слоев, захваченных перемешиванием, может быть весьма различной: волновое (ветровое) движение перемешивает слой от 10—15 м в морях до 30—50 м в океанах, приливное — слой в десятки и сотни метров. Зимняя вертикальная циркуляция захватывает обычно десятки метров, но в однородных водах (с малой устойчивостью) — тысячи метров, как, например, в Гренландском и Средиземном морях. Обратное (снизу вверх) плотностное перемешивание изучено еще слабо, но можно предполагать, что в океанических желобах это перемешивание захватывает слои в тысячи метров.

Интенсивность процессов перемешивания оценивается коэффициентом турбулентного обмена. Значения коэффициентов турбулентного обмена значительно больше коэффициентов молекулярного обмена и весьма различны, так как зависят от очень многих условий.

С плотностью связаны некоторые важные особенности ее изменений и, прежде всего, явление *уплотнения при смешении*. Такое уплотнение свойственно даже пресной воде. Действительно, если смешать две равные массы пресной воды — одну при 0, а другую при 8 °С, имеющих одинаковую плотность 999,87 кг/м³, то получим смесь температурой 4 °С 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 достигает почти 11 млн км² (апрель), в Антарктике — почти 20 млн км² (сентябрь). Кроме того, в большей или меньшей степени, на более или менее длительный срок — недели, месяцы — льдом покрываются многие моря (Гренландское, Баффина и др.) и участки океанов (район 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 — на Черном. При этом в мягкие зимы могут оставаться свободными от 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 соленостью $> 24,7\%$ точка замерзания лежит выше точки наибольшей плотности, 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 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 светло-серого, 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 (2,1—2,6 Вт/(м·°С)).

Ледяной покров служит как бы «одеялом» для моря, которое сильно уменьшает теплоотдачу в атмосферу. Скорость нарастания толщины льда может быть вычислена по эмпирической формуле Н. Н. Зубова, которую он получил из наблюдений в Арктике:

$$h_n^2 + 50h_n - 8\Sigma(-T) = 0, \quad (10.7)$$

где h_n — толщина льда, см; $\Sigma(-T)$ — число градусо-дней мороза, или сумма средних суточных отрицательных температур воздуха за время расчета. Формула показывает, что наибольшая толщина, до которой

может замерзнуть лед за одну зиму в условиях арктических морей, 2 м. 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 *годового*, который образуется только за одну зиму. Многолетний плавучий лед, занимающий открытые пространства Северного Ледовитого океана, называется *арктическим паком* или просто *паком*, 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 замерзания новых масс льда, но и путем торошения, т. е. образования нагромождений обломков льдин в виде гряд или холмов, которые называются *торосами*. Могут образоваться ледяные сооружения толщиной 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 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. Размер ячеек обычно невелик — 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°C — 144 ‰, а при -20°C — 237 ‰. При изменении температуры льда изменяется и соленость рассола: при понижении температуры соленость в ячейке растет вследствие вымерзания воды из рассола, при повышении — уменьшается вытаяванием 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 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 зависит от его средней солености и температуры. При низкой температуре теплоемкость морского льда приближается

к 2,2 кДж/(кг·°С), а вблизи температуры замерзания сильно возрастает: при температуре -2°C и солености 4 ‰ она равна 19,4, а при солености 10 ‰ — 44,5 кДж/(кг·°С). Такие большие значения теплоемкости имеют весьма существенное значение при расчетах теплового баланса.

Плотность чистого морского льда меньше плотности воды и равна приблизительно 900 кг/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 отдельных 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, м; z — ее осадка (толщина подводной части), м; $\rho_{\text{в}}$ — плотность воды, кг/м^3 . 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/м^3 это отношение равно 7,0.

Механические свойства морского льда также зависят от его структуры и температуры. Так, его твердость по шкале для минералов определяют при температуре 0°C в 1,5 балла (твердость льда находится между твердостью талька и каменной соли), а при -40°C — около 4 баллов (как у плавикового шпата).

10.7.3. Движение льдов

Почти все льды в море находятся в постоянном движении и называются плавучими, 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. $V_{\text{л}} = 0,02 W$, где $V_{\text{л}}$ и W — скорости льда и ветра соответственно. При этом лед движется не по направлению ветра, а отклоняется от него на 30° вправо в 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, *полюны*. 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 уплывать от места «рождения»: они наблюдались далеко за пределами антарктических вод, на $50-40^\circ$ и даже 30° ю. ш. Зарегистрированы айсберги длиной от десятков километров до $150-160$ км и высотой над уровнем моря до $40-50$ и даже 90 м. Об общем количестве айсбергов судить трудно, но в виде примера можно привести такие данные: за десять лет наблюдений ($1958-1967$) в некоторых одноградусных квадратах (1° по широте и долготе) отмечено до двухсот айсбергов, т. е. в среднем по 20 в год. Всего в секторе океана между 10 и 100° в. д. за эти 10 лет наблюдалось 33 500 айсбергов.

10.8. ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ

Об особенностях поведения света в воде было сказано в гл. 1 (см. разд. 1.3.4). Оптические характеристики вод океана многообразны: освещенность, яркость света, коэффициенты рассеяния, поглощения, ослабления, преломления и т. п. Однако все эти подробности имеют существенное значение при специальных исследованиях. Для общей характеристики пользуются лишь оценкой цвета и прозрачности вод.

Цвет 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 этот состоит в использовании эталонной стандартной *шкалы цветности*. Цвета синие присущи открытым водам океанов и глубоких морей, зеленые оттенки имеют воды шельфа, большинства морей и 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 рассея-

ния, поглощения и ослабления света. Для этого нужна, как и для оценки цвета, очень сложная аппаратура. Поэтому обычно пользуются определением лишь относительной прозрачности: это глубина (в метрах) 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, 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, занимает верхние 100—150 м. Именно в нем могут существовать зеленые водоросли. Второй ярус — *полусветовой* (от 150 до 500 м), в котором 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 *звукопроводности*. 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 $T = 0^\circ\text{C}$, $S = 35\text{‰}$ 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, солёности 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°C) и на 35 м/с в теплой (выше 25°C). Изменение солёности влияет слабо — повышение солёности 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.

Всем типам кривой вертикального распределения скорости звука свойственна одна особенность: сосредоточение звуковых лучей

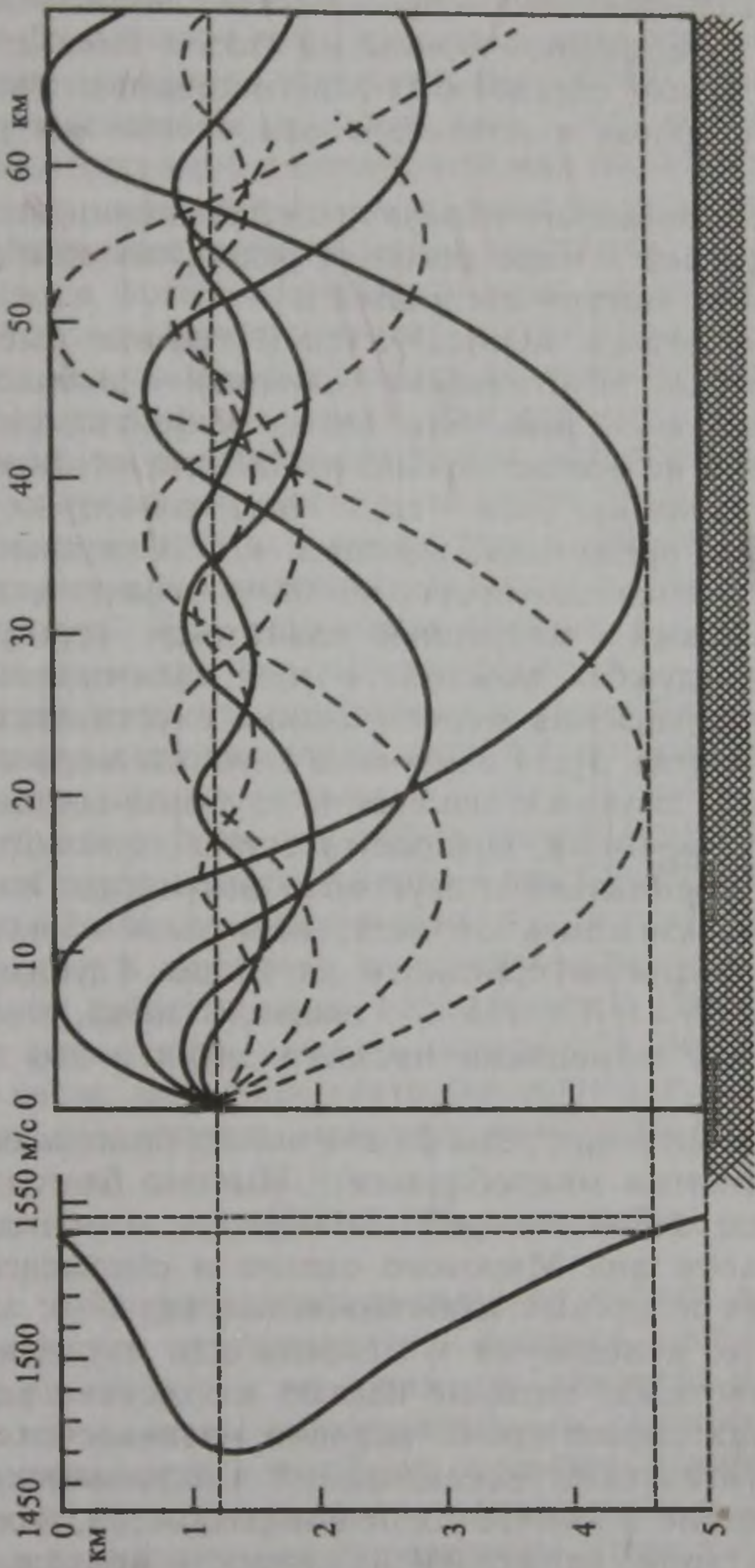


Рис. 10.7. Схема формирования подводного звукового канала (траектории звуковых лучей). Слева — вертикальное распределение (профиль) скорости звука

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 дальнейшее 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 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 с помощью 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 $H = 1/2 Ct$, 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 издают 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 — одна 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 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:

$$r_z = r_0 e^{-\frac{2\pi z}{\lambda}}, \quad (10.10)$$

где r_z и r_0 — радиусы орбит на горизонте z и на поверхности, м; λ — длина волны, м. Из формулы следует, что на горизонте z , равном

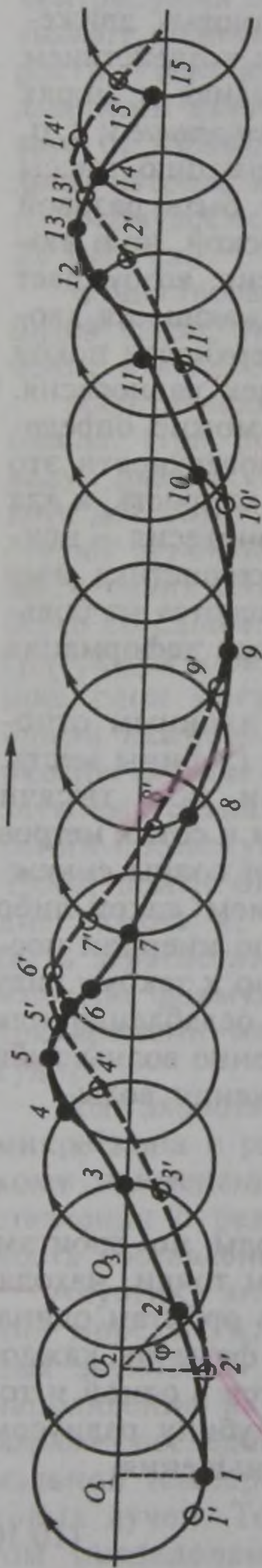


Рис. 10.8. Профиль поверхности трохоидальной волны (зыби): сплошная линия — профиль волны в начальный момент времени, пунктир — тот же профиль, сместившийся в направлении распространения волны (показано стрелкой); цифры без штриха — номера частиц на орбитах в начальный момент, цифры со штрихом — те же частицы на новом положении профиля волны

длине волны, радиус орбиты равен всего двум тысячным от радиуса на поверхности, а на горизонте $\lambda/2$ — 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*.

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 трохоиды 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

$$h_z = h_0 e^{-\frac{2\pi z}{\lambda}}, \quad (10.14)$$

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:

$$u_z = u_0 e^{-\frac{2\pi z}{\lambda}}, \quad (10.15)$$

Из этих формул может быть получена и *энергия волны*. Полную волновую энергию, заключенную 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, определяют 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, имеющем скорость 1 м/с, образуются маленькие волны высотой, измеряемой в миллиметрах, и длиной — 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 объединению их 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 *барашика*. 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.

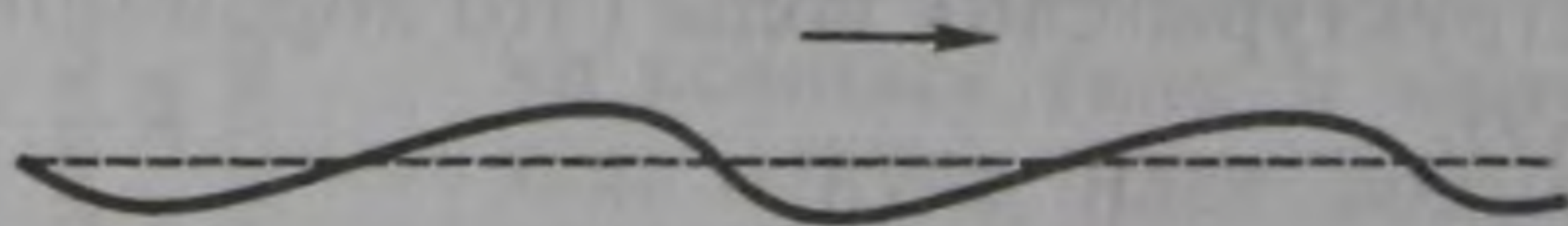


Рис. 10.10. Профиль поверхности ветровой волны. Стрелка показывает направление ветра и распространения волны

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 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 «ревушие 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 островов и в экваториальной части Атлантического океана. Отмечались также гигантские волны у южных берегов Африки, ставшие причиной катастроф нескольких судов, «волны-убийцы», единичные волны высотой больше 20 м. Однако в 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.

Измерение элементов волн связано с 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 погрешностью 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 для качественной оценки размеров волнения в баллах до сих пор широко пользуются и приближенными приемами (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

* 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: меняются ее профиль (рис. 10.11) и направление движения волнового луча.

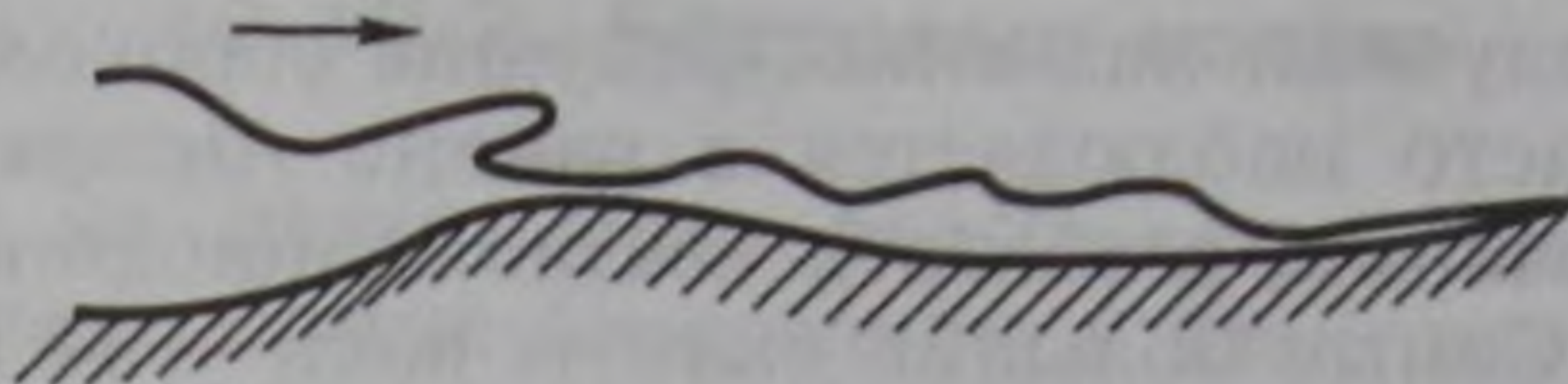


Рис. 10.11. Деформация профиля волны у отмелого берега

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 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.

