Министерство образования и науки Российской Федерации
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

А.М. Догановский

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ

(ОБЩИЙ КУРС)

Специальный выпуск

Допущено Учебно-методическим объединением
по образованию в области гидрометеорологии
в качестве учебника для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по направлениям «Гидрометеорология»
и «Прикладная гидрометеорология»

РГГМУ
Санкт-Петербург
2012

УДК 556.5 (075)
ISBN 978-5-86813-327-5

Догановский А.М. Гидрология суши (общий курс). – СПб.: РГГМУ, 2012. – 524 с.
Рецензенты: В.С. Вуглинский, д-р геогр. наук, проф. (СПбГУ, ф-т географии и геоэкологии); В.И. Бабкин, д-р геогр. наук, акад. РАЕН (Государственный гидрологический институт).

Рассматриваются общие условия формирования поверхностных вод суши, представляющих одно из важнейших звеньев гидросферы, происхождение и эволюция водных объектов. Раскрываются причины и особенности формирования водного режима рек, озер, болот, ледников и других скоплений воды на материках как следствие взаимодействия климатических факторов и факторов подстилающей поверхности (активные и реактивные, с учетом антропогенного влияния). Даются простейшие приемы математического описания гидрологических процессов водных объектов. Приводятся сведения об их гидродинамических, гидрохимических, гидроэкологических особенностях. Также уделено внимание вопросам гидрографии и географического распределения водных ресурсов.

Учебный курс рассматривается как базовый среди дисциплин гидрологического цикла, изучение которых дает право получить специальность гидрометеоролога. Книга предназначена для студентов, получающих профессиональное образование в области гидрологии, и может быть полезной для студентов вузов, где готовят специалистов для водного транспорта, мелиорации, водного хозяйства, гидротехники. Книга также может быть рекомендована студентам географических факультетов университетов и специалистам, работающим в области гидрологии суши.

Doganovsky, A.M. Land Hydrology: A general course. – St Petersburg: RSHU Publishers, 2012. – 524 pp.

Conditions of formation of fresh surface water as one of the most important links of the Earth's hydrosphere, origin and evolution of water bodies are considered. Factors and features of formation of water regimes of rivers, lakes, bogs, glaciers and other water accumulations on the continents are explained as the consequences of interaction between climatic and surface factors (active and reactive ones, taking into account anthropogenic effect). The simplest examples of a mathematical des cription of hydrological processes in water bodies are given. The information on their hydrodynamics, hydrochemistry and hydro ecological features is provided. Particular attention is paid to hydrography and geographical distribution of water objects. This educational course can be considered as a fundamental one among the disciplines of the hydrological cycle, learning of which gives the right to be qualified as a specialist in hydrometeorology. This book is intended for students of hydrologists, but also it can useful for students who study of melioration, water transport, water menegment, and hydraulic engeneering. The textbook can be useful to students of geography departments of universities and specialists concerned with surface water hydrology.

ISBN 978-5-86813-327-5

© Догановский А. М., 2012
© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2012

ОГЛАВЛЕНИЕ

Список сокращений 9
Предисловие 10
Условные обозначения (основные) 14
Глава 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ВОДАХ СУШИ 16
1.1. Вода в жизни человека 16
1.1.1. Вода и ее роль в процессах, происходящих на Земле 16
1.1.2. Водные ресурсы и их использование 17
1.2. Гидрология суши – наука о водах суши 20
1.3. История гидрологической науки 25
1.4. Методы изучения и исследования гидрологических процессов 32
1.4.1. Источники и способы получения информации 32
1.4.2. Приемы исследования и анализа гидрологических систем и процессов, происходящих в них 39
Глава 2. ВОДА НА ЗЕМЛЕ 53
2.1. Физические и химические свойства природных вод 53
2.1.1. Молекулярное строение воды 53
2.1.2. Агрегатное состояние воды и ее фазовые переходы 54
2.1.3. Основные физические свойства природных вод 56
2.1.4. Химический состав природных вод 60
2.2. Влагообмен на Земле 70
2.2.1. Воды суши – составная часть гидросферы 70
2.2.2. Круговороты воды на Земле 74
2.2.3. Увлажнение земной поверхности 80
2.2.4. Виды антропогенного влияния на количество и качество воды 83
2.3. Балансовые методы изучения вод суши 94
2.3.1. Основные положения законов сохранения 94
2.3.2. Водный баланс суши 97
2.3.3. Тепловой баланс земной поверхности 100
Глава 3. ФОРМИРОВАНИЕ ВОД СУШИ 109
3.1. Атмосферные осадки 109
3.1.1. Виды атмосферных осадков и закономерности их образования 109
3.1.2. Закономерности выпадения осадков 115
3.2. Испарение и испаряемость 128
3.2.1. Значение испарения в формировании вод суши 128
3.2.2. Оценка испарения с различных поверхностей речных бассейнов . . . 132
3.2.3. Оценка суммарного испарения с поверхности речных бассейнов . . . 139
3.3. Подземные воды 142
3.3.1. Подземные воды и их участие в формировании поверхностных 142
3.3.2. Происхождение подземных вод и их типы 146
3.3.3. Условия залегания подземных вод в земной коре 148
3.3.4. Динамика подземных вод, подземный сток 155
3.3.5. Взаимодействие подземных и поверхностных вод 159
Глава 4. ВОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ СУШИ 163

4.1. Условия формирования водных объектов 163
4.2. Речные системы (бассейны) 166
4.2.1. Формирование и строение речной сети 166
4.2.2. Строение речных систем 173
4.2.3. Физико-географические условия и морфометрические характеристики речных систем и их частей 189
4.3. Озера и водохранилища 194
4.3.1. Формирование и строение озер, водохранилищ и их водосборов . . . 194
4.3.2. Котловины водоемов 197
4.3.3. Морфометрические характеристики водоемов и их бассейнов 204
4.4. Болота и заболоченные земли 210
4.4.1. Общие условия заболачивания земель 210
4.4.2. Формирование болотных массивов 215
4.4.3. Морфологические особенности строения и растительность болот . . 219
4.5. Ледники 225
4.5.1. Общие сведения о ледниках на Земле, их типы 225
4.5.2. Образование ледников 228
4.5.3. Строение и характеристики ледниковых систем 233
4.5.4. Снежные лавины 237
4.6. Морские устья рек 239
4.6.1. Формирование и строение устьевых областей 239
4.6.2. Типы устьевых областей 243
4.7. Гидрография 246
Глава 5. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ 264
5.1. Гидрология водотоков 264
5.1.1. Понятие «речной сток» 264
5.1.2. Водный баланс речных бассейнов 266
5.1.3. Факторы формирования стока за многолетний период 270
5.1.4. Фазы водного режима и виды питания рек 276
5.1.5. Другие источники питания 286
5.1.6. Регулирование речного стока 290
5.1.7. Классификации рек по водному режиму 293
5.1.8. Пространственная изменчивость стока за многолетний период 301
5.1.9. Экстремумы речного стока 305
5.1.10. Уровни воды в реках 316
5.1.11. Движение воды в речных системах 318
5.1.12. Сток наносов 327
5.1.13. Химический состав и сток растворенных веществ речных вод 340
5.1.14. Термический режим водотоков 345
5.1.15. Зарастание рек водной растительностью 357
5.2. Гидрология водоемов 361
5.2.1. Водный баланс водоемов и его структура 361
5.2.2. Внешний водообмен водоемов 378
5.2.3. Уровенный режим озер и водохранилищ 382
5.2.4. Термический режим озер и водохранилищ 391
5.2.5. Динамические процессы в водоемах 409

5.2.6. Гидрохимические особенности водоемов 433
5.2.7. Донные отложения и заиление озер и водохранилищ 448
5.2.8. Физические свойства вод озер и водохранилищ 454
5.2.9. Биологические особенности водоемов 456
5.2.10. Трофический статус водоемов 460
5.3. Гидрология болот и заболоченных земель 464
5.3.1. Водный баланс болот и определение его элементов 464
5.3.2. Вода в болотных массивах 471
5.3.3. Движение болотных вод 474
5.3.4. Сток воды с болотных массивов 478
5.3.5. Термический режим болот 483
5.3.6. Химический состав болотных вод 486
5.4. Гидрология ледников 488
5.4.1. Баланс массы льда и воды 488
5.4.2. Механизм движения ледников и ледниковая эрозия 491
5.4.3. Динамика ледников 497
5.4.4. Ледники и речной сток (гидрологическая роль ледников) 498
5.4.5. Механизм движения лавин 502
5.5. Гидрология морских устьев рек 504
5.5.1. Движение и трансформация речных вод 504
5.5.2. Проникновение морских вод в устьевую область 507
Литература 513
Предметный указатель 516

CONTENTS

List of abbreviations 9
Foreword 10
Major symbols 14
Chapter 1. GENERAL INFORMATION ABOUT THE LAND WATERS 16
1.1. The water in human life 16
1.1.1. Water and its role in the processes on Earth 16
1.1.2. Water resources and their use 17
1.2. Hydrology as the science of land waters 20
1.3. History of Hydrological Sciences 25
1.4. Methods of study and investigation of hydrological processes 32
1.4.1. Sources and methods of obtaining information 32
1.4.2. Methods of investigation and analysis of hydrological systems and processes within them 39
Chapter 2. WATER ON EARTH 53
2.1. Physical and chemical properties of natural waters 53
2.1.1. The molecular structure of water 53
2.1.2. Physical state of water and its phase transitions 54
2.1.3. The main physical properties of natural waters 56
2.1.4. The chemical composition of natural waters 60
2.2. Moisture exchange on Earth 70
2.2.1. L and water as a part of the hydrosphere 70
2.2.2. Water cycle on Earth 74
2.2.3. Moistening of the earth's surface 80
2.2.4. Forms of anthropogenic impact on water quality and quantity 83
2.3. Balance methods of studying surface waters 94
2.3.1. The fundamentals of the conservation laws 94
2.3.2. Water balance of a land 97
2.3.3. Heat balance of the Earth's surface 100
Chapter 3. FORMATION OF LAND WATERS 109
3.1. Atmospheric precipitation 109
3.1.1. Types of rainfall and the patterns of their formation 109
3.1.2. Rainfall patterns 115
3.2. Evaporation and evaporation potential 128
3.2.1. The meaning of the evaporation process for the formation of land waters 128
3.2.2. Evaluation of evaporation from various surfaces of river basins 132
3.2.3. Estimation of the total evaporation from the surface of river basins 139
3.3. Groundwater 142
3.3.1. Groundwater and their role in the formation of surface water 142
3.3.2. The origin of groundwater and their types 146
3.3.3. Groundwater conditions in the Earth’s crust 148
3.3.4. Dynamics of groundwater, groundwater runoff 155
3.3.5. Interaction between groundwater and surface water 159
Chapter 4. WATER BODIES OF LAND 163

4.1. Conditions of water bodies formation 163
4.2. River systems (basins) 166
4.2.1. Formation and structure of the river network 166
4.2.2. The structure of river systems 173
4.2.3. Physical and geographical conditions and morphometric characteristics of river systems and their parts 189
4.3. Lakes and reservoirs 194
4.3.1. The formation and structure of lakes, reservoirs and jour catchment area 194
4.3.2. Basin reservoirs 197
4.3.3. Morphometric characteristics of the reservoirs 204
4.4. Moors and moored areas 210
4.4.1. Terms and Conditions of areas mooring 210
4.4.2. The formation of moored areas 215
4.4.3. The morphological features of the structure and vegetation of moors . . . 219
4.5. Glaciers 225
4.5.1. General information about the glaciers on Earth, their types 225
4.5.2. Formation of glaciers 228
4.5.3. The structure and characteristics of glacier systems 233
4.5.4. Avalanches 237
4.6. Sea estuaries 239
4.6.1. The formation and structure of estuarine areas 239
4.6.2. Types of estuarine areas 243
4.7. Hydrography 246
Chapter 5. THE HYDROLOGICAL REGIME OF WATER OBJECTS 264
5.1. Hydrology of watercourses 264
5.1.1. The concept of river flow 264
5.1.2. Water balance of river basins 266
5.1.3. Factors of a runoff formation over many years 270
5.1.4. Phase of the hydrological regime of rivers and types of river feeding . . . 276
5.1.5. Other sources of feeding 286
5.1.6. Regulation of river flow 290
5.1.7. Classification of rivers according to water regime 293
5.1.8. Spatial variability of a river flow for a multiyear period 301
5.1.9. Extremes of runoff 305
5.1.10. Level of water in rivers 316
5.1.11. Water flow in river systems 318
5.1.12. Runoff of sediments 327
5.1.13. Chemical composition and river water solutes runoff 340
5.1.14. The thermal regime of watercourses 345
5.1.15. The overgrow of rivers with water vegetation 357
5.2. Hydrology of water bodies 361
5.2.1. Water balance of water bodies and its structure 361
5.2.2. External water exchange of water bodies 378
5.2.3. Level regime of lakes and reservoirs 382
5.2.4. The thermal regime of lakes and reservoirs 391
5.2.5. Dynamic processes in reservoirs 409

5.2.6. Hydrochemical characteristics of water bodies 433
5.2.7. Bottom sediments and siltation of lakes and reservoirs 448
5.2.8. Physical properties of the waters of lakes and reservoirs 454
5.2.9. The biological characteristics of water bodies 456
5.2.10. Trophic status of water bodies 460
5.3. Hydrology of moors and moored areas 464
5.3.1. Water balance of moors and determination of its elements 464
5.3.2. The water in the moored areas 471
5.3.3. The movement of moor water 474
5.3.4. Runoff from marsh areas 478
5.3.5. The thermal regime of moored area 483
5.3.6. The chemical composition of moor water 486
5.4. Hydrology of glaciers 488
5.4.1. Mass balance of ice and water 488
5.4.2. Mechanism of movement of glaciers and glacial erosion 491
5.4.3. Glacier dynamics 497
5.4.4. Glaciers and river discharge (the hydrological role of glaciers) 498
5.4.5. The mechanism of movement of avalanches 502
5.5. Hydrology of marine estuaries 504
5.5.1. The movement and transformation of river water 504
5.5.2. The penetration of sea water in the mouth area 507
Literature 513
Index 516

Список сокращений

АТР – Азиатская территория России
АЭС – атомная электростанция
ВГО – Всесоюзное географическое общество
ВУВ – высокий уровень воды
ГВК – государственный водный кадастр
ГГО – Главная геофизическая обсерватория
ГГИ – Государственный гидрологический институт
ГМО – гидрометеорологическая обсерватория
ГОСТ – Государственный стандарт
ГОЭЛРО – Государственная комиссия по электрификации России
ГРЭС – Государственная районная электростанция
ГУГМС – Главное управление гидрометеорологической службы
ГЭС – гидроэлектростанция
ЕТР – Европейская территория России
ИНОЗ РАН – Институт озероведения Российской академии наук
ИСЗ – искусственный спутник земли
МГД – Международное гидрологическое десятилетие
МГУ – Московский Государственный университет
НИИ – Научно-исследовательский институт
НУВ – низкий уровень воды
ПЭВМ – персональная электронно-вычислительная машина
РГГМУ – Российский Государственный гидрометеорологический университет
СНиП – Строительные нормы и правила
СПбГУ – Санкт-Петербургский государственный университет
ТЭЦ – тепловая электростанция
УВ – уровень воды
ФГБУ – Федеральное государственное бюджетное учреждение
ЦГМС – Центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды
ЮНЕСКО – Международная организация по вопросам просвещения, науки и культуры при Организации Объединенных Наций

ПРЕДИСЛОВИЕ

С момента выхода в свет последнего издания учебника «Общая гидрология» (1984 г.) прошло более 25 лет. За это время в мире, и в первую очередь в нашей стране, произошли большие изменения, определившие совершенно новый жизненный уклад в государстве. Изменились отношения между государствами в политической, экономической, культурной областях, не осталась в стороне и наука. Расширились связи ученых нашей страны с зарубежными коллегами. В том числе изменения наметились и в области высшего специального образования и связаны, прежде всего, с его унификацией. Поэтому претерпели изменения учебные программы, введены новые предметы. Это в полной мере коснулось подготовки гидрологов, где обучение с недавних пор ведется по трем направлениям: подготовка бакалавров, инженеров и магистров, а в ближайшем будущем оно будет двухуровневым: бакалавриат и магистратура. При этом большая роль отводится бакалавриату, где осуществляется подготовка специалистов-гидрологов инженерного направления (прикладная гидрометеорология). В качестве дисциплины, дающей возможность познать общие закономерности, управляющие процессами, происходящими в гидросфере в пределах материков, выявить взаимосвязи между гидросферой, атмосферой, литосферой по-прежнему остается «Общая гидрология», или общая часть «Гидрологии суши». Совокупность знаний, которые дает эта дисциплина, рассматривается как теоретическая основа, на базе которой осуществляется развитие и становление отдельных дисциплин, прежде всего инженерного направления: гидрологические расчеты, прогнозы, моделирование гидрологических процессов, водное хозяйство, русловые процессы и т.п. К слову сказать, эти дисциплины также активно развиваются, совершенствуется математический аппарат, расширяется компьютеризация и др. Такая направленность изучения гидрологии суши и подготовки специалистов в гидрометеорологических вузах и на факультетах институтов, где готовят специалистов-гидрологов инженерного профиля, несколько отличается от подготовки специалистов на географических факультетах университетов, выпускающих

специалистов-гидрологов-географов. При подготовке учебного курса, наряду с перечисленными выше общими задачами, даются сведения о происхождении водных объектов, дальнейшая эволюция которых связывается с климатическими изменениями и меняющимся гидрологическим режимом объектов, а в последние десятилетия и с антропогенной деятельностью. Гидрологическому режиму, его формированию и особенностям также уделено большое внимание. Одновременно приводятся сведения об основных методах изучения рек, озер, болот, ледников, их режимных характеристик и т.п., рассматриваются возможности инженерных решений при хозяйственном использовании этих объектов. В этом случае, наряду с простыми описаниями большинства процессов, приводятся их количественные оценки, выполненные путем решения простейших физических и эмпирических моделей, а также дается представление об особенностях протекания различных гидрологических процессов и возможности применения для их описания прикладных методов теории вероятности и математической статистики. Такие приемы позволяют также раскрыть многофакторность формирования гидрологического режима. В задачу общих вопросов гидрологии традиционно входит изучение современной гидрометеорологической терминологии с целью унифицирования терминов и понятий, в том числе применяемых в международной практике. Многие процессы, протекающие в гидросфере и самих водных объектах, подчиняются законам географической зональности, поэтому вопросам географических обобщений в книге уделено большое внимание. Значительное место также отведено вопросам классификации водных объектов, их режимных характеристик и различных видов гидрологических процессов.