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 (см. форму-

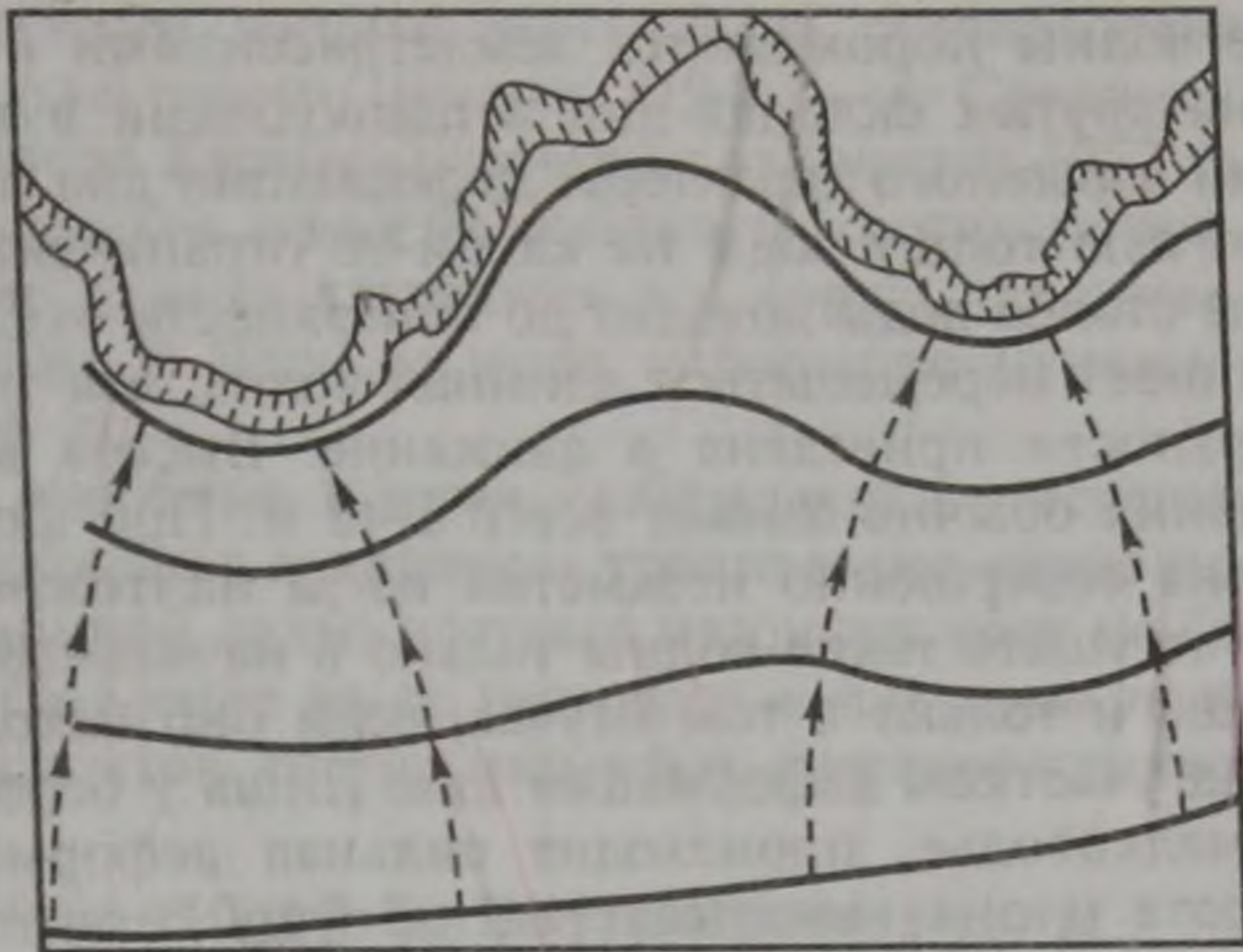


Рис. 10.12. Рефракция волн у берега. Фронт волны (сплошная линия) и волновые лучи (пунктир)

лу (10.11)), а от глубины места: согласно формуле Лагранжа — Эри, 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 сложное волновое поле (рис. 10.12). Искривляются не только фронт волны, но и волновой луч, поэтому создается сложная 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.).

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. Такие волны 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. Так, в Японии из 99 цунами только 17, на Гавайских островах из 49 — 5, на Камчатке из 16 — 4 были катастрофическими. Катастрофические цунами приводят к ужасным бедствиям. Например, при цунами 1703 г. в Японии погибло около 100 тыс. человек, от цунами после взрыва вулкана Кракатау в Зондском проливе (1883) погибло около 40 тыс. человек. Катастрофическое цунами произошло 26 декабря 2004 г. в Индийском океане. Причиной его было сильнейшее за последние 40 лет землетрясение у берегов о. Суматра. Волны высотой 10—15 м нанесли огромный урон на побережьях Индонезии, Шри-Ланки, Индии, Таиланда. Погибло более 280 тыс. человек.

Большая опасность цунами привела к необходимости организации специальной службы предупреждения цунами. Она включает несколько звеньев. Прежде всего, это звено сейсмическое: на станциях установлены специальные сейсмографы, улавливающие только цунамиопасные землетрясения. Следующее звено — гидрологическое, имеет приборы, регистрирующие ход уровня моря. По этим данным дежурный наблюдатель службы цунами оценивает вероятность появления цунами и сообщает об этом третьему звену — административным органам, которые в случае необходимости оповещают население соответствующим предупреждением. Заранее разрабатываются система эвакуации людей и меры предосторожности.

Служба цунами раньше всего была организована в Японии, затем после Алеутского цунами (1946) — в Соединенных Штатах Америки, а после Курило-Камчатского цунами 1952 г. — и в нашей стране. Эти службы помогли избежать многих потерь.

Небольшие цунами случаются и в морях, например в Средиземном море. Даже в Черном море небольшие цунами наблюдались в 1927 и 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 слой 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 воде 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 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 воды, 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 — *величиной прилива*. Нередко в литературе величину прилива обозначают термином «амплитуда», которым пользовались прежде. Однако термин «амплитуда» имеет точное физическое определение — 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 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. разд. 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;

Кульминация Луны (B) Кульминация Луны (H) Кульминация Луны (E)

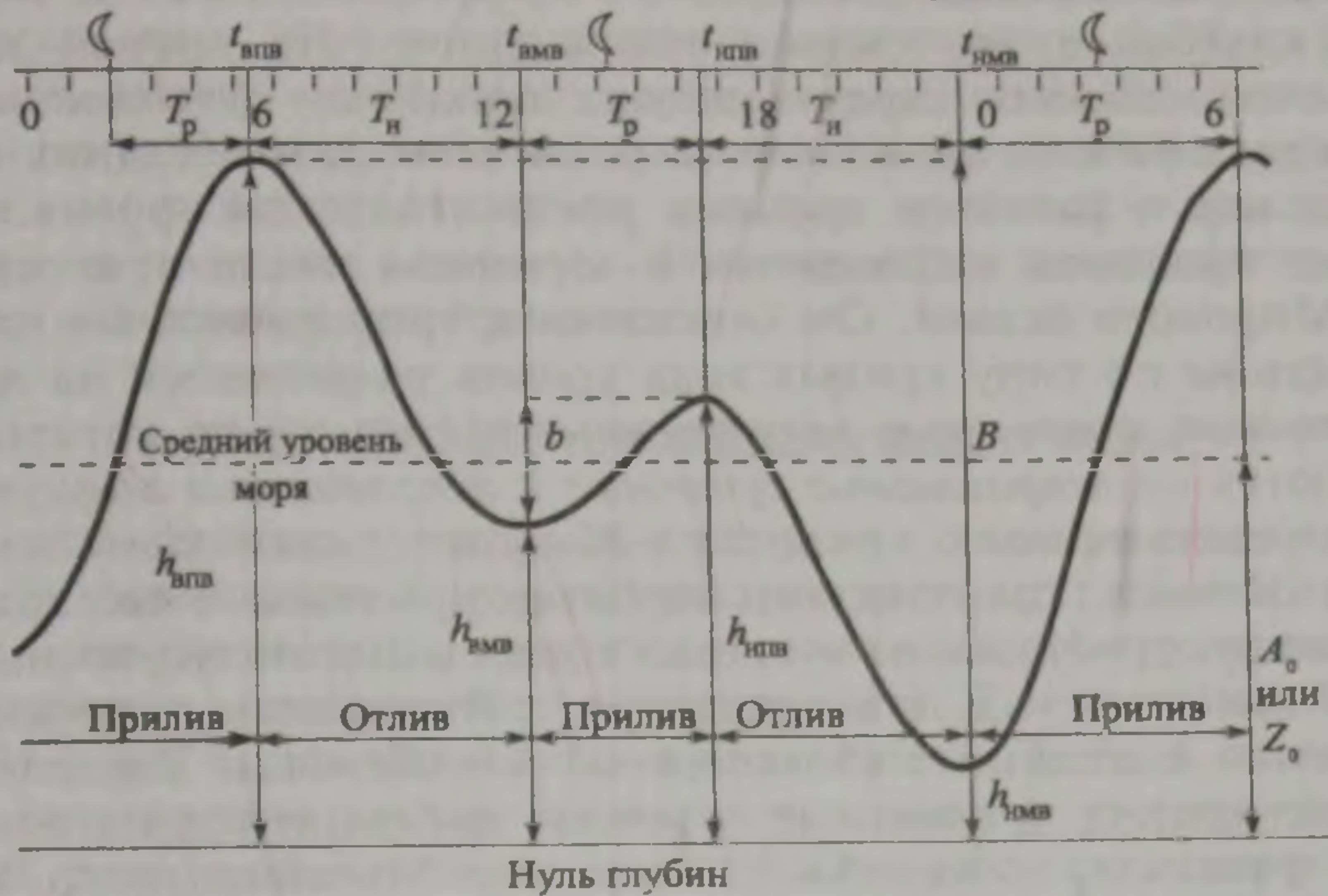


Рис. 10.13. Изменение уровня моря во время прилива (обозначения см. в тексте)

A_0 или Z_0 — высота среднего уровня над нулем глубин;
 $B = h_{впв} - h_{нпв}$ — большая величина прилива за сутки;
 $b = h_{нпв} - h_{вмв}$ — малая величина прилива за сутки;
 $t_{впв}$ — время наступления высокой полной воды;
 $t_{нпв}$ — время наступления низкой полной воды;
 $t_{вмв}$ — время наступления высокой малой воды;
 $t_{нмв}$ — время наступления низкой малой воды;
 $T_p = t_{пв} - t_{мв}$ — время роста уровня от малой воды до полной;
 $T_n = t_{мв} - t_{пв}$ — время падения уровня от полной воды до малой;
 τ — период прилива, время между моментами двух соседних высоких полных вод;

T_n — лунный промежуток, время между моментом верхней кульминации Луны на меридиане пункта наблюдений и моментом наступления полной воды.

График построен без масштаба шкалы; ось ординат показывает высоту стояния уровня в единицах длины — обычно в 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. разд. 10.11.2).

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 *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 встречаются смешанные (большая часть побережья Тихого океана и Антарктиды), а правильные суточные наблюдаются на очень немногих участках побережья (побережья Мексиканского залива, Охотского моря).

Суточное неравенство приливов вызвано изменением склонения Луны и Солнца, связанным с наклоном земной оси к эклиптике, поэтому оно изменяется по величине в зависимости от изменений склонения Луны и Солнца.

Другое неравенство приливов, называемое *полумесячным*, или *фазовым* (связано с фазами Луны), вызвано тем, что приливы создаются не только Луной, но и Солнцем, и приливообразующие силы их, накладываясь одна на другую, могут либо складываться и увеличивать отклонение уровня, либо вычитаться, уменьшая его. 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 большой величины и квадратурные приливы малой величины. 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: $F = kMm/r^2$, где M и m — массы взаимно притягивающихся тел; k — гравитационная постоянная; r — расстояние между телами. Для системы Земля — Луна M — это масса Земли E , кг; m — масса Луны L , кг, 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 $0,73R$ 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 kL/D^2 , значит, центробежная сила равна $-kL/D^2$, и ее величина одинакова для всех точек Земли 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 kL/d^2 , где d — расстояние между точкой поверхности Земли и центром Луны. Эта величина заключена в пределах $D + R \geq d \geq D - R$. Приливообразующая сила представляет собой равнодействующую между силой притяжения частицы к Луне и центробежной силой вращения системы Земля — Луна. Приливообразующая сила

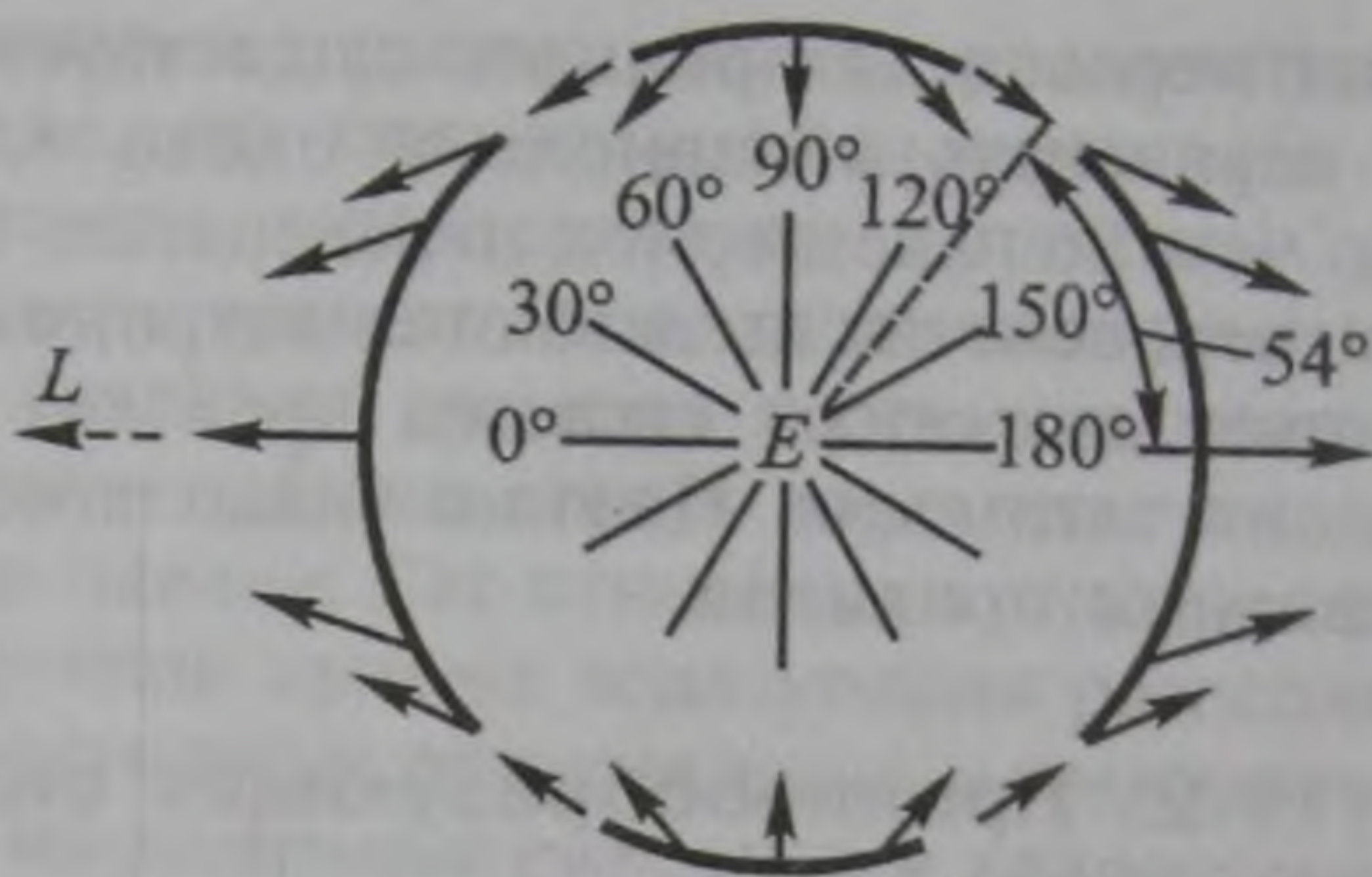


Рис. 10.14. Схема распределения приливообразующей силы на меридиональном сечении поверхности Земли

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 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.

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 и в противоположную сторону. 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 $23,5^\circ\text{S}$ до $23,5^\circ\text{N}$, то большая ось эллипсоида переменна наклонена к плоскости экватора. Это и создает *суточное неравенство приливов*.

Статическая теория позволяет вычислить и высоты приливов над средним уровнем h по формуле

$$h = \frac{3}{2} \cdot \frac{L}{E} \cdot \frac{R^4}{D^3} \cdot \left(\cos^2 Z - \frac{1}{3} \right), \quad (10.18)$$

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, наинизшее 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 (полумесечное) 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 значений. 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, м; H — его глубина, м; B — величина прилива, м.

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 меньшие 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 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 вдоль побережья (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.

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, с; q — угловая скорость волны, с^{-1} ; R — амплитуда элементарной гармонической волны, м; 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 деления 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; 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 астроно-

мических 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 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.