Одно из центральных мест в книге занимают вопросы физического анализа формирования и протекания процессов в гидросфере и их связи с физико-географическими условиями (климат и подстилающая поверхность). Поэтому вместе с общими сведениями о физических свойствах воды, снега, льда рассматриваются вопросы водного и теплового балансов. Вообще балансовым методам изучения вод суши придается большое значение, так как они рассматриваются как частные случаи фундаментальных законов естествознания – законов сохранения материи и энергии. Большинство

процессов, протекающих в гидросфере, связаны с глобальным и региональным влагообменами на Земле. Поэтому подробно рассмотрены вопросы влияния климата и погоды, а также факторов подстилающей поверхности на гидрологические процессы. Например, приведены физические основы формирования и выпадения атмосферных осадков – главного источника образования поверхностных вод суши, приведены сведения об испарении и испаряемости, инфильтрации вод – важнейших источников потерь влаги. Все это позволяет охарактеризовать процессы, протекающие в гидросфере, как сложные многофакторные.

В состав учебного курса «Общая гидрология» входят также и вопросы, касающиеся общих условий формирования химического состава природных вод, определяющих качество воды водных объектов.

На основании перечисленных основных вопросов, которые рассматриваются в общей части курса «Гидрология суши», можно сформулировать общую цель курса. Это, прежде всего, изучение происхождения, строения, эволюции водных объектов суши (реки, озера, водохранилища, болота, ледники, морские устья рек и др.), формирование их водных ресурсов и гидрологического режима, положения ее объектов в гидрографической сети и, соответственно, в климатической системе.

В качестве исходного материала при написании книги послужили данные наблюдений, проводимые преимущественно на территории бывшего Советского Союза (в учебнике – «рассматриваемая территория») и, позже, России, стран СНГ. Широко использованы также результаты исследований, проведенных отечественными специалистами. В отличие от предыдущих изданий «Общей гидрологии», шире привлечены результаты исследований зарубежных специалистов, имеющих заметные достижения в области гидрологии. Это позволяет расширить знания в гидрологии, познакомиться с особенностями гидрологических процессов в географических зонах, которых нет на рассматриваемой территории.

Структура и объем изложенного материала в необходимой мере соответствует новым учебным программам подготовки специалистов-гидрологов в рамках направления «Прикладная гидрометеорология».

При написании учебника автор использовал свой многолетний опыт чтения лекций по курсам: «Введение в гидрологию», «Общая гидрология», «Гидрологические расчеты», «Учение о гидросфере» на гидрологическом факультете и факультете экологии и физики окружающей среды в Российском государственном гидрометеорологическом университете.

Автор также счел возможным использовать некоторые разделы, написанные лично им из книги «Гидросфера Земли» [25].

Термины и определения, встречающиеся в тексте, в основном согласованы с действующими стандартами (ГОСТ 19179-13. Гидрология суши). Тем не менее, в ряде случаев оказалось целесообразным провести уточнение терминологии.

При подготовке рукописи автор имел возможность обсудить ее как в целом, так и отдельные ее разделы с представителями и учебных и научных учреждений. Автор считает своим долгом выразить благодарность рецензентам учебника: д.г.н., проф. В.С. Вуглинскому (СПбГУ), д.г.н. В.И. Бабкину (ГГИ), а также к.г.н. С.М. Новикову (ГГИ), д.г.н., проф. К.В. Чистякову (СПбГУ), д.г.н., проф. М.А. Науменко (ИНОЗ РАН), д.т.н., проф. В.В. Коваленко (РГГМУ), к.г.н., доц. Н.А. Бродской (РГГМУ), д.г.н., проф. В.А. Шелутко (РГГМУ), к.г.н. Т.П. Гронской (ГГИ). Перечисленным специалистам автор выражает искреннюю признательность, а их весьма полезные замечания и советы учтены в окончательном варианте книги.

Большую помощь при подготовке рукописи оказали сотрудники РГГМУ Н.И. Семенова и Н.В. Судакова, которым автор выражает особую благодарность.

Условные обозначения (основные)

A, F – площадь (территории, бассейна, акватории), $м^2$, $км^2$; га
a – коэффициент температуропроводности, $м^2/с$
B – ширина (реки, поймы, озера), м, км
C – коэффициент Шези, $м^{0,5}/с$
C_p – теплоемкость, Дж/ºС
D – коэффициент устойчивости;
коэффициент густоты речной сети
E – испарение, мм
E_0 – испаряемость, мм
e – влажность, мб; парциальное давление, гПа
f – частные площади, $м^2$, $км^2$, %;
коэффициент внутреннего трения
G – величина субстрата
g – ускорение свободного падения, $м/с^2$
H – глубина (реки, озера, водохранилища,
залегания грунтовых вод), см, м;
h – толщина (льда, слоя воды), мм, см, м
I – уклон (реки, бассейна), м/км
k – величины различных коэффициентов,
в том числе пропорциональности
L – длина (реки, озера), м, км;
удельная теплота испарения, Дж/кг
l – длина (горизонталей, изобат) м, км
m – число причин; масса, г, кг, т
N – длина генеральной совокупности, лет; энергия, Вт, кВт
n – длина статистического ряда, сут., годы…;
число пунктов наблюдений
P, h – атмосферные осадки, мм
p – атмосферное давление, мм, мб;
нагрузка, Па
Q – расход воды, $м^3/с$
q – модуль (стока воды, твердого стока), л/(с $км^2$), кг/(с $км^2$)
R – слой стока, мм; гидравлический радиус, м, км;
радиационный баланс, Дж, кал
r – альбедо, %
S – периметр объекта, км; минерализация, $г/м^3$

T, t, τ – время, с, ч, мес., год
t, ºС – температура, ºС
U – скорость движения (воды, ветра), м/с, км/ч
V, W – объем (воды, наносов), $м^3$, $км^3$
Z – отметка уровня, см, м
η – коэффициент турбулентной теплопроводности, $Вт/(м^{2}\cdot{}^{0}С)$; объемная влажность
θ – количества тепла, кал, Дж, Вт
λ – теплопроводность, Вт/м град; долгота, град.; длина волны, м, км
μ – коэффициент вязкости
ξ – коэффициент турбулентной вязкости (трения)
ρ – плотность субстрата (вода, грунт, воздух), $кг/м^{.3}$
τ – время добегания, ч, сут., мес.; касательное напряжение
υ – кинематический коэффициент вязкости, $м^2/с$
φ – широта местности, град
χ – смоченный периметр, м, км
ω – площадь сечения русла, $м^2$, $км^2$
ρ – мутность, $г/м^3$

Глава 1.
ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ВОДАХ СУШИ

1.1. Вода в жизни человека

1.1.1. Вода и ее роль в процессах, происходящих на Земле

Вода – уникальное явление на Земле и, вероятно, во всей Вселенной. На земном шаре вода содержится в жидком, твердом, газообразном состоянии и представлена в виде непрерывной оболочки, окружающей Землю, которая получила название *гидросфера.* Всего в гидросфере содержится 13 87 000 000 км^3 воды, из них на материки приходится 1,7 %. Гидросфера является важнейшей составной частью среды обитания биоты и в том числе человека. Вода – не только самая распространенная, но и самая важная в природе жидкость. Достаточно сказать, что жизнь на Земле зародилась в воде. Без воды невозможно существование живых организмов и растений. Жизнь может быть только там, где есть вода. Исключительно важна роль воды в процессах, происходящих на Земле, от которых во многом зависит и органическая, и биологическая жизнь. Вода, находящаяся в атмосфере в виде облаков, служит естественным экраном, предохраняющим Землю от чрезмерного охлаждения в периоды снижения притока солнечной радиации и, наоборот, в периоды ее максимального притока защищает Землю от перегрева, тем самым способствует созданию более равномерных климатических условий. Вода атмосферы, наиболее динамичная часть гидросферы, участвует в глобальном влагообороте и обеспечивает орошение континентов, в том числе влагой, испарившейся с океанов. Таким образом, вода является составной частью климата, главными компонентами которого как раз и служат тепло и влага. Поэтому гидросфера рассматривается как важнейшая часть климатической системы, причем она не только может служить объективным индикатором изменений климата на Земле, но и сама является важным климатообразующим фактором.

Выпадающие атмосферные осадки образуют водотоки, водоемы и другие скопления воды на Земле, инфильтрующаяся влага образует подземные воды. Эти поверхностные и подземные воды

растворяют, механически разрушают горные породы, формируя внешний облик Земли. Так, движущаяся вода, обладая энергией, переносит продукты разрушения в другие места. При этом образуются особые формы рельефа, формируются водные объекты, которые играют важную роль в расселении людей. Вода, находящаяся в почве, влияет на ее плодородие, а вымываемые химические элементы участвуют в формировании химического состава природных вод. Вода является прекрасным природным растворителем. В воде могут растворяться все элементы периодической системы, включая почти не растворимые, такие как кремний, кварц и др. В воде легко растворяются газы, как воздушного, так и подземного происхождения. При этом в обоих случаях требуются соответствующие дополнительные условия (температура, давление и т.п.).

Вода в биологической жизни представляет собой основную среду, в которой происходит обмен веществ и развитие организмов. Все живое вещество на планете на 2/3 состоит из воды. Считается, что взрослый человек на 65–70 % также состоит из воды, а некоторые овощи, например огурцы, – на 95 %. Все это обусловливает очень большие потребности растений, живых организмов в воде, которые постоянно должны ее потреблять, пополняя испарившуюся часть. Для жизнедеятельности растений необходимы питательные вещества, которые также вода доставляет из почвы. Одновременно она регулирует температуру, испарение с поверхности листьев, предохраняет их от перегрева в жаркий период. Человек также не может обойтись без воды. Вся его жизнь связана с водой, роль которой можно рассматривать с трех позиций: 1) вода – условие существования человека, как биологического вида, 2) процессы, происходящие на Земле и связанные с участием воды, обеспечивают среду обитания человеку, 3) использование воды человеком в хозяйственных целях. При этом человеку в процессе его жизнедеятельности требуется очень большое количество воды.

1.1.2. Водные ресурсы и их использование

Используемая человеком вода рассматривается как некий природный ресурс. Однако, в отличие от других видов природных ресурсов, таких как, например, нефть, газ, уголь, железо и т.п., которые в процессе деятельности человека также используются, но

их запасы истощаются, вода является ресурсом возобновляемым. Такое возобновление возможно благодаря постоянным круговоротам воды в природе. При этом следует различать два вида водных ресурсов: *статические* (вековые) запасы воды и *возобновляемые* запасы. К возобновляемым водным ресурсам относятся пресные воды, которые в течение года многократно возобновляются. Интегральной характеристикой таких ресурсов является речной сток с его подземной составляющей. Именно по характеристикам стока оценивается величина возобновляемых водных ресурсов, их распределение во времени и по территории. Для России величина этих ресурсов оценивается примерно в 4348 км^3/год, в том числе 4113 км^3/год сформированы на территории страны и 235 км^3/год – приток с сопредельных территорий. Эти величины для всей рассматриваемой территории (бывший СССР, 1983 г.) составляли соответственно 4749, 4413 и 327 км^3/год. Основной объем водопотребления также связан с речным стоком. Речной сток определяет водообеспеченность населения и территорий, избыток или дефицит водных ресурсов.

К возобновляемым водным ресурсам относятся также подземные воды верхних водоносных горизонтов, не дренируемых реками. Именно эти виды водных ресурсов больше всего использует человек в своей хозяйственной деятельности. Таким образом, водные ресурсы страны являются ее национальным достоянием и важнейшим экономическим фактором.

К статическим запасам относятся воды крупных озер, ледников, глубоких подземных вод и т.п. Запасы статических вод при неизменных климатических условиях можно считать постоянными. Поэтому интенсивное их использование неизбежно приведет к истощению запасов, к возможным неблагоприятным экологическим последствиям, нарушению веками установившегося равновесия в природе, на восстановление которого может уйти сотни лет. Поэтому этот вид водных ресурсов человек использует в исключительных случаях. Строго говоря, статические запасы воды также являются возобновляемыми, но период их восстановления растягивается на многие столетия и тысячелетия и связан с изменением климатических эпох. Если статические запасы условно считаются постоянными, то возобновляемые водные ресурсы весьма дина-

мичны. В силу целого ряда природных факторов в режиме круговоротов воды наблюдаются внутригодовые и многолетние циклические колебания, вызывающие формирование многоводных и маловодных периодов. Это требует от человека, которому вода нужна постоянно, умение планировать потребление воды, сообразуясь с чередованием этих маловодий и многоводий.

Одновременно в колебаниях водных ресурсов имеют место долговременные тенденции их изменений, которые связаны как с естественными колебаниями климата, так и с изменениями, вызываемыми хозяйственной деятельности человека.

Характер использования водных ресурсов в хозяйственных целях можно разделить на водопользование и водопотребление. *Водопользование* происходит без изъятия воды из водных объектов, *водопотребление*, наоборот, подразумевает использование воды вне этих объектов. В первом случае вода используется для гидроэнергетики, водного транспорта, рыбного хозяйства. Водопотребление сопровождается изъятием воды из водных объектов и используется в промышленности, коммунальном и сельскохозяйственном водоснабжении. Эти воды также потребляются при орошении, обводнении, при развитии прудового рыбного хозяйства. По современным данным общее водопотребление для России оценивается в 65 км^3/год, в том числе 10 км^3/год приходится на подземные воды.

Из этого количества основная часть водных ресурсов потребляется промышленностью и составляет 40,9 км^3/год (63 %), хозяйственно питьевой отраслью – 14,3 км^3/год (22 %), сельским хозяйством – 9,7 км^3/год (15 %). В промышленности большая часть воды расходуется на теплоэнергетику, прежде всего на АЭС, ТЭЦ и др. (40 % от общего промышленного потребления), черную металлургию на выплавку стали, чугуна и т.п. (13 %), цветную металлургию (10 %), химию (9 %), топливо и нефтехимию (7 %), целлюлозно-бумажную отрасль (6 %) и др.

Хозяйственно-бытовое водоснабжение в первую очередь включает водоснабжение городов, поселков. В крупном городе в среднем на одного жителя приходится 300–500 л воды в сутки. Это количество различно и зависит как от размеров, так и от климатических условий. В поселках и малых городах потребление воды заметно меньше – 60–80 л/сут.

В сельском хозяйстве основная часть воды расходуется на орошение, обводнение, водоснабжение. При этом образуются большие безвозвратные потери воды, идущие на испарение, транспирацию, на увеличение растительной массы. Известно, что для получения 1 т урожая сельскохозяйственных культур расходуется воды: 130–160 л – для сахарной свеклы, 800–1200 м^3 – для пшеницы, 100–1600 м^3 – для травы, сена, 4000–5000 м^3 – для хлопка, 5000–7000 м^3 – для риса.

Развитие промышленности, городов, сельского хозяйства требуют все большего количества воды. Поэтому рациональное использование и охрана водных ресурсов, а следовательно, и их изучение – задача очень важная.

1.2. Гидрология суши – наука о водах суши

Гидрология суши является частью науки «Гидрология» (буквально – наука о воде), которая занимается изучением природных вод, явлений и процессов, в них протекающих, а также определяет распространение воды на земном шаре. Следовательно, предметом изучения гидрологии являются воды гидросферы. В пределах материков эти вопросы как раз решает гидрология суши. Гидросфера представляет собой сплошную оболочку Земли, содержащую воду во всех агрегатных состояниях в пределах Мирового океана, криосферы, атмосферы и литосферы и принимающую непосредственное участие в планетарном круговороте влаги. Количество воды в гидросфере составляет 1,387 млрд км^3. Из них 96,5 % приходятся на соленые воды океана, 1,7 % на воды криосферы, находящиеся в твердом состоянии, всего 0,001 % приходится на воды атмосферного пара и 1,8 % – на воды литосферы. При этом в это количество входят, помимо подземных вод, также поверхностные воды, заключенные в так называемых гидрологических объектах, к которым относятся реки, озера, водохранилища, болота, заболоченные земли, горные ледники, подземные воды, зоны активного водообмена и др. Всего на поверхности материков содержится 253 000 км^3 воды (воды суши) или 0,02 % общих запасов воды в гидросфере, из которых 70 % – воды пресные. Несмотря на такое относительно небольшое количество воды на суше, она имеет решающее значение для жизни человека и во многом определяет об-

лик суши. Поэтому этой части гидросферы уделяется самое тщательное внимание, а гидрология суши – одна из ключевых в цикле геофизических и географических наук. Воды перечисленных частей гидросферы постоянно находятся во взаимодействии, а процессы, происходящие в них, существенно различаются, что определяет и различие в методах их исследования. В состав гидрологии, помимо гидрологии суши, входят: океанология (гидрология морей и океанов), гляциология (гидрология ледников), метеорология (её разделы связаны с формированием и выпадением атмосферных осадков, факторов испарения), гидрогеология (гидрология подземных вод) и др. В свою очередь, ряд вопросов, относящихся к деятельности воды на суше, также одновременно рассматриваются перечисленными науками.

Океанология изучает Мировой океан как часть гидросферы, физические, химические и биологически процессы и явления, происходящие в нем. Океан также является главным поставщиком влаги на материки и служит водоприемником материковых вод, которые поступают в него в процессе планетарного круговорота влаги. Океаны оказывают влияние на гидрологические процессы, происходящие в устьевых областях рек, впадающих в океаны.