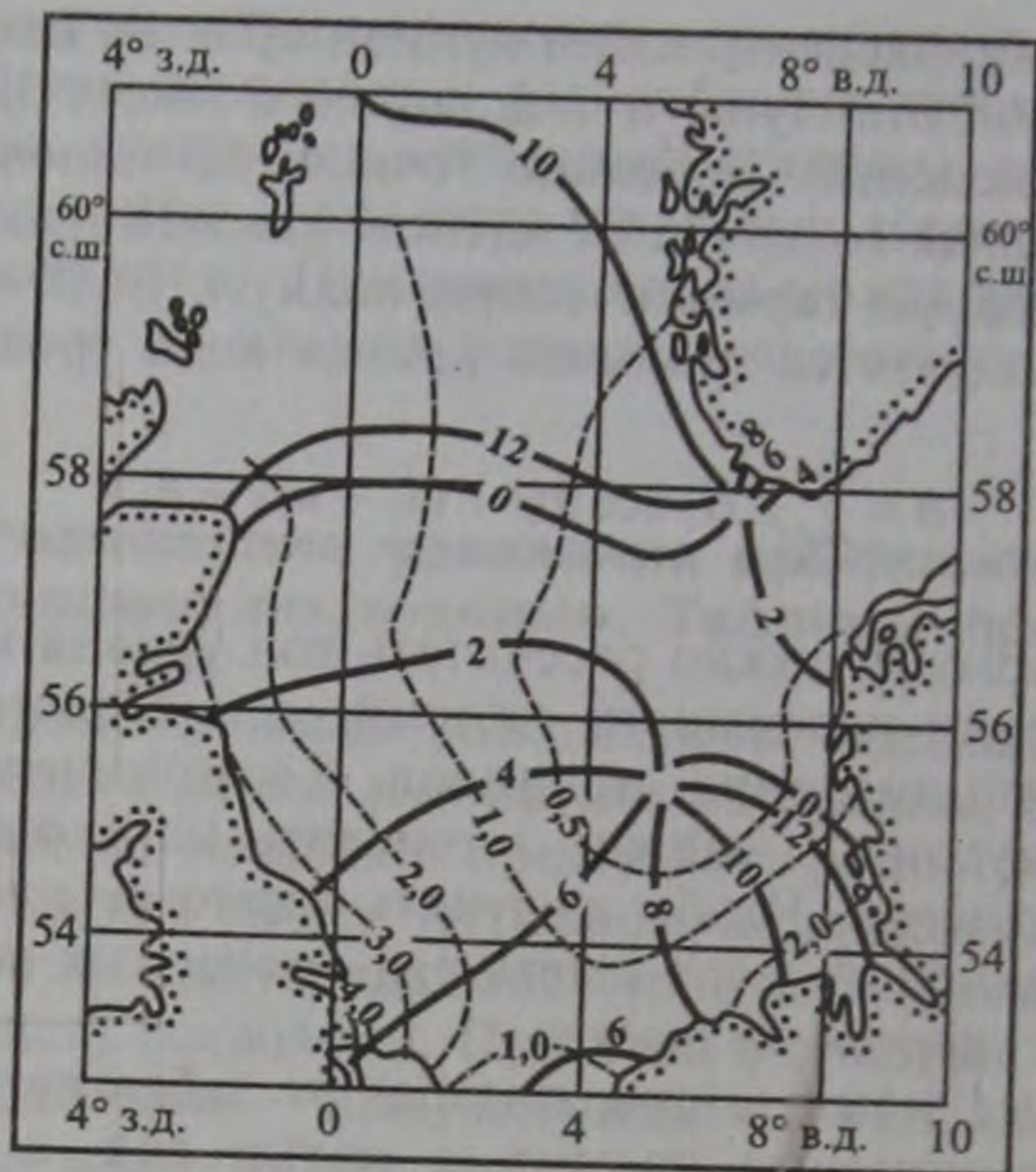


Рис. 10.15. Котидальная карта Северного моря. Сплошные линии — котидали через 2 ч, пунктир — величина (м) прилива (по Г. Дитриху)

На рис. 10.15 дана котидальная карта Северного моря, обеспеченная данными наблюдений, поэтому она хорошо отражает явление приливов. Оказалось, что в Северном море есть две *амфидромические точки* — одна к западу от Ютландии, другая у берегов Скандинавии. Эти точки — некие 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.

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

котидажных карт. Возникнув в одном районе, она входит в другой, в котором может вызывать приливные колебания уже без прямого влияния приливообразующей силы. Такой прилив носит название индуцированного. Именно индуцированный прилив существует, например, в Белом море, небольшом по размерам.

В большом водоеме могут возникнуть приливные колебания под непосредственным действием приливообразующей силы, т. е. собственный прилив. В этом случае поверхность воды успевает принять положение, перпендикулярное к равнодействующей сил тяжести и приливообразующей. Так как последняя периодически изменяется, так же периодически будет изменяться и положение поверхности водоема, отмечаемой по берегам колебаниями уровня приливного характера, но уже в виде не поступательной волны, а стоячей.

Примером собственного прилива может служить прилив в Черном море. Длина моря (около 1000 км) достаточно велика для проявления действия приливообразующей силы и в то же время недостаточна, чтобы считать значение этой силы на акватории моря одинаковой. Следовательно, уровень моря в каждый данный момент находится в равновесии, а вся масса воды — в колебательном движении. Такого рода колебания, как и для озер (см. разд. 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, м; H — его глубина, м.

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 воду моря в движение, 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 системы 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, уравнивающие одна другую: силу трения, вызванного ветром на поверхности, и силу Кориолиса.

Задача была поставлена Ф. Нансенем, который во время экспедиции на «Фраме» (1893—1896) 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 (огибающая), выразится логарифмической спиралью — спиралью Экмана (рис. 10.16).

На горизонте $z = \pi/a$ течение имеет направление, противоположное поверхностному, а скорость равна $1/23$ (около 4 %) поверхностной, т. е. скорость практически затухает (следует вспомнить такую же закономерность и 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

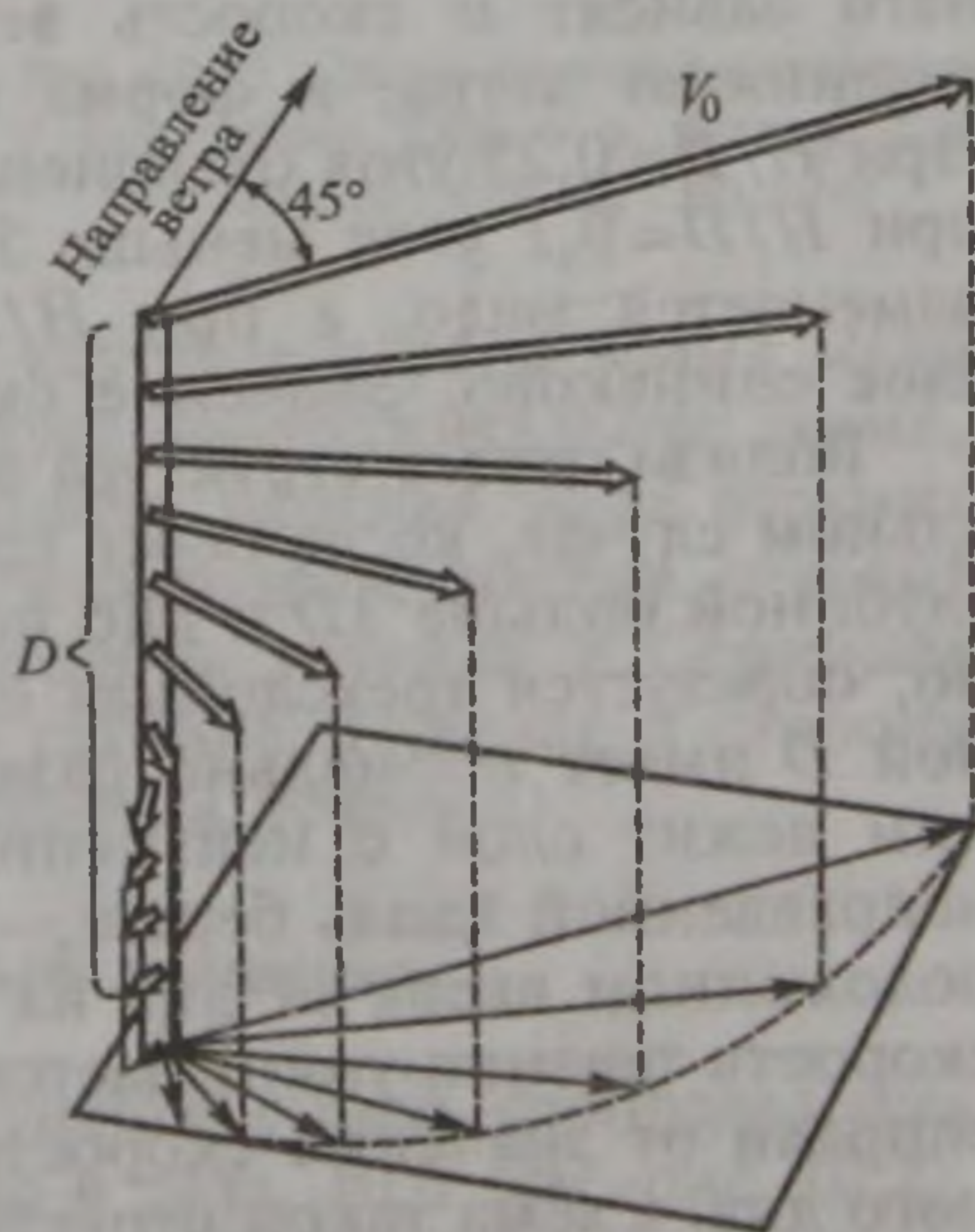


Рис. 10.16. Схема структуры ветрового течения (по В. Экману)

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 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) 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 идеальном случае, когда берег представляет собой вертикальную стенку глубиной больше $2D$ и дно подходит к этой стенке 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, расположенном вверх от дна на расстоянии 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 ветер, перпендикулярный берегу, не будет давать ни сгона, ни нагона. Это нейтральный ветер. Такая 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. 10.5.2).

У отмелых берегов, где $H/D < 0,25$, наибольший сгонно-нагонный эффект создают ветры направлением, перпендикулярным к линии берега (например, в Финском и Таганрогском заливах), а его направление, параллельное линии берега, будет нейтральным.

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 изменяют 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).



Рис. 10.17. Схема структуры течения у приглубого берега в разрезе (а) и плане (б) (по В. Экману)

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

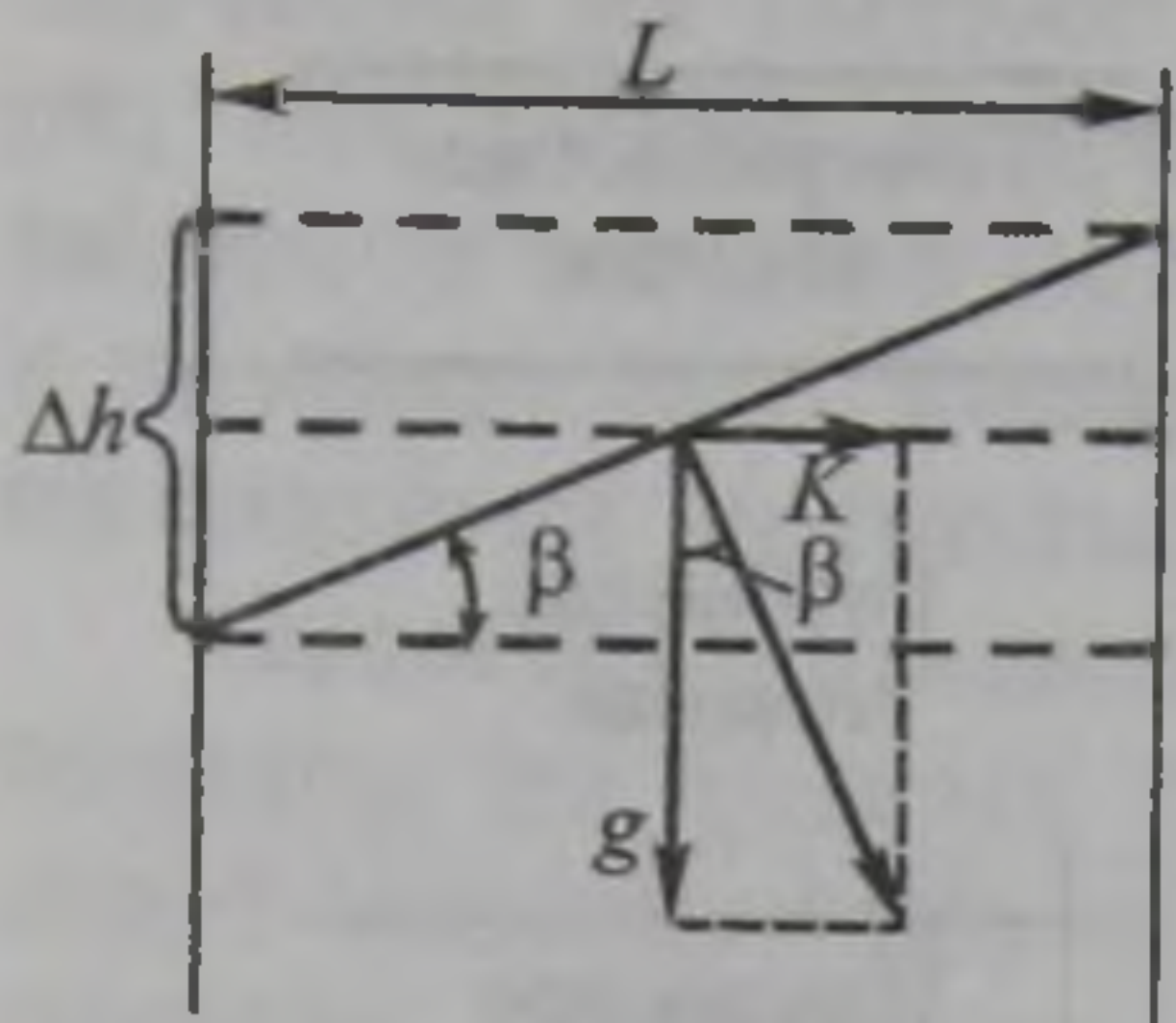


Рис. 10.18. Схема расчета наклона водной поверхности в океане; течение направлено «в чертеж»; Северное полушарие

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

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{K}{g} = \frac{\Delta h}{L} = \frac{1}{g} 2\omega v \sin \varphi. \quad (10.27)$$

Отсюда находим скорость потока:

$$v = \frac{g \operatorname{tg} \beta}{2\omega \sin \varphi} = \frac{g \Delta h}{2\omega L \sin \varphi}. \quad (10.28)$$

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 В. Хелланд-Хансен видоизменили его для океана. Широкому распространению динамического метода способствовали работы Н. Н. Зубова, который расширил его смысл и предложил очень простой метод расчетов. В этом методе используются единицы работы силы тяжести — 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 (10^4 Па): $p = 0,1gh/\alpha$, где α — удельный объем воды. Связь всех трех величин запишется так:

$$D = 0,1gh = p\alpha; \quad p = \frac{D}{\alpha} = \frac{0,1gh}{\alpha}; \quad h = \frac{10D}{g} = \frac{10p\alpha}{g}. \quad (10.29)$$

Это значит, что для воды соленостью 35 ‰ и температурой 0°C глубине один метр будет соответствовать работа 0,98 динамических метров и давление 1,01 децибара (101 гПа). Вообще числовые зна-

чения этих величин при любой температуре и солёности 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. глубина 1500 м, так как это слой находится у нижней границы главного термоклина (для морей берется меньшее значение). Динамические высоты определяют по температуре и солёности воды на каждом горизонте по формуле $D = \rho \alpha$. Затем на карту наносят все значения высот в динамических сантиметрах (или миллиметрах) и проводят изолинии, называемые *динамическими горизонталями*. Теоретически они представляют собой *линии тока*, причем направление движения воды таково, что большая высота лежит 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:

$$v = \frac{10\Delta D}{2\omega \sin \varphi L}. \quad (10.30)$$

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 — уравновешивается 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.