Гляциология изучает все виды воды в твердом состоянии (природные льды) на поверхности Земли, в атмосфере, литосфере, его образование и особенности режима. С гидрологией суши гидрология ледников соприкасается в вопросах измерения накопления и расходования льда, закономерности баланса вещества в ледниках и влияния их на водный режим рек. Несмотря на то что гляциология относится к области физической географии, что, несомненно, правильно, но, тем не менее, ее можно также рассматривать как часть гидрологии.

Метеорология изучает атмосферу, происходящие в ней процессы. Общими вопросами для метеорологии и гидрологии суши также являются вопросы выпадения атмосферных осадков, испарения. В свою очередь, метеорология связана с климатологией, представляющей собой науку о многолетнем режиме атмосферных условий, свойственных тому или иному месту. Именно *климатология* изучает условия и режим увлажнения территории, учитывает и атмосферные осадки и испарение. Поэтому гидрологические

процессы на суше во многом зависят от климатических условий, то есть гидрология теснейшим образом связана с климатологией.

Еще в начале XX в. великий русский климатолог А.И. Воейков определил, что «реки есть продукт климата», и это в полной мере соответствует действительности.

Гидрогеология, изучающая подземные воды, входит в состав гидрологии суши в объеме, необходимом для выяснения процессов взаимодействия поверхностных и подземных вод. Сюда относятся вопросы инфильтрации воды в почвенный покров и грунты, образование почвенного и грунтового стока и его разгрузка в водные объекты в пределах гидрогеографической сети и т.п. Зона, где протекает этот процесс, является зоной *активного водообмена*.

Гидрогеология относится к числу геологических наук – наук о происхождении, развитии и строении Земли. Сюда же можно отнести геоморфологию, почвоведение, которые также имеют точки соприкосновения с гидрологией суши, связанные с исследованием процессов размыва (эрозии) и отложения (аккумуляции) продуктов разрушения горных пород, образованием твердого стока.

Если океанологию и гляциологию можно представить как составные части гидрологии, то цикл наук, изучающих атмосферу, рассматривает закономерности поступления влаги на сушу, ее распределение во времени и пространстве (*климатические сигналы*). В это же время цикл наук, изучающих литосферу (*подстилающая поверхность*), исследует условия отклика поверхности суши на эти сигналы. Взаимодействие особенностей климата и подстилающей поверхности создает условия образования и эволюции гидрологических объектов, формирование их режимных характеристик. Именно эти объекты и изучает гидрология суши.

Описанием объектов, выяснением закономерностей их географического распределения занимается раздел гидрологии – *гидрография*, которая является частью физической географии, исследующей особенности строения, состава, динамики и развития географической оболочки Земли. Следовательно, и гидрология суши опирается на географические законы. Совокупность перечисленных наук, которые, также как и гидрология суши в частности, является составной частью так называемой *климатической системы*, которая демонстрирует неразрывную связь с управляемыми ею

элементами окружающей среды. Такими элементами являются гидросфера в целом и все ее составляющие, в том числе гидрологические объекты суши. Это лишний раз подчеркивает главенство климата во всех процессах, происходящих на Земле.

Перечисленным наукам соответствуют одноименные учебные дисциплины, изучение которых формирует специалиста-гидролога.

В последние десятилетия оказалось, что единый курс гидрологии суши не может удовлетворить запросы развивающегося хозяйства страны. Гидрологи принимают самое активное участие в проектировании и строительстве различных инженерных сооружений, связанных с водопользованием и водопотреблением, планировании рационального использования и охраны водных объектов и т.п. Поэтому возросла роль инженерного направления в гидрологии суши, связанного с разработкой и применением современных методов расчетов и прогнозов характеристик гидрологического режима, русловых процессов, водохозяйственных расчетов и т.д. Отсюда появился целый ряд узконаправленных инженерных дисциплин, которые составили раздел гидрологии суши – инженерную гидрологию. Одновременно были усилены разделы, которые необходимы для глубокого изучения качества воды, ее физических свойств, динамики водных объектов. Это привело к появлению еще целого ряда самостоятельных дисциплин, раскрывающих различные стороны, связанные с использованием воды (гидрохимия, гидрофизика, динамика русловых потоков и др.).

Дифференциация направлений гидрологии суши продолжается и сейчас. Уже в последние годы появились новые самостоятельные дисциплины, например, охрана природных вод, гидроэкология, гидрология водохранилищ, стохастическое моделирование гидрологических процессов и др.

Перечисленные дисциплины рассматривают конкретные задачи, качество решения которых связано с применением сведений об общих закономерностях, управляющих процессами формирования и деятельности вод суши в целом, и особенности их проявления в реках, озерах, водохранилищах, болотах, ледниках и т.д. Эти закономерности должны быть рассмотрены в общей части гидрологии суши. Эта дисциплина также занимается вопросами формирования гидрографической сети, процессами влагооборота, оценкой

влияния метеорологических условий и факторов подстилающей поверхности на особенности гидрологического режима водных объектов, в том числе с учетом антропогенных факторов. При этом основные приемы исследований опираются на фундаментальные законы естествознания, например, законы сохранения материи и энергии, а также на известные законы физики. Широко используются методы математического анализа, информатики. Более подробно задачи общей гидрологии приведены в предисловии.

Сформировавшиеся самостоятельные дисциплины, которые являются составными частями гидрологии суши, представлены в виде двух групп: 1) дисциплины, имеющие отношение к физике речного потока, движению воды в озерах, болотах и т.п., а также отражающие физические и химические свойства природных вод; 2) цикл инженерных дисциплин, связанных с расчетами, прогнозами гидрологического режима водного хозяйства, русловых процессов, вопросами моделирования и т.д. (рис. 1.1).

На рисунке представлены лишь основные дисциплины, одновременно показаны фундаментальные науки (физика, химия, математика, география), на которые опираются при исследовании гидрологии суши и ее разделов. Главный раздел гидрологии суши – ее общую часть, в свою очередь, следует также представить в виде нескольких разделов: вода на Земле и ее роль в жизни человека, вопросы, связанные с условиями формирования поверхностных вод суши и водных объектов, гидрология водных объектов. В числе изучаемых объектов представлены реки, озера, водохранилища, болота, заболоченные земли, горные ледники, подземные воды, зоны активного водообмена, морские устья рек. Такое деление целесообразно и оно общепринято, т.к. процессы, протекающие в этих объектах, часто различны, неодинаковы и способы их изучения. Наконец, гидрология суши (в том числе ее общая часть) теснейшим образом связана с процессами, происходящими в атмосфере, с климатическими факторами (цикл метеорологических дисциплин и, соответственно, наук) и строением подстилающей поверхности (цикл геологических дисциплин и наук). Взаимодействие этих двух групп факторов, которые еще называются, соответственно, *активные* и *реактивные*, и определяют существование водных объектов и их режимные характеристики. Необходимым



Рис. 1.1. Структурная схема соподчиненности учебных курсов гидрологического цикла

условием существования общей части гидрологии суши является её связь с гидрометрией – дисциплиной, рассматривающей методы измерений, наблюдений, ведущихся с целью изучения гидрологического режима водных объектов.

1.3. История гидрологической науки

Во все времена жизнь человека была связана с водой. Люди, как правило, селились по берегам рек, озер, т.к. эти водные объекты обеспечивали человека водой для коммунальных нужд, орошения и т.п. Реки, озера служили путями сообщения как летом, так и зимой, по льду, а также для добычи рыбы. В то же время с водой связаны большие несчастья: прохождение разрушительных паводков, уносившие многие человеческие жизни, разрушавшие города,

возделанные сельскохозяйственные земли, повреждение гидротехнических сооружений и т.п. В засушливые периоды водные объекты могут пересыхать, а зимой перемерзать, оставляя людей без воды. Поэтому в те далекие времена у человека появилась необходимость изучать гидрологический режим рек, озер, болот с целью предсказания их поведения, для строительства и эксплуатации гидротехнических сооружений, плотин, дамб, мостов, каналов, организации накопления воды в водохранилищах, а для этого необходимо вести на этих объектах наблюдения.

Первые сведения о таких наблюдениях уходят вглубь веков. Так, по данным археологов в очагах древней культуры в Египте, Месопотамии, Китае, Индии достаточно серьезные гидротехнические сооружения были построены более 6000 лет назад. Следовательно, там же велись наблюдения за водным режимом. Известны наблюдения уровня воды на нескольких постах (ниломеры) на р. Нил, на р. Сырдарья и Амударья, Тигре и Евфрате и др. Эти первые гидрологические наблюдения относились к крупным рекам с неустойчивым водным режимом. Очевидно, что результаты этих наблюдений обобщались и использовались для хозяйственных целей. Поэтому гидрология по праву может считаться одной из древнейших наук в мире.

Однако потребовались тысячелетия, чтобы гидрология стала самостоятельной научной дисциплиной.

В 1974 г. на Международной гидрологической конференции ЮНЕСКО в Париже было отмечено трехсотлетие научной гидрологии, приурочив этот юбилей к выходу в свет в 1674 г. книги француза П. Перро «О происхождении источников». Эта дата часто считается рождением научной гидрологии. Спустя 20 лет в Италии оформилась гидрометрия. В те же годы в Германии вышла в свет книга Э. Мельхиора с названием «Гидрология». С этого периода начинается бурное развитие гидрологии во всем мире, которое связано, в первую очередь, с получением новых, более обширных сведений о водном режиме.