10.12.4. Циркуляция вод в Мировом океане

Генеральная схема циркуляции вод в Мировом океане от его поверхности до нижней границы главного термоклина (до глубин около 1,5 км) отражает основные черты реальных течений на его

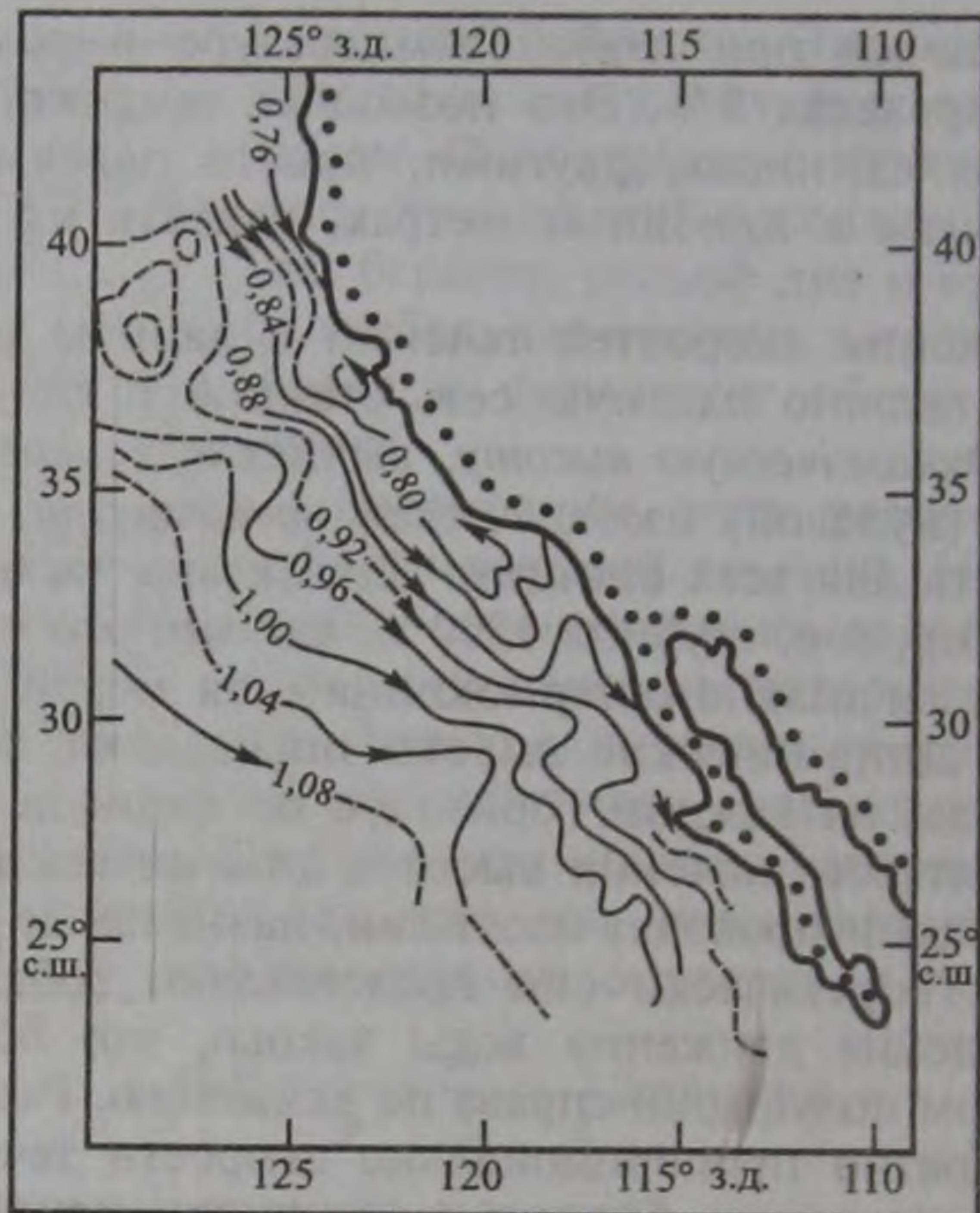


Рис. 10.19. Динамическая карта района Калифорнийского течения для июля (по Уайли). Динамические высоты (м) даны относительно отсчетной поверхности 500 м ($5 \cdot 10^6$ Па)

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 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 $1-2^\circ$ широты к северу и к югу от него на горизонтах от 20—30 до 150—200 м со стрежнем 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, Куроисио.

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 *циклони-*

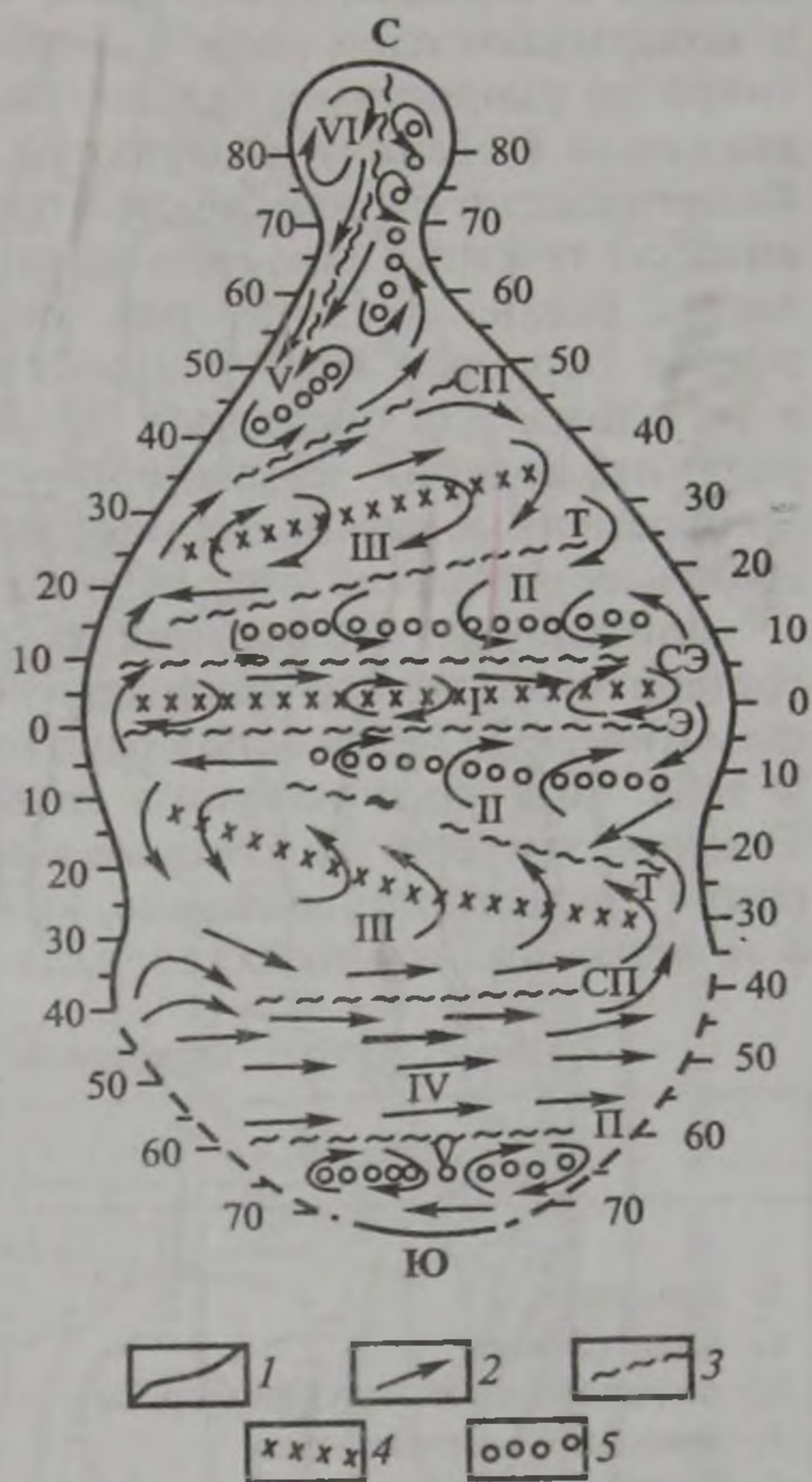


Рис. 10.20. Общая схема циркуляции для толщи поверхностных вод океана (по В. Н. Степанову):

макроциркуляционные 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 макроциркуляционные системы): Э — экваториальный, СЭ — субэкваториальный, Т — тропические, СП — субполярные, П — полярные; 4 — конвергенции макроциркуляционных систем (проходящие по их гребням и ложбинам); 5 — дивергенции макроциркуляционных систем (проходящие по их гребням и ложбинам)

ческими 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 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*.

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	10
11. Северное пассатное	Нейтральное	80
12. Северо-Тихоокеанское	Нейтральное	35
13. Эль-Ниңо	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

* Номера в таблице соответствуют номерам на карте рис. 10.21. Прочерк — отсутствие данных.



Рис. 10.21. Схематическая карта течений в Мировом океане (по Г. Дитриху). Пояснения см. в табл. 10.5

Название	Температурная градация	Средняя скорость, см/с
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	—

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 материки 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, при-

ливами, 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 только из-за течений, как показывают расчеты, могут достигать 2—3 м на расстояниях в тысячи километров.

Высота фактической уровенной поверхности моря над некоторой отсчетной поверхностью называется *уровнем моря* и измеряется в сантиметрах. Рассматриваются 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, средний многолетний уровень для морей без приливов. Отсчетные поверхности принимаются за *нуль глубин* — уровень, к которому приведены все глубины, показанные на карте, так как измерения глубин могли производиться при разном стоянии уровня. Для каждого уровенного поста, на котором производятся наблюдения, может существовать свой *нуль поста*, и положение его привязывается нивелировкой к государственной системе высот; в нашей стране это Балтийская система.

10.13.1. Кратковременные колебания уровня

Выше были рассмотрены кратковременные, продолжительностью в часах и в сутках, периодические колебания уровня: приливы, сейши. Но могут происходить и непериодические колебания, вызываемые синоптическими процессами в атмосфере, влиянием давления и ветра, поэтому иногда они называются *анемобарическими колебаниями уровня*. Атмосферные процессы вызывают в море прибрежную циркуляцию и приводят к повышениям (нагон) или 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 заливах у мелководных берегов нагоны поднимают уровень до 3—4 м, как это наблюдается в Невской губе, в вершине Таганрогского залива; при весьма пологом побережье большие сгонно-нагонные колебания уровня сопровождаются перемещениями уреза воды на сотни метров и километры: то заливаются суша, то обнажается дно моря. Катастрофические масштабы сгонно-нагонные колебания уровня принимают при прохождении тайфунов.

Сгонно-нагонные колебания уровня — явление очень сложное, для его понимания необходимо учитывать характер синоптического процесса, очертания берега и рельефа дна моря, динамику вод, включая течения, приливные и сейшевые колебания. Изучение сгонно-нагонных колебаний уровня показало, например, что в катастрофических Санкт-Петербургских наводнениях играют роль характер циклонов и траектория их прохождения над Балтийским морем, длинная волна сейшевого типа в открытой части моря, наконец, резонанс волн приливного периода в Невской губе.

Для каждого участка берега можно выделить сгонные, нагонные и нейтральные ветры. При этом направления эти могут быть различными для разной силы ветра и связаны с размерами акватории, над которой дует ветер.

К сгонно-нагонным колебаниям уровня можно отнести и муссонные колебания, отличающиеся правильной сезонной периодичностью. Они заметны на всех побережьях муссонных районов Мирового океана.

Все виды сгонно-нагонных колебаний уровня связаны лишь с перемещением масс воды, и всякий нагон в одном участке моря связан со сгоном в другом, и средний уровень моря при этом не изменяется.

10.13.2. Сезонные колебания уровня

Для выяснения *сезонных* (внутригодовых) *колебаний уровня* используют величины среднего месячного уровня. Такое осреднение исключает влияние случайных и короткопериодных, вплоть до приливных, колебаний. Колебания определяются изменением объема воды в морском 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 вносит 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).

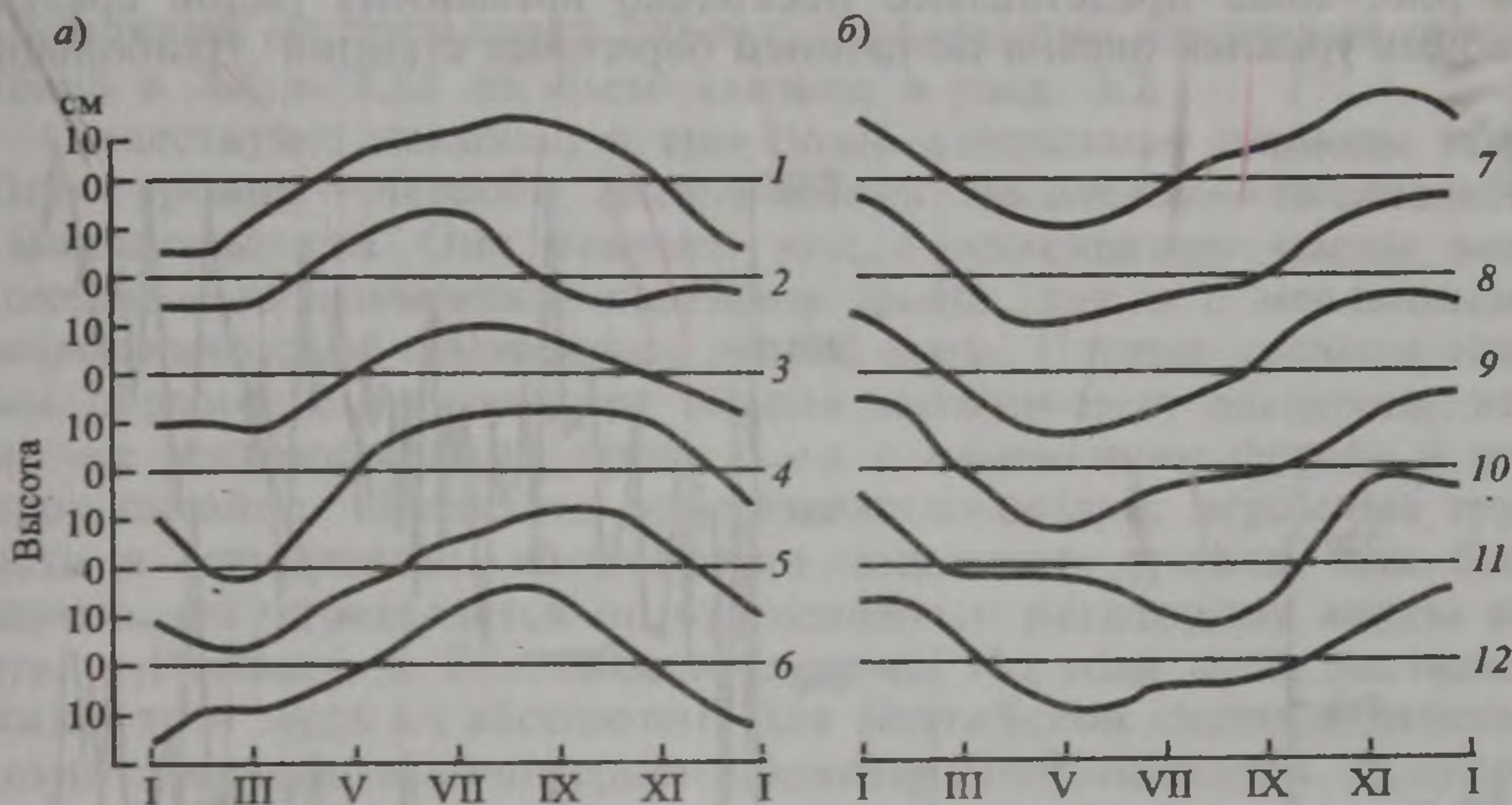


Рис. 10.22. Годовой ход уровня при муссонном (а) и зональном (б) типах циркуляции атмосферы (по Н. И. Егорову):

1 — Балтимор (Чесапикский залив); 2 — Батуми (Черное море); 3 — Шатт-эль-Араб (Персидский залив); 4 — Мергун (Бенгальский залив); 5 — Манила (Филиппинские острова); 6 — Кийру (о. Тайвань); 7 — Печенга (Баренцево море); 8 — Кабелвоч (Норвежское море); 9 — Гринок (Ирландское море); 10 — Харлингген (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 над морем 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 средний годовой 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. Наибольшие

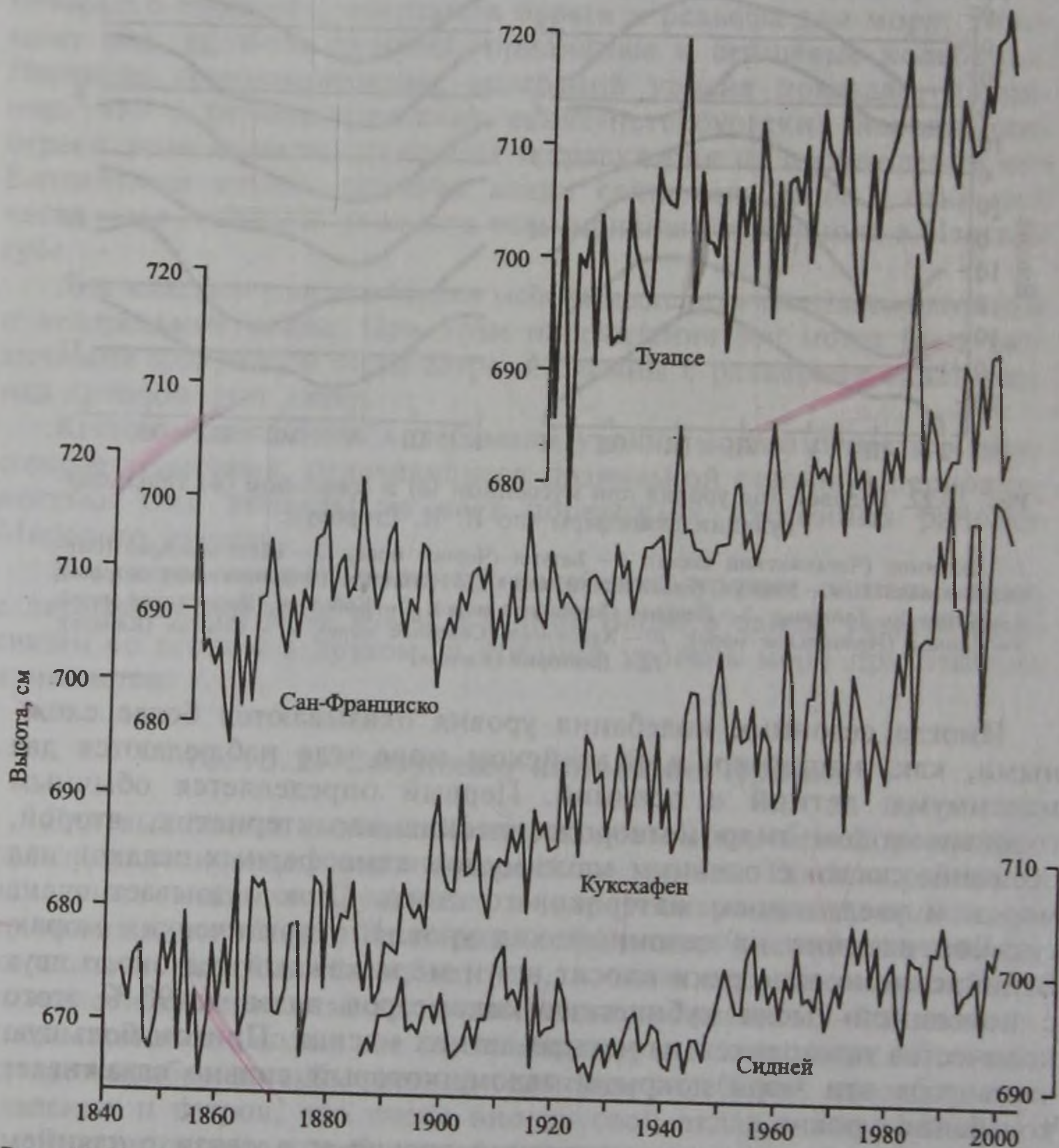


Рис. 10.23. Долгопериодные изменения среднего годового относительного уровня океана по данным береговых станций в Сиднее (Тихий океан), Куксøфене (Северное море), Сан-Франциско (Тихий океан) и Туапсе (Черное море)

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 разд. 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 длительность инструментальных наблюдений не превышает 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*. 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, например 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: воды теплые и холодные, соленые и опресненные. Эти воды отличались также по цвету, 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 годах норвежской школой метеорологов-синоптиков. Синоптическая метеорология рассматривает атмосферу как систему различных воздушных масс — арктических и тропических, морских и континентальных и т. д., которые обладают определенными характеристиками: температурой, влажностью, прозрачностью и т. д. Все они находятся в движении, соприкасаются, образуя циклоны, антициклоны, фронты, что в движении, во времени и воспринимается как синоптические процессы в атмосфере, как погода.

В океане протекают аналогичные процессы, но более сложные из-за существенной разницы в плотности сред, вязкости, 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 веществ, некоторые химические коэффициенты, изотопный состав воды, минералогический и химический состав взвеси, видовой состав планктона, nekтона, 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* — связан 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.

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 темпе-

ратура, 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).

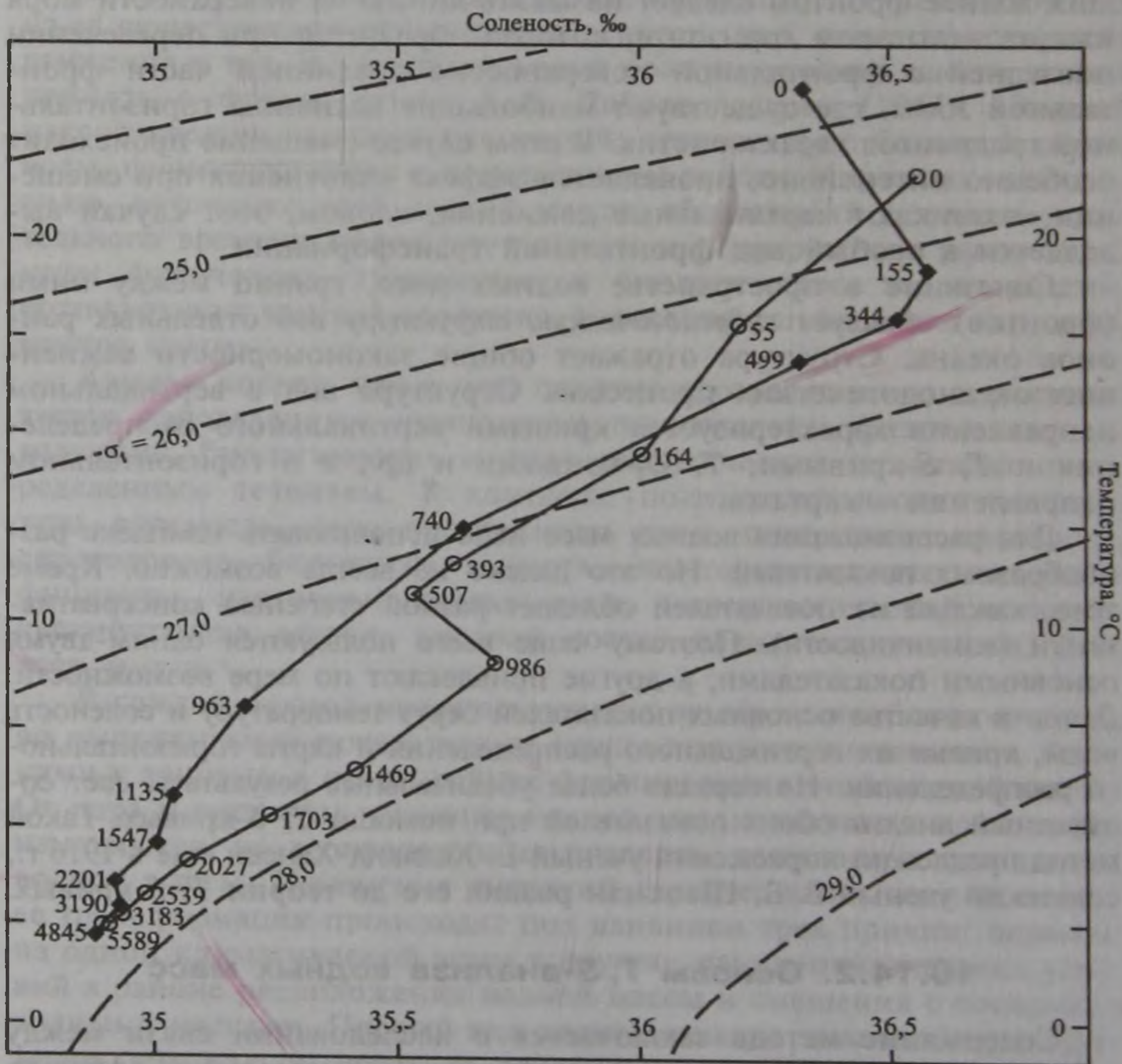


Рис. 10.24. Пример T, S -кривых для двух станций, выполненных научно-исследовательским судном «Профессор Мультиановский» в 1993 г. на разрезе по 36° с. ш. в Атлантическом океане. Цифрами (м) указаны некоторые горизонты. Штриховыми линиями даны изолинии равной условной плотности σ_0

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 средним месячным данным для всего года, то они покажут закономерность годового хода T, S -индексов и пределы изменения температуры и солёности 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, солёности, изотопным составом воды и т. п., подробнее об этом будет рассказано ниже.

10.14.3. Водные массы Мирового океана

Выделяют прежде всего две элементарные (первичные) водные массы: *речная* и *морская*. Граница между ними определяется солёностью 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-тихоокеан-

ская 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, 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 видно, 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 во времени, но и главный поставщик атмосферной влаги, оказывающей не меньшее влияние на термодинамику атмосферы, чем солнечная радиация. Достаточно отметить, что

благодаря конденсации влаги воздух получает больше теплоты, чем приносят 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 солёности воды и на состояние океана. При этом обратного эффекта влияния солёности 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 солёность 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, 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 ещё более возрастает — это положительная обратная связь. С другой стороны, возрастание облачности повышает альбедо атмосферы, мень-

ше 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:

мелкомасштабный (10^{-1} — 10^3 с, т. е. от долей секунды до десятков минут) — он достаточно хорошо прослеживается как в атмосфере, например по скорости ветра, так и в океане — он соответствует периоду ветровых волн;

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;

синоптический (10^6 — 10^7 с, от нескольких суток до месяцев), связанный с атмосферными и океанскими вихрями, фронтальными зонами, неоднородностью потоков теплоты и импульса;

сезонный (годовой период), определяемый годовым склонением Солнца и поступлением солнечной радиации на поверхность раздела океан — атмосфера;

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;

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 гл. 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 — тепловой резервуар, значительно превосходящий 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 ($14,5^{\circ}\text{C}$). Максимумы ($5-7^{\circ}\text{C}$) эти различия достигают во фронтальных областях, приуроченных к границам теплых и холодных течений — Гольфстрима и Лабрадорского, Куроисио 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 % общего потока энергии в атмосферу (причины этого будут объяснены ниже).

В разд. 3.3 было указано, что поглощаемая Землей приходящая 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 воды 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 просуммиро-

ванное 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 (2.7)). 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 $20-25^\circ$ 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.

В Тихом океане поток теплоты в целом соответствует картине для Мирового океана, в Индийском океане, ограниченном с севера

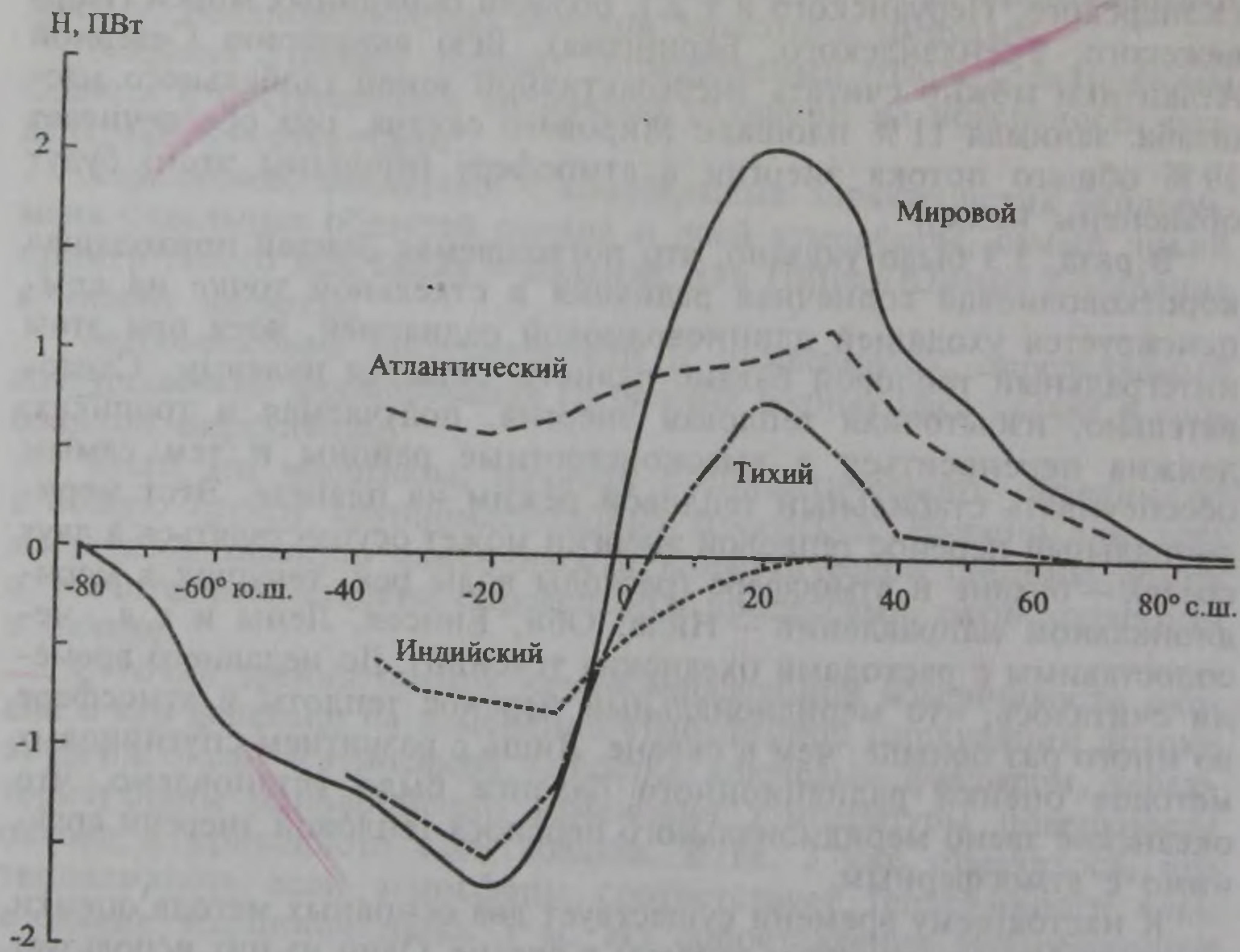


Рис. 10.25. Меридиональный перенос тепловой энергии океанами (10^{15} Вт). Положительное направление — на север

тропическими широтами, перенос теплоты 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 (1968) 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 (1984) предположил, что существует и более крупная по масштабу тепловая машина «нулевого рода». Она работает за счет глобального контраста в температуре и солености 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 простираание 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 °С холоднее, чем в Тихом океане. Но при этом, по расчетам С. А. Добролюбова (1987), средняя по объему температура всей толщи вод северной части Атлантики теплее на 1,3 °С, 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 — почти на 1 м выше, чем в Северной Атлантике, причем эта разница более чем на $\frac{3}{4}$ 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 меж океанского 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 глубь океана, т. е. к формированию глубинной Северо-Атлантической водной массы, образующей поток холодных вод, который движется в противоположном направлении. Вследствие разности температур движущихся 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 солености вод меж океанская циркуляция определяет тепловое взаимодействие между океаном и атмосферой.

Глобальная неоднородность проявляется и в распределении биогенных элементов (растворенного фосфора, кремния и азота)

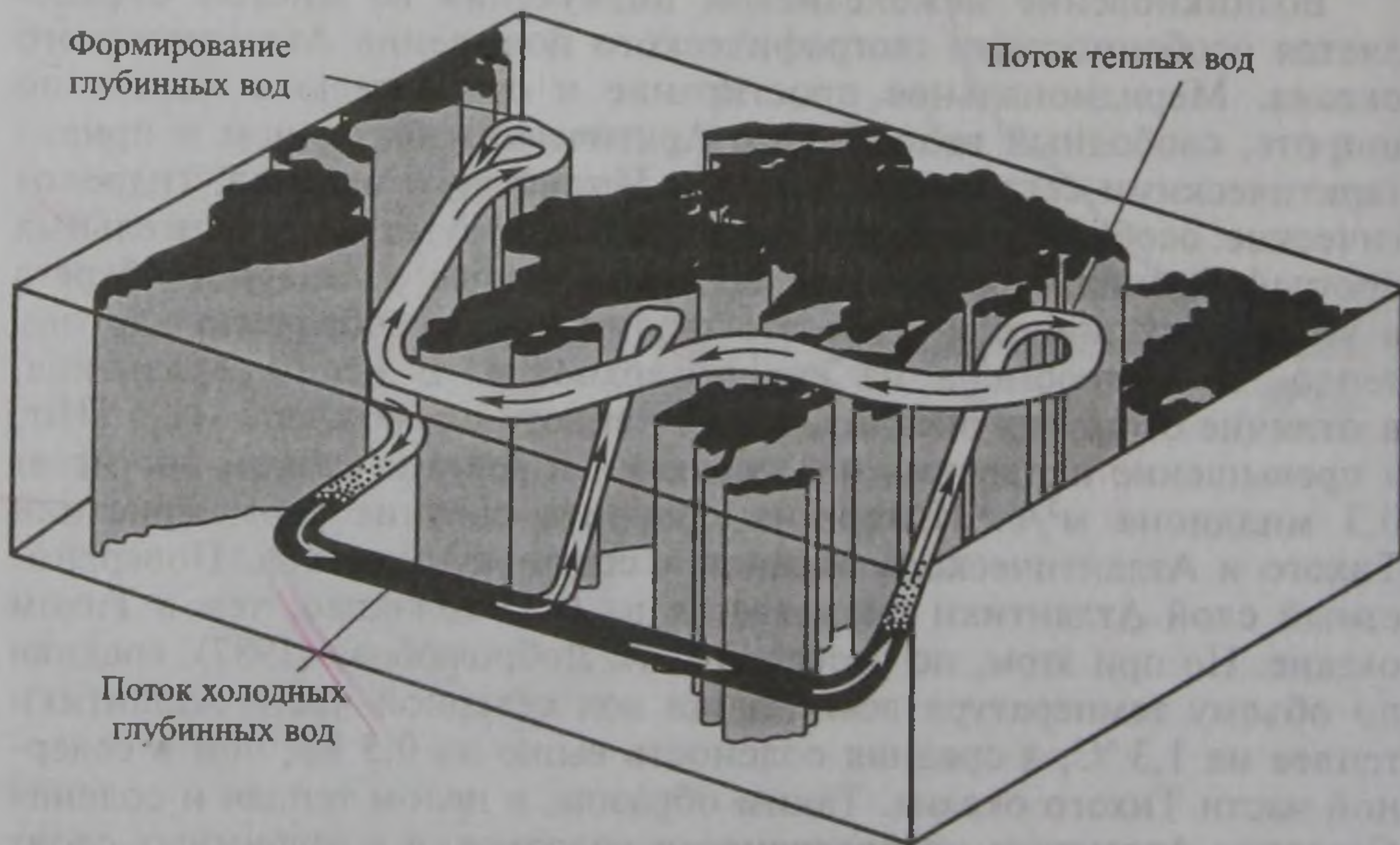


Рис. 10.26. Схема глобальной меж океанской циркуляции вод

в Мировом океане: их содержание, начиная от наименьших концентраций в Северной Атлантике, постепенно возрастает 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: 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 теплоте 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 годов 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 1970—1977 гг. в среднем составлял 207 км³/год, а в 1978—1995 гг. — 274 км³/год. С конца 1977 г. начался рост уровня Каспийского моря, к 1994 г. поднявшегося более чем на 2 м (см. разд. 7.10).