В России первый водомерный пост был открыт по приказу Петра I на Неве у Петропавловской крепости. Хотя есть сведения, что уровни воды на некоторых российских реках измерялись еще в XVII в., а измерить первый расход воды пробовали на р. Волге

в 1700 г. В это же время в России было проведена организация большого количества экспедиционных работ при изысканиях под строительство каналов, улучшение водных путей на реках и озерах. В это время большой материал по гидрологии был также получен русскими землепроходцами. Вообще открытие постов, производство регулярных наблюдений за гидрологическим режимом водных объектов в течение длительного времени и экспедиционные материалы позволили сделать большинство научных выводов современной гидрологии.

В начале–середине XIX в. стали появляться специальные учреждения по изучению гидрологического режима рек, озер, болот. Причем в первую очередь обращалось внимание на наводнения, водные ресурсы, вопросы движения воды, прогнозы. Первое бюро прогнозов было открыто во Франции в 1850 г. В это время появились работы крупнейших специалистов в области изучения движения потока, имена которых широко известны в настоящее время: французов – Антуана Шези, Анри Дарси, работавших в России – Даниила Бернулли, ирландцев – Роберта Маннинга, Базена и др. Также бурно развивались и другие области гидрологии: Была установлена зависимость стока рек от осадков – австрийцами Пенком, Шрайбером и россиянином Ишковским. Особенно большое значение для становления гидрологии как науки имели работы великого русского климатолога А.И. Воейкова.

Широкое развитие гидрологии в России связано, прежде всего, с исследованиями рек как путей сообщения. Так, в 70-х годах XIX в. была учреждена навигационная комиссия министерством путей сообщения, которая приступила к организации систематических наблюдений за уровнями крупных судоходных рек. Уже в 1876 г. была открыта сеть водомерных постов на р. Волге, Северной Двине, Каме, Неве и др. Это дало толчок развитию научного направления отечественной гидрологии. В результате работы комиссии был накоплен огромный опыт производства гидрографических и гидрометрических работ, разработки инструкций по производству этих работ. В конце XIX в., начале XX в. появились великолепные работы по отдельным вопросам гидрологии. Наряду с упомянутым А.И. Воейковым, русловыми процессами занимались В.М. Лохтин, Н.С. Лелявский, П.И. Максимович по стоку

Днепра, гидрофизик Э.М. Ольдекоп, исследовавший испарение с поверхности речных бассейнов. К этому надо добавить исследования Е.А. Гейнца (1903 г.) М.А. Рыкачева, Н.Н. Соколова (1913 г.) о водности рек бассейна Волги, а также Н.Е. Долгова (1905, 1912 гг.) по формированию ливневых паводков и др. В 1884 г. начат регулярный выпуск прогнозов на р. Волге, организованный инженером В.Г. Клейбером. Всех этих ученых можно смело назвать основоположниками отечественной гидрологии.

Новый этап в развитии гидрологии в России начался в 20–30-х годах XX в. в период бурного развития промышленности, гидротехнического строительства в стране. Исключительно важную роль в развитии гидрологии стали играть гидрологические съезды, состоявшиеся в 1924 г. (I съезд) и в 1928 г. (II съезд). В работе съездов принимали участие специалисты различных ведомств и ученые различных направлений. Особенно интересным был II съезд, где впервые работало 8 секций, представлявших различные разделы гидрологии: речная, озерная, морская, подземных вод, гидравлико-математическая, гидрофизическая, гидробиологическая, гидрохимическая и гидротехническая. К этому периоду относится выход в свет первых учебников по гидрологии: А.А. Труфанова «Речная гидрология» (1923 г.) и М.А. Великанова «Гидрология суши» (1925 г.). В учебнике М.А. Великанова впервые были систематизированы основные разделы гидрологии как научной дисциплины. В это же время начала свою творческо-научную деятельность плеяда уже советских гидрологов, трудами которых были разработаны теоретические основы современной отечественной гидрологии суши как самостоятельной науки, разделы которой имеют инженерные направления. К ним следует отнести работы уже упомянутого М.А. Великанова, В.Г. Глушкова, Д.И. Кочерина, С.Д. Муравейского, Б.В. Полякова, Е.В. Близняка, Л.С. Берга, А.Ф. Лебедева и многих других.

В 1919 г. был создан Российский Государственный гидрологический институт, который работает и в настоящее время [ФГБИ ГГИ)]. Многие из перечисленных выше ученых успешно работали в ГГИ многие годы. В настоящее время институт является головным учреждением в области гидрологии суши. В это же время в стране начал действовать знаменитый план ГОЭЛРО электрифи-

кации страны, работы по которому позволили получить интересные научные данные по гидрологии, благодаря которым выполнены важнейшие научные разработки, связанные со строительством и эксплуатацией водохранилищ. Другая организация, на которую возлагали проведение гидрологических наблюдений и исследований, была учреждена в 1929 г. – Гидрометеорологический комитет при Совнаркоме СССР, который в 1933 г. преобразован в центральное управление единой гидрометеорологической службы СССР, а в 1936 г. – в Главное управление гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР. В подчинении ГУГМС вошла вся гидрологическая сеть наблюдений, которая резко была расширена в начале 30-х годов.

В это время начал создаваться «Водный кадастр СССР», который позволил систематизировать разрозненные сведения о режиме рек, озер, болот, ледников, подземных вод. С 1936 г. начали издаваться «Гидрологические ежегодники», где публиковали данные наблюдений на постах. До этого с 1881 г. издавались сведения об уровнях. Еще раньше такие ежегодники были изданы в Австрии (1803 г.), Венгрии (1896 г.), США (1906 г.). В 30-х годах в СССР появились обобщающие работы по многим разделам гидрологии. Например, впервые Б.Д. Зайковым и С.Ю. Беленковым была составлена карта нормы стока для всей страны, которая базировалась на 1280 пунктах наблюдений за стоком. Одновременно появились работы Д.Л. Соколовского по применению в гидрологических расчетах кривых распределения. Это очень важное достижение. «Водный кадастр СССР» и другие работы сыграли большую роль в обосновании инженерных проектов при строительстве различных гидротехнических сооружений.

На основании достигнутых успехов в развитии отечественной гидрологии был выпущен ряд учебников по гидрологии. Помимо упомянутого учебника М.А. Великанова, выпущены учебники А.В. Огиевского «Гидрология суши» (1951 г.), Б.А. Аполлова, А.К. Давыдова. Основным высшим учебным заведением, где готовили специалистов-гидрологов, являлся Ленинградский гидрометеорологический институт, который был открыт в 1930 г., до 1941 г. он размещался в Москве. С 1944 г. начал работать Одесский гидрометеорологический институт. В это же время начала действо-

вать Валдайская научно-исследовательская станция, впоследствии ставшая крупнейшей полевой гидрологической лабораторией, а также ряд водобалансовых станций, ведущих наблюдения в разных физико-географических зонах. Все эти мероприятия позволили накопить обширный материал для дальнейшего развития гидрологии. В это же время начала свою научную деятельность плеяда ученых, которые добились признания, больших успехов в деле совершенствования гидрологической науки в послевоенное время – время восстановления народного хозяйства и его дальнейшего развития. В это время правительством страны был разработан в развитии плана ГОЭЛРО план создания каскадов крупных водохранилищ на Волге, Каме, Енисее, Днепре. В это время заметную роль в дальнейшем развитии вопросов регулирования стока сыграла организация Гидропроекта. Вопросами гидрологических расчетов занимались Д.Л. Соколовский, С.Н. Крицкий, М.Ф. Менкель, Г.Г. Сванидзе, Г.А. Алексеев. Общие вопросы гидрологии суши разрабатывали П.С. Кузин, Л.К. Давыдов, М.И. Львович, А.А. Соколов, А.Н. Бефани. Исследования озер проводились Л.С. Бергом, Г.Ю. Верещагиным, А.В. Шнитниковым, Д.Л. Россолимо, Б.Б. Богословским, Б.Д. Зайковым, водохранилищ – С.Л. Вендровым, А.Б. Авакяном, Н.В. Буториным, Ю.М. Матарзиным. Гидрологические прогнозы разрабатывали Г.П. Калинин, В.Н. Комаров, Е.Г. Попов. Вопросы гидрохимии и гидрофизики – П.П. Воронков, О.А. Алекин, П.П. Кузьмин. Русловые процессы – Н.Е. Кондратьев, А.В. Караушев, В.Н. Гончаров, И.В. Попов. Ледники – С.В. Калесник, Г.К. Тушинский. Болота – К.Е. Иванов, В.В. Романов. Подземные воды – О.В. Попов, Б.И. Куделин, О.К. Ланге.

В этот же период начали действовать специализированные НИИ АН СССР: Институт водных проблем и институт географии в Москве, Институт озероведения в Ленинграде, Лимнологический институт на Байкале, институты гидродинамики в Новосибирске и др. Эти учреждения возглавляли крупнейшие ученые нашей страны. Эти институты и многие проектные организации внесли заметный вклад в дальнейшее развитие гидрологии. Основные направления развития гидрологии были отмечены на III и IV Всесоюзных гидрологических съездах, состоявшихся в 1957 и 1973 гг.