Вплоть до недавнего времени считалось, что в глубинных слоях океана отсутствует изменчивость характеристик водных масс. Однако в 1990-х годах были 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 оказывают 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 «межокеанский конвейер». Поскольку движение вод у дна океана происходит очень медленно, климатический сигнал в виде аномалии температуры и солёности из Северной Атлантики распространяется в нижнем звене «глобального конвейера» за многие сотни и даже тысячи лет.

Анализ подобных природных феноменов дает 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

10.16.1. Ресурсы Мирового океана

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.

Продукция (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.

Таблица 10.6. Биомасса и продукция различных групп организмов в водах Мирового океана* (в сырой массе в млрд т)

Группы организмов	Биомасса Б	Продукция П	П/Б
Фитопланктон	1,5	550	336
Фитобентос	0,2	0,2	1
Зоопланктон	21,5	53	2,5
Зообентос	10	3	1/3
Нектон	1	0,2	1/5
Сумма для водорослей	1,7	550,2	324
Сумма для животных	32,5	56,2	1,7

* По В. Г. Богорову (1974).

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.

Качественные и количественные изменения в промысловом флоте, внедрение в практику морского рыболовства принципиально новых технических методов и усиление научно-поисковых работ обеспечивали в последние годы некоторый рост уловов, превысивший в конце XX в. 90 млн т в год. Ежегодный доход от рыболовства и морского промысла составляет около 55 млрд долларов.

Дальнейшее удовлетворение растущих потребностей человечества в белках водного происхождения заключается в более эффективном и рациональном использовании морских биологических ресурсов, так как потенциальный уровень вылова «морского белка» (130—200 млн т в год) в несколько раз превышает возможности прогнозной добычи его пресноводных видов (20 млн т в год). К этому же следует добавить увеличивающиеся с каждым годом возможности шельфовой марикультуры (более 10 млн т в год в настоящее время), которая в перспективе может удовлетворить мировые потребности в протеине на 15—20%. 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).

Однако 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 50% улова рыбы, Атлантический и Северный Ледовитый океаны — около 40%, Индийский океан — 5%.

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 % общей стоимости продукции мировой горнодобывающей промышленности.

Среди всех видов минерального сырья, разрабатываемого в Мировом океане, наибольшее значение, как уже отмечалось выше, имеют нефть и газ, ежегодный доход от добычи которых превышает 170 млрд долларов. На морском дне сосредоточено не менее 65 % их потенциальных запасов, что превышает 800 млрд т. 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 не менее $\frac{1}{3}$ от общемировых, а доля морской добычи нефти — более $\frac{1}{4}$ мировой, и она имеет тенденцию к росту. Полагают, что уже в первой половине XXI в. бóльшая 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 железомарганцевые конкреции, лежащие на поверхности ложа океана на глубинах более 3 км. Их запасы около $2 \cdot 10^{12}$ т. Собственно марганцем конкреции беднее многих руд на суше, 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.

Значительны ресурсы минерального сырья, содержащегося 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 от дефицита 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.

Эти возобновляемые и малоисчерпаемые энергетические ресурсы пока лишь в очень малой степени поставлены на службу человечества, но с развитием технологии данная проблема также может получить глобальное значение.

Одно из главных богатств Мирового океана — его рекреационные ресурсы, имеющие важное значение для туризма, отдыха и лечения. Доход от морской рекреации (прежде всего круизный и береговой туризм) превышает 45 млрд долларов в год, а от такой рекреационной деятельности, как эксплуатация курортов, пансионатов и т. п. (морское курортно-рекреационное хозяйство), достигает 250 млрд долларов.

10.16.2. Экологическое состояние Мирового океана

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, 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 евтрофированию 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 — нейстон 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. Наличие 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. Изменение рН среды, кроме того, ведет к нарушению газообмена между океаном и атмосферой. Происходит смещение в системе океан — атмосфера в сторону уменьшения поступления CO₂ в водную среду и более активному выделению CO₂ в атмосферу.

С развитием ядерной энергетики наблюдается 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 соеди-

нений, 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 других 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, мочевина, 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 евтрофирования 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 (см. разд. 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 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.

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 антропогенных изменений климата. При этом должны быть широко использованы достижения в смежных областях науки.

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.

В области океанологии будут продолжены исследования Мирового океана и его частей с целью пополнения, а главное — уточнения сведений об океанологических характеристиках, об их географическом распределении

и особенно об их изменчивости. Будет расширяться разработка проблемы взаимодействия океана и атмосферы, причем главным образом с целью прогнозов погоды и климата.

Прогресс в изучении закономерностей гидрологических процессов в водных объектах суши и в Мировом океане возможен лишь при нескольких непереносимых условиях. Среди них — радикальное улучшение технического оснащения исследований новейшими приборами, позволяющими вести непрерывные наблюдения гидрологических характеристик; 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 дальнейшее изучение водных ресурсов России, текущая и перспективная оценка ресурсов поверхностных и подземных вод, их использования и качества. Это возможно лишь на базе совершенствования системы Государственного водного кадастра (ГВК), создания оптимально размещенной сети гидрометеорологических наблюдений. Должна быть внедрена система автоматизированного сбора, обобщения и передачи потребителям по их заказам гидрологической информации.

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 устриц, мидий, жемчужниц и т. п., а также и для рыб. Теперь на очереди стоит задача перенести подобные приемы и в открытое море, что частично уже делается. Растет кооперация стран в деле создания международных организаций по надзору за промыслом, за соблюдением правил и квот промысла.

В ближайшей перспективе намечается возможность прямого использования разных видов морской энергии на пользу человечества путем создания электростанций приливных, волновых, тепловых (которые используют 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 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 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 всякой 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 сторон 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, ледовитости и др. Эти прогнозы неотделимы от прогнозов климата на планете; в этом отношении необходимо развитие сотрудничества гидрологов, океанологов, климатологов, палеогеографов. Особого внимания потребует разработка методов прогнозирования опасных гидрологических явлений (катастрофических паводков и штормовых нагонов, селей, лавин, значительных подвижек ледников, цунами и т. д.). Потребуется разработать систему автоматизированного наблюдения, предупреждения о таких явлениях и их прогнозирования.

Экологическая экспертиза. В ближайшее время должна резко возрасти роль экологических экспертиз не только при разработке и осуществлении конкретных хозяйственных (включая водохозяйственные) проектов, но и при разработке планов развития отдельных отраслей хозяйства в стране в целом и в отдельных 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. Она может потребовать разработки дополнительных мер по предотвращению или резкому сокращению негативных последствий вмешательства в природу. В таких экспертизах активное участие должны принимать географы, включая гидрологов и океанологов.

Многие проблемы гидрологии (гидрологии суши и океанологии) имеют поистине глобальный характер. Поэтому для развития гидрологии необходимо расширение и укрепление международного сотрудничества и более активное участие 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, специалисты гидрологи и океанологи должны получить совершенно необходимую в наши дни солидную общегеографическую и экологическую подготовку.

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.: Гидрометеоздат, 1970.— 442 с.
- Богословский Б. Б. и др. Общая гидрология.— Л.: Гидрометеоздат, 1984.— 356 с.
- Давыдов Л. К., Дмитриева А. А., Конкина Н. Г. Общая гидрология.— Л.: Гидрометеоздат, 1973.— 462 с.
- Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии.— Л.: Гидрометеоздат, 1968.— 377 с.
- Клиге Р. К., Данилов И. Д., Конищев В. Н. История гидросферы.— М.: Научный мир, 1998.— 368 с.
- Лосев К. С. Вода.— Л.: Гидрометеоздат, 1989.— 272 с.
- Львович М. И. Вода и жизнь.— М.: Мысль, 1989.— 254 с.
- Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 636 с.
- Михайлов В. Н., Добровольский А. Д. Общая гидрология.— М.: Высшая школа, 1991.— 368 с.
- Муравейский С. Д. Реки и озера. Гидробиология. Сток.— М.: Географгиз, 1960.— 388 с.
- Никаноров А. М. Гидрохимия.— Л.: Гидрометеоздат, 1989.— 351 с.
- Степанов В. Н. Океаносфера.— М.: Мысль, 1983.— 270 с.
- Чеботарев А. И. Гидрологический словарь.— Л.: Гидрометеоздат, 1978.— 308 с.
- Чеботарев А. И. Общая гидрология.— Л.: Гидрометеоздат, 1975.— 544 с.
- Шикломанов И. А. Исследование водных ресурсов суши: итоги, проблемы, перспективы.— Л.: Гидрометеоздат, 1988.— 152 с.
- Экологический энциклопедический словарь.— М.: Издательский дом «Ноосфера», 1999.— 930 с.
- VI Всероссийский гидрологический съезд. 28 сентября — 1 октября 2004 г. Санкт-Петербург. Тезисы докладов. СПб.: Гидрометеоздат, 2004.

Дополнительная к отдельным разделам

К Введению

- Бисвас А. К. Человек и вода. Из истории гидрологии.— Л.: Гидрометеоздат, 1975.— 288 с.
- Водный кодекс Российской Федерации.— М.: Юридическая литература, 1995.— 87 с.
- Залогин Б. С. Океан человеку.— М.: Мысль, 1983.— 206 с.
- Коровнин В. П. История океанографических исследований. СПб.: Гидрометеоздат, 1999.— 164 с.
- Соколов А. А., Чеботарев А. И. Очерки развития гидрологии в СССР.— Л.: Гидрометеоздат, 1970.— 310 с.

К главе 1

- Винников С. Д., Проскуряков Б. В. Гидрофизика.— Л.: Гидрометеоздат, 1988.— 248 с.
- Зенин А. А., Белоусова Н. В. Гидрохимический словарь.— Л.: Гидрометеоздат, 1988.— 239 с.
- Самарина В. С. Гидрогеохимия.— Л.: Гидрометеоздат, 1977.— 359 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

- Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 3.— М.: «Янус-К», 2002.— 651 с.
- Будыко М. И.* Климат в прошлом и будущем.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 351 с.
- Вода России. Водно-ресурсный потенциал/Под ред. А. М. Черняева.— Екатеринбург: «АКВА-ПРЕСС», 2000.— 419 с.
- Водные ресурсы СССР и их использование.— Л.: Гидрометеиздат, 1987.— 302 с.
- Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим).— М.: Научный мир, 2000.— 304 с.
- Клиге Р. К.* Изменения глобального водообмена.— М.: Наука, 1985.— 247 с.
- Одум Ю.* Экология.— М.: Мир, 1986.— Т. 1.— 328 с. Т. 2.— 376 с.

К главе 4

- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира.— М.: Изд. РАН, 1997.— Т. II. Кн. 1.— 263 с. Кн. 2.— 270 с.
- Гляциологический словарь.— Л.: Гидрометеиздат, 1984.— 527 с.
- Голубев Г. Н.* Гидрология ледников.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 247 с.
- Долгушин Л. 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.: Гидрометеиздат, 1982.— 288 с.
- Лосев К. С.* По следам лавин.— Л.: Гидрометеиздат, 1983.— 135 с.

К главе 5

- Всеволожский В. А.* Основы гидрогеологии.— М.: Изд-во МГУ, 1991.— 351 с.
- Гидрогеология/Под ред. В. М. Шестакова и М. С. Орлова.— М.: Изд-во МГУ, 1984.— 317 с.
- Климентов П. П., Богданов Г. Я.* Общая гидрогеология.— М.: Недра, 1977.— 357 с.
- Михайлов Л. Е.* Гидрогеология.— Л.: Гидрометеиздат, 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 МГУ, 1998.— 202 с.
- Антропогенные воздействия на водные ресурсы России и сопредельные государства XX столетия/Под ред. Н. И. Коронкевича, И. С. Зайцевой.— М.: Наука, 2003.— 367 с.
- Бабкин В. И., Вуглинский В. С.* Водный баланс речных бассейнов.— Л.: Гидрометеиздат, 1982.— 191 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.: Гидрометеиздат, 1977.— 448 с.
- Важнов А. Н.* Гидрология рек.— М.: Изд-во МГУ, 1976.— 339 с.
- Вендров С. Л.* Жизнь наших рек.— Л.: Гидрометеиздат, 1986.— 112 с.
- Евстигнеев В. М.* Речной сток и гидрологические расчеты.— М.: Изд-во МГУ, 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.: Гидрометеиздат, 1977.— 392 с.
- Крестовский О. И.* Влияние вырубок и восстановления лесов на водность рек.— Л.: Гидрометеиздат, 1986.— 118 с.
- Маккавеев Н. И., Чалов Р. С.* Русловые процессы.— М.: Изд-во МГУ, 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 МГУ, 1998.— 176 с.
Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 302 с.
Шикломанов И. А. Влияние хозяйственной деятельности на речной сток.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— 334 с.

К главе 7

- Богословский Б. Б. Озероведение.— М.: Изд-во МГУ, 1960.— 335 с.
Викулина З. А. Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 176 с.
Показеев К. В., Филатов Н. Н. Гидрофизика и экология озер. Т. 1. Гидрофизика.— М.: Физич. ф-т МГУ, 2002.— 276 с.
Тихомиров А. И. Термика крупных озер.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 232 с.
Хатчинсон Д. Э. Лимнология.— М.: Прогресс, 1969.— 591 с.
Хандерсон-Селлерс Б. Инженерная лимнология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 335 с.

К главе 8

- Авакян А. Б., Салтанкин В. П., Шаранов В. А. Водоохранилища.— М.: Мысль, 1987.— 325 с.
Вендров С. Л. Проблемы преобразования речных систем.— Л.: Гидрометеоиздат, 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.: Гидрометеоиздат, 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 МГУ, 1991.— 175 с.
Эдельштейн К. К. Водоохранилища России: экологические проблемы, пути их решения.— М.: ГЕОС, 1998.— 277 с.

К главе 9

- Ивлнов К. Е. Водообмен в болотных ландшафтах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 280 с.
Кац Н. Я. Болота земного шара.— М.: Наука, 1971.— 295 с.
Романов В. В. Гидрофизика болот.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 360 с.

К главе 10

- Алекин О. А., Ляхин Ю. И. Химия океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 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 МГУ, 1982.— 191 с.
Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Региональная океанология.— М.: Изд-во МГУ, 1992.— 224 с.
Егоров Н. И. Физическая океанография.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 455 с.
Жуков Л. А. Общая океанология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 376 с.
Залогин Б. С., Косарев А. Н. Моря.— М.: Мысль, 1999.— 400 с.
Леонтьев О. К. Морская геология.— М.: Высшая школа, 1982.— 344 с.
Малинин В. Н. Общая океанология. Физические процессы.— СПб.: Изд-во РГМУ, 1998.— 341 с.
Океанографическая энциклопедия.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 631 с.
Океанографические таблицы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 477 с.
Перри А., Уокер Д. Система океан — атмосфера.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 195 с.
Сухова В. Ф. Моря Мирового океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 288 с.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абляция 120, 125
Абразия 212, 324
Айсберги 119, 125, 374, 376, 379
Аккумуляция насосов 220
Альbedo 54, 63
Амплитуда приливной волны 394
«Аномалии» воды 38, 46, 47, 51, 52, 56
Апвеллинг 367
- Базис эрозии общий 178, 225
— — местный 178
Баланс водный бассейна реки 186
— — болот 337
— — водохранилищ 319
— — Мирового океана 354
— — озер 266
— воды в леднике 126
— льда в леднике 126
— подземных вод 153
— пресноводный океана 356
— радиационный 63
— снеговой 116
— солевой озер 287
— тепловой Мирового океана 364
— — озер 277
— — участка реки 227
Бар термический 283
— устьевой 245
«Барометр обратный» 274
Бассейн артезианский 148
— реки 170
Бентос 103
Биомасса 103, 435
Биосфера 102
Болото 12, 329
Болотистость 173
Болотоведение 17
Бугры пучения 162
Булгунняхы 162
Бурун 390
Бухта 348
- Величина прилива 395
Верховодка 146
Вещества биогенные 42, 357
— загрязняющие 42
— органические 42
— радиоактивные 42
Взаимодействие океана и атмосферы 426
— поверхностных и подземных вод 159
- Взморье устьевое 239
Вихри в океане 413
Влагоемкость грунта 141
Влагооборот внутриматериковый 93
Влажность грунта 141
Вода в порах грунта 139
— гидроскопическая 139
— гравитационная 140
— как физическое тело 37
— — химическое соединение 37, 39
— капиллярная 140
— малая 394
— на земном шаре 75, 76
— пленочная 140
— полная 394
— «сверхтяжелая» 39
— связанная 139
— «тяжелая» 39
Водность реки 189
Водоем 12
Водоемы дистрофные 104, 289
— евтрофные 104, 289
— мезотрофные 104, 289
— олиготрофные 104, 289
Водозабор 12, 164
Водоносность реки 189
Водообеспеченность 110, 112
Водообмен 94, 270
Водоотдача грунта 142
— ледника 121
— снежного покрова 180
Водопользователи 23
Водопотребители 22
Водопотребление безвозвратное 24, 96, 108
Водопроницаемость грунта 142
Водораздел 13, 170
— главный земного шара 92, 171
Водосбор 12
— поверхностный 170
— подземный 170
— реки 170
— удельный озера 269
— экспериментальный 22
Водоток 12
Водоупор 142, 147
Водоохранилище 12, 313
Воды артезианские 148
— безнапорные 143
— возвратные 252
— глубинные подземные 148

- грунтовые 146
- межмерзлотные 149
- минеральные 144, 165
- надмерзлотные 149
- напорные 143
- пластовые 143
- подземные 136
- пороговые 143
- почвенные 145
- пресные 40
- соленые 40
- солоноватые 40
- термальные 144, 165
- трещинные 143
- Возгонка 43
- Волны в озерах 276
 - — морях 385
 - ветровые 388
 - внутренние 393
 - гравитационные 388
 - длинные 385
 - капиллярные 388
 - короткие 385
 - паводочные 211
 - приливные 400, 403
 - стоячие 385, 405
- Воронка депрессионная 165
- Вскрытие рек 232
- Высота бассейна реки средняя 172
 - волны 386
 - динамическая 410
 - прилива 394
- Вязкость воды 53

- Газы в воде 41, 98, 357
- Гидратофиты 103
- Гигроскопичность 139
- Гидробиология 16
- Гидробионты 102
- Гидрогеология 17
- Гидрограф реки 195
- Гидрография 16
- Гидролакколиты 162
- Гидрология 16, 106
 - болот 17, 329
 - водохранилищ 17, 313
 - инженерная 16
 - ледников 17, 115
 - морей 16, 344
 - морских устьев рек 17, 237
 - общая 16, 18
 - озер 17, 259
 - подземных вод 16, 136
 - рек 17, 166
 - суши 16, 28
 - экологическая 20

- Гидрометрия 16
- Гидросфера 13
- Гидрофизика 16
- Гидрофиты 103
- Гидрохимия 16
- Гидроэкология 20, 105
- Гиполимнион 281
- Глина красная 354
- Глубина озера 265
 - русла 177
 - трения 407
- Гляциология 17
- Год гидрологический 188
- Гомотермия 279
 - весенняя 280
 - осенняя 281
- Горизонт водоносный 146
- Горы подводные (гайоты) 351
- Градиент геотермический 157
- График Хелланд-Хансена 46, 49
- Гребень переката 222
- Грунт 137
- Группа вод 40
 - кальциевая 40
 - магниевая 40
 - натриевая 40
- Гряды донные 215, 221
- Губа 240, 349
- Густота речной сети 174

- Движение воды гравитационное 72
 - — инерционное 72
 - — напорное 72
 - — неравномерное 65
 - — неустановившееся 65
 - — плотностное 72
 - — равномерное 65
 - — установившееся 65
 - — фрикционное 72
- ледников 128
- Дегазация 349, 357
- Дейгиш 227
- Дельта 237, 243
- Деструкция 104
- Дефицит влажности воздуха 44
 - — грунта 141
- Деформации русла 220
- Диаграмма состояния воды 43, 44
- Длина бассейна реки 171
 - береговой линии 264
 - водораздельной линии 171
 - волны 386
 - озера 264
 - реки 173
- Долина реки 173
 - рифтовая 352

- Дрейф льда 377
 Дуги островные 352
 Евтрофирование водоемов 104, 289
 Желоба океанические 351
 Жесткость воды 41
 Забереги 231, 286
 Заболочивание суши 330
 Загрязнение вод 26, 42, 439
 Зажор 231
 Заиление водохранилищ 226, 323
 Закон изменения количества движения 60
 — сохранения вещества 58
 — — количества движения 60
 — — механической энергии 59
 — — тепловой энергии 59
 — фильтрации Дарси 150
 — Эри 215
 Законодательство водное 26
 Закраины 232, 286
 Залежь торфяная 333
 Залив 348
 Замерзание рек 231
 Занесение водохранилищ 226, 323
 Запасы воды в снеге 48
 — подземных вод 164
 — пресных вод 77
 Заплеск 390
 Зараствание водоемов 290, 330
 Затопление земель 327, 330
 Затор 231, 233
 Звукопроводность воды 55, 381
 Земли заболоченные 331
 Зеркало грунтовых вод 147
 Зона аэрации 145
 — капиллярная 146
 — насыщения 146
 — смешения 237
 — снеготаяния 181
 Зоны ледообразования в ледниках 121
 Зоопланктон 103
 Зыбь 385
 Изобаты 176
 Изогалины 361
 Изотахи 207
 Изотермы 364
 Изотопы воды 38
 Илы морские 353
 Инверсия термическая 285
 Индекс сухости 88
 Инфильтрация 149, 185
 Ионы солей 40
 Испарение 44, 61
 — в бассейне реки 183
 — с водохранилища 319, 325
 — — озера 266
 — — океана 355
 Испаряемость 88
 Использование природных вод 22, 251
 Исток реки 173
 Истощение подземных вод 165
 Ихтиофауна 236
 Кадастр водный 33
 Кайма капиллярная 146
 Канал 12, 166
 — звуковой подводный 384
 Каньоны подводные 351
 Капиллярность грунта 143
 Карст 162
 Карта динамическая 411
 — котидальная 403
 Каскад водохранилищ 318
 Качество воды 43
 Кипение воды 43, 45
 Класс вод 40
 — — гидрокарбонатный 40
 — — сульфатный 40
 — — хлоридный 40
 Клинь соленых вод 244
 Ключ 161
 Колебания ледников 127
 — уровня воды в озерах 270
 — — — морях 394, 405, 416
 — — — реках 195
 Конвекция вертикальная 49, 73, 280
 Конденсация 43, 44
 Конжеляция 121
 Конкреции 354
 Конус выноса 239, 351
 Котловины водохранилищ 317
 — озер 261, 264
 — океанов 352
 Коэффициент болотистости 173
 — ветровой 275, 408
 — влагооборота 94
 — вязкости динамический 53
 — — кинематический 53
 — затухания звука 382
 — извилистости реки 174
 — ледниковый 123
 — лесистости 173
 — озерности 173
 — ослабления света 55
 — отражения света 55
 — поверхностного натяжения 54
 — поглощения света 55
 — пористости 138

- преломления света 54
- сжимаемости 370
- стаивания 181
- стока 188, 205
- термического расширения 48
- транспирационный 184
- трения 70, 71
- турбулентного обмена 66, 373
- условного водообмена 94, 270
- устойчивости вод 73, 372
- — русла 226
- фильтрации 142, 150
- Шези 73, 208
- шероховатости 208
- Кривая батиграфическая 350
- гипсографическая 171, 350
- депрессии 152
- инфильтрации 151
- объемов озера 265
- парообразования 43
- плавления 43
- площадей озера 265
- прилива 395
- пьезометрическая 152
- расходов 203, 209
- сублимации 43
- Кривая T, S 424
- Критерий вертикальной устойчивости 372
- Круговорот воды 88
- газов 98
- наносов 97
- солей 96
- теплоты 84
- Крупность наносов геометрическая 212
- — гидравлическая 212
- Крутизна волны 386

- Лавины** 117
- Лагуна 240, 263
- Лед 43
- внутриводный 231, 375
- донный 231, 375
- зернистый 120
- морской 374
- «наложенный» 121
- Ледник 115
- горный 119
- долинный 119
- покровный 119
- пульсирующий 130
- шельфовый 119
- Ледовитость морей 378
- Ледообразование 43, 121, 231, 374
- Ледостав 231
- Ледоход весенний 232
- осенний 231

- Лесистость 173
- Лиман 240, 263, 348
- Линия котидальная 403
- снеговая климатическая 116
- — сезонная 116
- фирновая 117
- Литораль 264
- Ложбины подводные 352
- Ложе озера 264
- океана 351
- Луч волны 387
- Льды морские 115, 374
- плавучие 115

- Макрофиты** 289
- Массивы ледяные 379
- Массы водные водохранилищ 324
- — озер 291
- — океанов и морей 421
- Меандры в океане 413
- речные (излучины) 176, 223
- Межень 197
- Месторождение торфяное 342
- Металимнион 280
- Метели 124
- Метод водного баланса 62
- гармонического анализа 402
- динамический 410
- теплового баланса 64
- Методы исследований 20
- — дистанционные 21
- — полевые 20
- — — стационарные 20
- — — экспедиционные 20
- — статистические 22
- — теоретические 22
- — экспериментальные 21
- математического моделирования 22
- системного анализа 22
- Микроэлементы 42
- Минерализация воды 39
- Модели климатические 81
- Модуль стока воды 205
- — наносов 218
- Молекула воды 37
- Мониторинг природных вод 33, 446
- Море 12, 346
- внутреннее 346
- внутриматериковое 346
- окраинное 346
- межматериковое 346
- межостровное 346
- Морены 124
- Мочажины 161, 332, 334
- Мощность водного потока 68
- Мутность воды 213

- Наводнения 80, 81, 233, 243, 244, 392
 Нагоны в море 393, 417
 — — озерах 272
 — — устьях рек 244
 Наледи подземных вод 162
 — речные 232
 Намыв 220
 Наносы 97
 — взвешенные 98, 216
 — влекомые 98, 214
 Напор 148, 319
 Наслуз 286
 Наступание ледников 127
 Натяжение поверхностное 54
 Нейстон 103
 Нектон 102
 Неравенства прилива 396
 Нилас 375
 Норма стока 203, 204
 Нуль глубин 417
 — поста 417
- Области внешнего стока 92**
 — внутреннего стока (бессточные) 92, 171
 — энергоактивные в океане 429
 Образование гидрологическое 447
 Объект водный 12
 Объем водохранилища мертвый 319
 — — полезный 319
 — — полный 319
 — озера 264
 — стока 204
 — удельный 370, 410
 Озерность 173, 259
 Озеро 12, 259
 — бессточное 263
 — вулканическое 261
 — карстовое 262
 — ледниковое 134, 261
 — проточное 263
 — сточное 263
 — тектоническое 261
 — термокарстовое 262
 Океан 12, 344
 — Мировой 344
 Океанология 16, 34, 344
 — региональная 17
 Океаносфера 344
 Окраина подводная материков 350
 Оледенение 115
 Оплывина 161
 Оползни 161
 Осадки органогенные 353
 — терригенные 353
 Осередок 176, 223
- Ослабление света 54
 Острова в реке 176, 224
 Осушение болот 250, 341
 Отлив 394
 Отмель береговая 264
 — материковая 351
 Отложения донные озерные 291
 — — океанические 352
 — — речные 212
 Отражение света 54, 380
 Отступление ледников 127
 Охрана вод 26, 33, 258, 312, 443, 446
- Паводок 196, 211
 Падение реки 177
 — уровня 69, 179
 Пак 376
 Пар водяной 43
 Перекат 176, 222
 Перемерзание реки 169
 Перемешивание 73, 277, 372
 — динамическое 277
 — конвективное 277
 — плотностное 373
 — фрикционное 372
 Пересыхание реки 169
 Переходы фазовые 43
 Периметр смоченный 177
 Период волны 386
 — наполнения водохранилища 318
 — прилива 395
 — сейши 274, 405
 — сработки водохранилища 318
 — условного водообмена 95, 270
 Петля паводочная 212
 Питание болот 335, 337
 — грунтовых вод 147
 — ледников 120, 124
 — рек 179
 — — дождевое 179
 — — ледниковое 132, 182
 — — подземное 161, 181
 — — смешанное 182
 — — снеговое 180
 Плавление льда 43
 Планктон 102
 Плато подводное 351
 Плес 176, 222, 264
 Плотность воды 47, 49, 370
 — — условная 370
 — грунта 137
 — льда 47, 120
 — отложений 213
 — снега 47, 48
 — частиц наносов 212

- Площадь бассейна реки 171
 — озера 264
 — поперечного сечения русла 176
 Побочень 222
 Поглощение света 54
 Подвижка ледника 129
 Подножье материковое 351
 Подтопление земель 327, 330
 Пойма 176
 Показатель водородный 39, 42
 Полигон в океане 22, 36
 Половодье 196
 Полыньи в море 378
 — — реке 232
 Попуск 253
 Пористость грунта 138
 «Посадка» уровня 254
 Постоянные гармонические 402
 Постоянство солевого состава морских вод 358
 Потепление климата 79
 Почвогрунты 137
 Преломление света 54
 Прибой 390
 Прилив 394
 — квадратурный 396
 — полусуточный 396
 — сизигийный 396
 — суточный 396
 Припай 286, 377
 Приток 173
 Прогнозы гидрологические 17, 446
 Продуктивность биологическая 103
 Продукция 103, 435
 — первичная 104
 Прозрачность воды 380
 Производительность водозабора 164
 Пролив 348
 Промерзание реки 169
 Просачивание 149
 Протяженность речной сети 174
 Профиль продольный реки 177, 224
 Процент насыщения 41
 Процессы гидрологические 15
 — русловые 220
 — эрозионно-аккумулятивные 97, 220
 Пруд 317

 Работа водного потока 68
 Равновесие ионное 39
 — карбонатное 41
 Радиус гидравлический 177
 — изгиба русла 210
 Разгон волн 388
 Разлом трансформный 352
 Размыв 220

 Районирование гидрологическое 22
 Распластывание паводка 211
 Рассеяние света 54
 Рассолы 40
 Раствор водный 39
 — «иловый» 137
 Расход воды 67, 203
 — взвешенных наносов 216
 — растворенных солей 235
 Расчеты гидрологические 17
 Расчленение гидрографа 197
 Реакция воды кислая 39
 — — нейтральная 39
 — — щелочная 39
 Регулирование речного стока
 береговое 161, 198
 — — — водохранилищами 252, 318
 — — — многолетнее 253
 — — — сезонное 252
 — — — суточное 253
 — — — ледниками 132
 — — — озерами 311
 Режеляция 120
 Режим болот 337
 — водный рек 189
 — гидрологический 14
 — — озер 270
 — гидрохимический рек 234
 — грунтовых вод 155
 — зоны аэрации 155
 — ламинарный 65
 — ледников 127
 — термический морей 364
 — — озер 279
 — — рек 229
 — турбулентный 65
 Река 12, 166
 — большая 169
 — главная 173
 — горная 169
 — малая 169
 — равнинная 169
 — средняя 169
 Ресурсы водные 76, 106
 — — возобновляемые 107, 109
 — — России 111
 — подземных вод 164
 — пресных вод 107
 — природные океана 434
 Рефракция волн 391
 Рифели 221
 Родник 161, 162
 Росгидромет 31
 Россыпи 354
 Рукава 224
 — дельты 242

- Русло реки 176
 Ручей 12, 166
 Сапропелит 104
 Сапропель 291
 Свойства воды акустические 55, 381
 — — оптические 54, 379
 — — электрические 55
 Связи водородные 38
 Сейши 274, 405
 Сели 132
 Сёрдж 129
 Сеть гидрографическая 13, 173
 — речная 13, 173
 — русловая 13, 173
 Сжимаемость воды 50
 Сила давления 69
 — Кориолиса 69
 — приливообразующая 397
 — трения 69
 — тяжести 69
 — центробежная 69
 Силы в водном потоке 60, 69, 71
 Система речная 170, 173
 Сквашность 138
 Склон материковый 351
 Скорость волны фазовая 386
 — звука в воде 381
 — орбитальная 387
 — течения 206
 — фильтрации 150
 Слой температурного скачка 369
 — стока воды 204
 — трения (Экмана) 407
 — эвфотический (фотический) 381
 Смачивание 54
 Смесь наносов 213
 Снег 48, 115, 120
 — зернистый 120
 Снеготаяние 180
 Снежура 375
 Соленость воды 39, 357, 359
 — льда 376
 Состав воды изотопный 39
 — — солевой 40, 358
 — грунта гранулометрический 138
 Состояния потока бурное 66
 — — критическое 67
 — — спокойное 66
 Состояние воды агрегатные 43
 Спираль Экмана 407
 Сплоченность льда 378
 Способность транспортирующая
 потока 216
 Старица 224
 Сток 167, 201
 — воды 202, 204
 — наносов 202, 216
 — почвенный 153
 — растворенных веществ 202
 — — солей 202, 235
 — речной 201
 — тепловой 202, 230
 Стратификация температурная 278, 368
 — плотностная 73, 278, 371
 Стрежень 207
 Структура гидрологическая 291, 423
 Сублимация 43
 Суффозия 162
 Съёмка снегомерная 130
 Таблицы приливов 403
 Температура замерзания 44
 — кипения 45
 — наибольшей плотности 47, 49
 — плавления 44
 Теория приливов динамическая 400
 — — статическая 399
 Теплоемкость воды 51
 — льда 51, 52
 Теплообмен с атмосферой 63
 — — грунтом 63
 Теплопроводность воды 53
 Теплота испарения воды 51
 — — льда 51
 — плавления 51
 — фазовых переходов 43, 63
 Термоабразия 162
 Термокарст 162
 Термоклин 369
 Термоэрозия 162
 Термы 144
 Террасы речные 175, 225
 Течения в озерах 275
 — — морях ветровые 406
 — — — гравитационные 406
 — — — приливные 400
 — — — плотностные 409
 — — — фрикционные 406
 — — реках 206
 Типы болот 331
 — водохранилищ 316
 — озер 261
 — ледников 119
 — морей 346
 — морских льдов 375
 — подземных вод 143
 — рек 168
 — устьев рек 241
 Толчая 387
 Толщина льда 232, 375
 Топи 335