В этот период были проведены интересные и весьма полезные для развития инженерной гидрологии дискуссии о приоритете эм-

пирических или статистических методов в гидрологии. В это же время в гидрологических исследованиях широко стали применяться электронно-вычислительные машины, которые резко интенсифицировали исследования. Значительно расширились международные связи в области гидрологии суши, что способствовало дальнейшему развитию гидрологии. Ученые нашей страны приняли самое активное участие в Международной гидрологической деятельности (МГД) и учреждении ЮНЕСКО в 1965–1970 гг. Результатом этих работ явился капитальный научный труд «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» (1974 г.). Данный труд получил весьма высокую оценку гидрологов из различных стран. К этому периоду относится расширение исследований в области изучения антропогенного влияния на гидрологический режим водных объектов, а также началось изучение влияния глобального антропогенного потепления на водные ресурсы. Этот вопрос на многие годы стал ключевым. Систематизация накопления сведений о водных объектах, о режиме количества и качества воды проведена в 1978 г., когда был введен новый Государственный водный кадастр (ГВК). В этом издании собраны все сведения о водных объектах страны. Кадастр сыграл большую роль в деле рационального использования поверхностных вод для хозяйственных нужд.

Все многообразие направлений развития гидрологии было рассмотрено на состоявшемся в 1986 г. V Всесоюзном гидрологическом съезде. К этому времени в стране численность опорной сети достигла 7090 пунктов, причем примерно половина из них разместилась на европейской территории страны, а другая половина – в азиатской части. Помимо этой сети Госкомгидромета действовала сеть пунктов наблюдений за использованием вод, организованная в системах Минводхоза и Минэнерго и других министерств страны. Эта сеть предназначена для оценки изменений водных ресурсов, которая изучалась более чем в 30 тыс. пунктах забора воды из источников и сброса ее в водотоки и водоемы. Повысился также контроль за качеством подземных вод, наблюдением за водной эрозией, выносимых загрязняющих веществ. К этому времени относится ввод в действие усовершенствованного свода строительных норм и правил для расчета речного стока, разработка специальной теории колебаний уровня озер, повышение интереса к вопросам

математического моделирования гидрологических процессов.

Однако в дальнейшем в стране произошли известные события: сократилась наблюдательная сеть, ряд гидрологических организаций прекратил свою деятельность, некоторые специалисты оказались за рубежом. Тем не менее, в последние годы российская гидрология вновь вышла на передовые позиции в мире. Это показал очередной VI Всероссийский гидрологический съезд, который наметил пути дальнейшего развития отечественной гидрологии. К числу достижений можно отнести заметно развившиеся международные связи, российские гидрологи регулярно участвуют в международных симпозиумах, конференциях. Многие наши специалисты работали за рубежом и имели международные гранты и т.п. Среди российских гидрологов и сейчас есть известные специалисты и деятели, развивающие отечественную гидрологию. В разных областях гидрологической науки наибольших успехов добились: водные ресурсы – И.А. Шикломанов, В.И. Бабкин, Р.К. Клиге, гидрологические расчеты – А.В. Рождественский, А.М. Владимиров, Л.С. Кучмент, Д.Л. Раткович, Ю.Б. Виноградов, русловые процессы – Н.Б. Барышников, В.К. Дебольский, Б.Ф. Снищенко, Р.С. Чалов, В.И. Антроповский, озера и водохранилища – К.К. Эдельштейн, В.С. Вуглинский, В.М. Широков, подземные воды – В.С. Ковалевский, И.С. Зекцер, А.Н. Павлов, водное хозяйство – А.Е. Асарин, Г.С. Арсеньев, качество вод – Б.Г. Скакальский, А.М. Никаноров и другие. Многие из перечисленных специалистов являются известными преподавателями.

1.4. Методы изучения и исследования гидрологических процессов

1.4.1. Источники и способы получения информации

Для достижения конечной цели, которая стоит перед гидрологией и связана с разработкой эффективных методов расчетов, прогнозов гидрологических характеристик для решения разнообразных хозяйственных задач, обеспечения различных отраслей экономики (в первую очередь, водохранилищного хозяйства, широкого спектра сведений о состоянии и качестве поверхностных и подземных вод, а также о масштабах и видах их использования), требуется обширная исходная информация. Помимо сведений о стро-

ении самих водных объектов, необходимо знать их режимные характеристики и факторы, влияющие на их формирование, изменение и т.д., которые, как известно, формируются под действием двух групп причин: климатических и факторов подстилающей поверхности. Для этих целей в стране создана система гидрологических наблюдений, представляющая собой общегосударственный комплекс, включающий пункты наблюдений на различных водных объектах страны, с соответствующим техническим и методическим обеспечением и технологическими блоками, обеспечивающими обработку результатов наблюдений. Совокупность таких пунктов образует государственную гидрологическую стационарную сеть наблюдений Росгидромета. Гидрологическая сеть России является одной из старейших, хорошо развитых сетей в мире, которая берет свой отсчет с XVII–XVIII вв. В это время появились первые наблюдательные посты на р. Москва, Нева и др. Интенсивное развитие сети в России началось в середине XIX в., когда были открыты посты на крупных судоходных реках и озерах. В дальнейшем количество постов увеличивалось, и максимальное развитие сети приходится на 70–80 годы XX в. Так, в 1986 г. общая численность постов в бывшем СССР составила 7041 пост, включая 6252 речных и 789 озерных постов. На территории РСФСР в этот период действовало 4675 постов, в том числе 4161 пост на реках, 514 – на озерах и водохранилищах, а это соответствует плотности речной сети, приходящейся на 1 пост 3580 км^2. Для сравнения эта величина в США составляет 430 км^2, Англии – 340 км^2, Бразилии – 2600 км^2. То есть на рассматриваемой территории один пост контролирует площадь, которая больше чем в других странах. Следует отметить, что на ее европейской части плотность речной сети выше, чем на азиатской. На рис. 1.2 представлен график динамики количества гидрологических постов, расположенных на территории России.

Из рисунка следует, что резкое уменьшение сети наблюдалось с 80-х годов. К началу XXI в. наблюдательная сеть сократилась на 30,3 % и на территории ЕТР на 1 января 2010 г. работало 1506 постов (2839 км^2 на один пост), на АТР – 1563 (8167 км^2). На рис. 1.3 представлена разработанная ГГИ электронная карта размещения сети гидрологических постов Европейской части России. Эта кар-

та, кроме всего, позволяет получить качественно новую основу для анализа и размещения сети постов с целью ее оптимизации. Существует сеть наблюдений и за подземными водами. Так, на 2005 г. она насчитывала 12 265 пунктов наблюдений, При этом также за 90-е годы сеть сократилась на 20 %. На каждом посту производится определенный комплекс наблюдений и, в зависимости от их количества, посты делятся на разряды от первого до третьего.

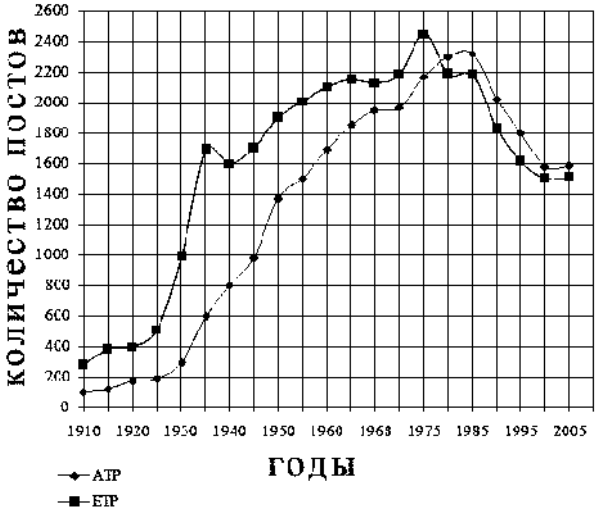


Рис. 1.2. Динамика количества гидрологических постов на Европейской и Азиатской территориях России

Правильное размещение пунктов наблюдений – задача очень важная. Вероятно, плотная (густая) сеть предпочтительнее, так как дает возможность охватить более широкий круг разнообразных водных объектов, а большая продолжительность наблюдений – детальнее выявить закономерности их гидрологического режима. Однако при таком большом количестве рек, озер, болот, как в России, практически нет возможности изучить каждый из этих объектов, везде открыв пункты наблюдений. Поэтому в настоящее время для получения сведений для неизученных или слабоизученных объектов широко применяется метод *гидрологической аналогии*. Этот способ позволяет получить приближенную оценку основных характеристик гидрологического режима неизученных водных

объектов. Оценка основана на подборе объекта-аналога, находящегося в сходных с изучаемым объектом физико-географических условиях и в распространении его гидрологических характеристик на изучаемый объект. При этом возможны поправки на неполную аналогию физико-географических факторов рассматриваемого процесса.