- Торосы 376
 Торфяник 329
 Точка критическая 46
 — тройная 43
 Точки амфидромические 404
 Транспирация 61, 154, 184
 Трансформация паводка 211
 — водных масс 293, 324, 422
 Трещины в леднике 124
 Тыл таяния 181
- Удлинение устьевое** 243
Уклон водной поверхности
 продольный 69, 208
 — — — поперечный 210
 — поверхности бассейна 172
 — реки 178
Уплотнение вод при смешении 373
Уравнение водного баланса 61
 — — — болота 337
 — — — грунтовых вод 153, 155
 — — — озера 266
 — — — океана 354
 — — — речного бассейна 186
 — движения воды 60, 208
 — состояния морской воды 48, 370
 — теплового баланса 59, 64, 227, 277
Уровень воды 14
 — — Мирового океана 77, 78, 80, 81, 84, 355, 416
 — — подпорный 318
 — — тяготения 267
Устойчивость вод вертикальная 73, 371
 — речного русла 226
Устье реки 174, 237
- Фазы водного режима реки** 196
Фарватер 176
Фильтрация 150
Фиорд 349
Фирн 120
Фитопланктон 103
Формула Быдина 232
 — Лагранжа — Эри 277, 391, 400
 — Пуазейля 73
 — Шеши 73, 208
Фотосинтез 98
Фракции наносов 213
Фронт волны 386
 — гидрологический 239, 423
 — таяния 181
- Характеристики водного режима** 14
 — гидрологические 13
 — гидробиологические 14
 — гидрофизические 14
 — гидрохимические 14
 — ледового режима 14
 — режима наносов 14
 — теплового режима 14
Хионосфера 116
Хлорность воды 359
Хребты срединно-океанические 352
- Цвет воды** 380
 «Цветение» воды 290, 322
Цикл гидрологический 88
 — эрозионно-аккумулятивный 97
Циркуляция в речном потоке 210
 — — океане 411, 432
 — — — термохалинная 411
Цунами 391
- Число Рейнольдса** 65
 — Фруда 67
- Шельф** 351
Ширина бассейна реки 171
 — озера 264
 — реки 176
Шкала волнения 389
 — цветности 380
Шуга 231, 375
Шугоход 231
- Экватор термический** 364
Экология 105
Экосистема 105
 — водная 106
Экспертиза экологическая 312, 447
Электропроводность воды 55, 360
Эллипсоид прилива 399
Энергия волны 387
 — кинетическая 59, 67
 — потенциальная 59, 67
Эпилимнион 280
Эрозия 97, 212, 220
Эстуарий 240
 — «обратный» 74
Эхолот 384
- Явление Эль-Ниньо** 80, 83, 428
Явления ледовые 231
 — приливные 394
 — сгонно-нагонные 272, 417
Язык ледника 117, 122

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	6
Введение	11
1. Вода в природе и жизни человека	11
2. Водные объекты. Понятие о гидросфере	12
3. Гидрологический режим и гидрологические процессы	13
4. Науки о природных водах	16
5. Методы гидрологических исследований	20
6. Использование природных вод и практическое значение гидрологии	22
7. Краткие сведения из истории гидрологии	28
Глава 1. Химические и физические свойства природных вод	37
1.1. Вода как вещество, ее молекулярная структура и изотопный состав	37
1.2. Химические свойства воды. Вода как растворитель	39
1.3. Физические свойства воды	43
1.3.1. Агрегатные состояния воды и фазовые переходы	43
1.3.2. Плотность воды	47
1.3.3. Тепловые свойства воды	50
1.3.4. Некоторые другие физические свойства воды	53
Глава 2. Физические основы гидрологических процессов	58
2.1. Фундаментальные законы физики и их использование при изучении водных объектов	58
2.2. Водный баланс	60
2.3. Баланс содержащихся в воде веществ	62
2.4. Тепловой баланс	63
2.5. Основные закономерности движения природных вод	64
2.5.1. Классификация видов движения воды	64
2.5.2. Расход, энергия, работа и мощность водных потоков	67
2.5.3. Силы, действующие в водных объектах	68
2.5.4. Уравнение движения водного потока	71
2.6. Вертикальная устойчивость вод	73
Глава 3. Круговорот воды в природе и водные ресурсы Земли	75
3.1. Вода на земном шаре	75
3.2. Современные и ожидаемые изменения климата и гидросферы Земли	78
3.3. Круговорот теплоты на земном шаре и роль в нем природных вод	84
3.4. Круговорот воды на земном шаре	88
3.5. Круговорот содержащихся в воде веществ	96
3.6. Влияние гидрологических процессов на природные условия	100
3.7. Водные ресурсы земного шара, частей света и России	106
Глава 4. Гидрология ледников	115
4.1. Происхождение ледников и их распространение на земном шаре	115
4.2. Типы ледников	119
4.3. Образование и строение ледников	120
4.4. Питание и абляция ледников, баланс льда и воды в ледниках	124
4.5. Режим и движение ледников	127
4.6. Роль ледников в питании и режиме рек. Практическое значение горных ледников	132

Глава 5. Гидрология подземных вод	136
5.1. Происхождение подземных вод и их распространение на земном шаре	136
5.2. Физические и водные свойства грунтов. Виды воды в порах грунтов	137
5.2.1. Физические свойства грунтов	137
5.2.2. Виды воды в порах грунта	139
5.2.3. Водные свойства грунтов	141
5.3. Классификация подземных вод. Типы подземных вод по характеру залегания	143
5.3.1. Классификации подземных вод	143
5.3.2. Воды зоны аэрации. Почвенные воды, верховодка, капиллярная зона	145
5.3.3. Воды зоны насыщения. Грунтовые воды	146
5.3.4. Артезианские и глубинные воды	148
5.3.5. Другие типы подземных вод	148
5.4. Движение подземных вод	149
5.5. Водный баланс и режим подземных вод	153
5.5.1. Водный баланс подземных вод	153
5.5.2. Водный режим зоны аэрации	155
5.5.3. Режим грунтовых вод	155
5.6. Взаимодействие поверхностных и подземных вод. Роль подземных вод в питании рек. Некоторые природные проявления подземных вод	159
5.7. Практическое значение и охрана подземных вод	163
Глава 6. Гидрология рек	166
6.1. Реки и их распространение на земном шаре	167
6.2. Типы рек	168
6.3. Морфология и морфометрия реки и ее бассейна	170
6.3.1. Водосбор и бассейн реки	170
6.3.2. Морфометрические характеристики бассейна реки	171
6.3.3. Физико-географические и геологические характеристики бассейна реки	172
6.3.4. Река и речная сеть	173
6.3.5. Долина и русло реки	175
6.3.6. Продольный профиль реки	177
6.4. Питание рек	179
6.4.1. Виды питания рек	179
6.4.2. Классификация рек по видам питания	182
6.5. Расходование воды в бассейне реки	183
6.6. Водный баланс бассейна реки	186
6.6.1. Уравнение водного баланса бассейна реки	186
6.6.2. Структура водного баланса бассейна реки	188
6.7. Водный режим рек	189
6.7.1. Виды колебаний водности рек	189
6.7.2. Фазы водного режима рек. Половодье, паводки, межень	196
6.7.3. Расчленение гидрографа по видам питания	197
6.7.4. Классификация рек по водному режиму	199
6.8. Речной сток	201
6.8.1. Составляющие речного стока	201
6.8.2. Факторы и количественные характеристики стока воды	202
6.8.3. Пространственное распределение стока воды на территории СНГ	205
6.9. Движение воды в реках	206
6.9.1. Распределение скоростей течения в речном потоке	206
6.9.2. Динамика речного потока	207
6.9.3. Закономерности трансформации паводков	211
6.10. Движение речных наносов	212

6.10.1. Происхождение, характеристики и классификация речных наносов	212
6.10.2. Движение влекомых наносов	214
6.10.3. Движение взвешенных наносов	216
6.10.4. Сток наносов	216
6.11. Русловые процессы	220
6.11.1. Физические причины и типизация русловых процессов ..	220
6.11.2. Микроформы речного русла и их изменения	221
6.11.3. Мезоформы речного русла и их изменения	222
6.11.4. Макроформы речного русла и их изменения	223
6.11.5. Деформации продольного профиля русла	224
6.11.6. Устойчивость речного русла	226
6.12. Термический и ледовый режим рек	227
6.12.1. Тепловой баланс участка реки	227
6.12.2. Термический режим рек	229
6.12.3. Ледовые явления	230
6.13. Основные черты гидрохимического и гидробиологического режима рек	234
6.13.1. Гидрохимический режим рек	234
6.13.2. Гидробиологические особенности рек	236
6.14. Устья рек	237
6.14.1. Факторы формирования, классификация и районирование устьев рек	237
6.14.2. Особенности гидрологического режима устьевого участка реки	242
6.14.3. Особенности гидрологического режима устьевого взморья ..	245
6.15. Практическое значение рек. Влияние хозяйственной деятельности на режим рек	247
6.15.1. Практическое значение рек и типизация хозяйственных мероприятий, влияющих на речной сток	247
6.15.2. Влияние на речной сток хозяйственной деятельности на поверхности речных бассейнов	248
6.15.3. Влияние на речной сток хозяйственной деятельности, связанной с непосредственным использованием речных вод ..	251
6.15.4. Гидролого-экологические последствия антропогенных изменений стока рек	257
Глава 7. Гидрология озер	259
7.1. Озера и их распространение на земном шаре	259
7.2. Типы озер	261
7.3. Морфология и морфометрия озер	264
7.4. Водный баланс озер	266
7.4.1. Уравнение водного баланса озера	266
7.4.2. Структура водного баланса озера	267
7.4.3. Водообмен в озере	270
7.5. Колебания уровня воды в озерах	270
7.6. Течения, волнение и перемешивание воды в озерах	275
7.7. Термический и ледовый режим озер	277
7.7.1. Тепловой баланс озер	277
7.7.2. Термическая классификация озер	278
7.7.3. Термический режим озер в условиях умеренного климата ..	279
7.7.4. Ледовые явления на озерах	285
7.8. Основные особенности гидрохимических и гидробиологических условий. Донные отложения озер	286
7.8.1. Гидрохимические характеристики озер	286
7.8.2. Гидробиологические характеристики озер	289
7.8.3. Наносы и донные отложения в озерах	290
7.9. Водные массы озер	291

7.10. Изменения гидрологического режима Каспийского и Аральского морей	294
7.10.1. Проблемы, связанные с судьбой Каспийского и Аральского морей	294
7.10.2. Каспийское море	295
7.10.3. Аральское море	302
7.11. Влияние озер на речной сток. Хозяйственное использование озер	311
Глава 8. Гидрология водохранилищ	313
8.1. Назначение водохранилищ и их размещение на земном шаре	313
8.2. Типы водохранилищ	316
8.3. Основные характеристики водохранилищ	318
8.4. Водный режим водохранилищ	319
8.5. Термический и ледовый режим водохранилищ	321
8.6. Гидрохимический и гидробиологический режим водохранилищ	322
8.7. Заиление водохранилищ и переформирование их берегов	323
8.8. Водные массы водохранилищ	324
8.9. Влияние водохранилищ на речной сток и окружающую природную среду	325
Глава 9. Гидрология болот	329
9.1. Происхождение болот и их распространение на земном шаре	330
9.2. Типы болот	331
9.3. Строение, морфология и гидрография торфяных болот	333
9.4. Развитие торфяного болота	335
9.5. Водный баланс и гидрологический режим болот	337
9.6. Влияние болот и их осушения на речной сток. Практическое значение болот	340
Глава 10. Гидрология океанов и морей	344
10.1. Мировой океан и его части. Классификация морей	344
10.2. Происхождение, строение и рельеф дна Мирового океана. Донные отложения	349
10.2.1. Происхождение ложа океана	349
10.2.2. Рельеф дна Мирового океана	349
10.2.3. Донные отложения	352
10.3. Водный баланс Мирового океана	354
10.4. Солевой состав и соленость вод океана	356
10.4.1. Солевой состав вод океана	358
10.4.2. Соленость морской воды и ее определение	359
10.4.3. Распределение солености в Мировом океане	360
10.5. Термический режим Мирового океана	364
10.5.1. Тепловой баланс Мирового океана	364
10.5.2. Распределение температуры в Мировом океане	364
10.6. Плотность вод и их перемешивание	370
10.6.1. Факторы, определяющие плотность морской воды	370
10.6.2. Распределение плотности в Мировом океане	370
10.6.3. Вертикальная устойчивость и перемешивание вод	371
10.7. Морские льды	374
10.7.1. Ледообразование в море	374
10.7.2. Физические свойства морского льда	376
10.7.3. Движение льдов	377
10.7.4. Ледовитость океанов и морей	378
10.8. Оптические свойства морской воды	379
10.9. Акустические свойства морской воды	381
10.10. Волнение	385
10.10.1. Волны зыби	385

10.10.2.	Ветровые волны	388
10.10.3.	Деформация волн у берега	389
10.10.4.	Волны цунами	391
10.10.5.	Внутренние волны	393
10.11.	Приливы	394
10.11.1.	Основные элементы приливов	394
10.11.2.	Приливообразующая сила	397
10.11.3.	Статическая и динамическая теории приливов. Строение приливной волны и приливные течения	399
10.11.4.	Деформация приливной волны у берега	401
10.11.5.	Разложение уравнения приливной волны. Гармонические постоянные. Таблицы приливов	402
10.11.6.	Приливы в ограниченном водоеме. Сейши	404
10.12.	Морские течения	406
10.12.1.	Силы, формирующие течения. Классификация морских течений	406
10.12.2.	Теория ветровых течений	406
10.12.3.	Плотностные течения	409
10.12.4.	Циркуляция вод в Мировом океане	411
10.13.	Уровень океанов и морей	416
10.13.1.	Кратковременные колебания уровня	417
10.13.2.	Сезонные колебания уровня	418
10.13.3.	Долгопериодные изменения уровня	420
10.14.	Водные массы океана	421
10.14.1.	Основы учения о водных массах	421
10.14.2.	Основы T, S -анализа водных масс	423
10.14.3.	Водные массы Мирового океана	425
10.15.	Взаимодействие океана и атмосферы. Океан и климат	426
10.16.	Ресурсы Мирового океана и его экологическое состояние	434
10.16.1.	Ресурсы Мирового океана	434
10.16.2.	Экологическое состояние Мирового океана	439
Заключение	444
Литература	448
Предметный указатель	451

Учебное издание

Михайлов Вадим Николаевич
Добровольский Алексей Дмитриевич
Добролюбов Сергей Анатольевич

ГИДРОЛОГИЯ

Редактор *Е. И. Борисова*
Художественный редактор *А. Ю. Войткевич*
Технический редактор *Н. И. Тростянская*
Компьютерная верстка *Е. А. Скугарева*
Корректоры *В. А. Вавилова, Г. Н. Петрова*

Художественное оформление серии
выполнено Издательством Московского университета
и издательством «Проспект» по заказу Московского университета

Лицензия ИД № 06236 от 09.11.01.

Изд. № РЕНТ-224. Подп. в печать 22.03.05.
Формат 60 × 88^{1/16}. Бум. офсетная. Гарнитура «Ньютон».
Печать офсетная. Объем 28,42 усл. печ. л., 28,92 усл. кр.-отт.
Тираж 3000 экз. Заказ № 4608.

ФГУП «Издательство «Высшая школа», 127994, Москва, ГСП-4,
Неглинная ул., 29/14.

Тел.: (095) 200-04-56
<http://www.v-shkola.ru>. E-mail: info@v-shkola.ru

Отдел реализации: (095) 200-07-69, 200-59-39, факс: (095) 200-03-01.
E-mail: sales@v-shkola.ru

Отпечатано на ФГУП ордена «Знак Почета»
Смоленская областная типография им. В. И. Смирнова.
214000, г. Смоленск, пр-т им. Ю. Гагарина, 2.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
КЛАССИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТСКИЙ УЧЕБНИК



ISBN 5-06-004797-0



9 785060 047974