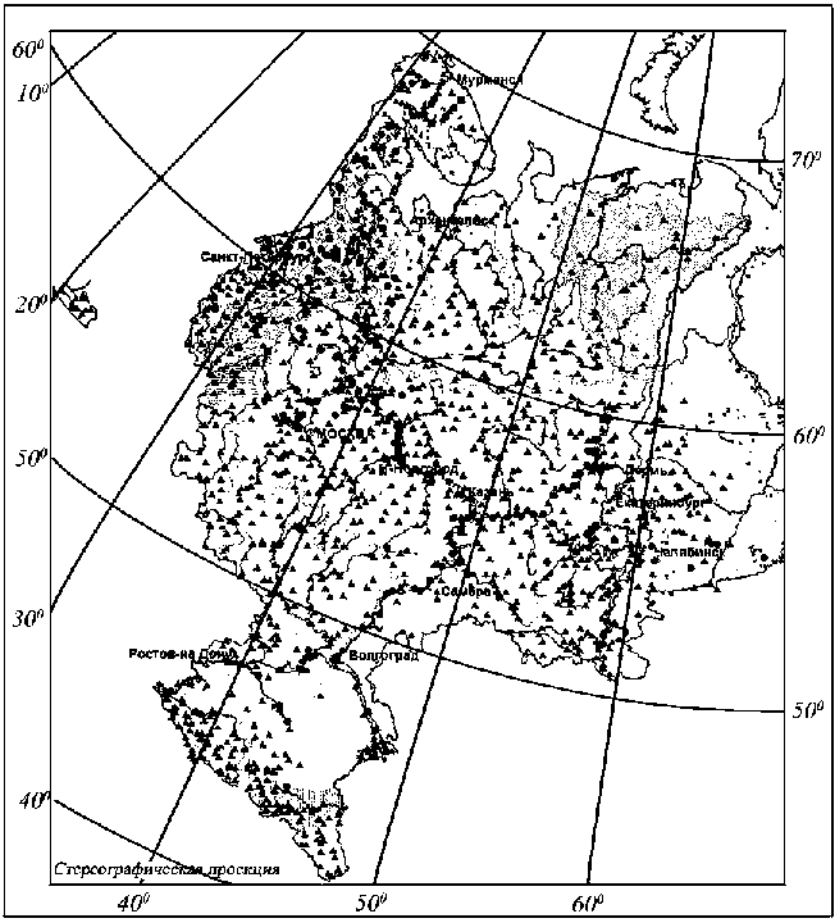


Рис. 1.3. Сеть гидрологических постов на Европейской части России

С целью укрепления и расширения наблюдательной сети в 1997 г. вышло постановление правительства РФ «Положение о

ведении государственного мониторинга водных объектов». Согласно этому документу, мониторинг поверхностных водных объектов ведется министерством природных ресурсов РФ совместно с Росгидрометом. Сеть наблюдений за подземными водами контролируется также министерством природных ресурсов.

Перестраивающаяся система гидрологических наблюдений в России, да и на всей рассматриваемой территории, должна, с одной стороны, надлежаще обеспечить изучение закономерностей функционирования поверхностных и подземных водных объектов, их ресурсов и водного режима. Знание этих характеристик необходимо для разработки методов расчетов и прогнозов гидрологических и гидрогеологических характеристик, оценки их изменений во времени и пространстве. С другой стороны, эта система должна обеспечивать необходимые информационные запросы различных отраслей национальной экономики, связанных с водопотреблением и водопользованием. Поэтому при реализации этого государственного плана предполагается реорганизация существующей сети наблюдений, и приоритет должны иметь те станции, которые отвечают основным критериям. Это, прежде всего:

1. Длительный период наблюдений в ненарушенных естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях. 2. Станции должны располагаться вблизи устьев главных рек и их главнейших притоков. 3. Обеспечение исходными данными прогнозов различных гидрологических характеристик. 4. Обеспечение гидрологическими и гидрогеологическими параметрами недостаточно изученных районов. 5. Изучение трансграничных водных объектов международного значения. 6. Производство специализированных видов наблюдений (водно-балансовые, болотные станции и т.п.).

Предполагается также восстановление и совершенствование ведомственной сети наблюдений. Эта сеть была широко распространена в прошлые годы. Такая сеть создавалась в отдельных случаях во время проектирования, изысканий и строительства крупных хозяйственных объектов. Например, как дополнение государственной сети. Такая сеть действовала при строительстве Енисейского каскада ГЭС, при изысканиях и добыче медно-никелиевых руд на Таймыре, золота в бассейне Колымы и т.д. По окон-

чании работ ведомственная сеть была закрыта, а часть передана Росгидромету. Еще одним способом получения гидрологической и сопутствующей ей информации является организация краткосрочных полевых измерений. Также экспедиционные исследования являются актуальными для территорий, где действует относительно редкая сеть стационарных пунктов наблюдений или для выполнения комплекса работ, получения других данных, которые невозможно получить на постах. Экспедиционные работы и в настоящее время распространены на огромных пространствах России.

При анализе полученных материалов по гидрологическому режиму, как правило, необходимы метеорологические данные. Часть из них, как показано выше, измеряется непосредственно на гидрологических постах, однако весь комплекс метеорологической информации, поступает со стационарной метеорологической сети, которая также подчиняется Росгидромету. К стационарным метеорологическим наблюдениям, в том числе необходимым для анализа гидрологического режима, следует отнести: измерения атмосферных осадков, температуры и влажности воздуха, скорости и направления ветра, облачности. На некоторых станциях регулярно проводятся снегосъемки и т.д.

Не потеряли своего значения и водно-балансовые исследования, которые проводятся на специализированных водно-балансовых станциях. Основная задача таких станций – изучение физической сущности, механизмов гидрологических явлений и процессов, а также проведение активных экспериментов. Поэтому на водно-балансовых станциях, которые, как правило, располагаются в разных природных зонах, проводятся исследования формирования речного стока, водного, теплового балансов, химического состава воды и др. Для выполнения таких работ на станциях действуют испарительные бассейны, почвенные испарители, скважины для определения подземного стока и т.п.

Особая сеть наблюдений создана на водохранилищах, где проводится комплекс специализированных наблюдений, связанных, например, с регулированием стока, гидрологическим режимом водохранилища, подготовка текущей информации для эксплуатации ГЭС. Эти станции входят в состав особых подразделений Росгидромета – гидрологических обсерваторий. Поэтому обсерватории есть практически на всех крупных водохранилищах страны.

Одно из главных направлений при разработке методов гидрологических исследований принадлежит лабораторным экспериментам, которые направлены, прежде всего, на исследования динамики потоков, русловых процессов. Также эксперименты позволяют решить конкретные задачи. Например, в ГГИ исследовались режимные характеристики оз. Байкал, Невской губы, для чего были построены модели этих объектов.

Экспериментальные специализированные лаборатории работают в ряде других НИИ, в некоторых вузах. Например, в РГГМУ действуют лаборатории расчетов стока, гидропрогнозов, моделирования гидрологических процессов и т.д. Помимо получения конечных инженерных решений, в лабораториях также осуществляется и первичная обработка результатов. Гидрология суши относится к циклу геофизических наук, а факторы, влияющие на формирование водных объектов и их гидрологического режима, – тепло и влага – подчиняются географической зональности. Следовательно, в целом ряде случаев для исследования отдельных элементов гидрологического режима могут быть построены карты изолиний или выделены однотипные районы, или построены эмпирические зависимости искомой величины от определяющих факторов. Например, существуют карты распределения по территории среднего многолетнего стока, которые позволяют определить эту характеристику для неисследованных объектов. В виде однотипных районов представлены сведения о мутности воды и ее химическом составе. Существуют эмпирические формулы определения речного стока в зависимости от площадей водосборов и т.п. Такие карты и формулы опираются на отмеченный выше способ аналогии. Рассмотренные приемы позволяют определить искомые величины, не прибегая к фактическим измерениям.

Все перечисленные способы получения исходных данных для анализа и расчетов гидрологических процессов опубликованы, и к основным источникам получения гидрологической и метеорологической информации относятся многочисленные и разнообразные справочники.

Непосредственным и важным продолжением системы гидрологических наблюдений является результирующий материал, представленный в виде водного кадастра. Под водным кадастром

понимается систематизированный, постоянно пополняемый и при необходимости уточняемый свод сведений о водных объектах, водных ресурсах, режиме, качестве и использовании вод, а также о водопользователях. Задачей ведения кадастра является сбор и обобщение данных наблюдений за режимом и качеством поверхностных и подземных вод, сбор сведений об их использовании, при этом проводится обработка этих данных, и результаты выдаются потребителям вместе с разнообразными информационными продуктами.

Создание такого кадастра позволяет потребителям получать разнообразную гидрологическую информацию, непосредственно подготовленную для использования в конкретных отраслях хозяйства страны, а также для научных целей. В нашей стране водных кадастров было несколько. Кадастр, используемый в настоящее время, отличается от предыдущих широким внедрением ПЭВМ на всех уровнях системы, активным использованием современных автоматизированных технологий, внедрением ГИС-технологий при подготовке информации.

Важное значение для рационального использования водных ресурсов имеет разработанная в 2008 г. «Водная стратегия Российской Федерации на период до 2020 года». Стратегия определяет основные направления деятельности по развитию водохозяйственного комплекса страны, обеспечивающего устойчивое водопользование, охрану водных объектов, их защиту от негативных воздействий меняющегося климата и хозяйственной деятельности человека.

1.4.2. Приемы исследования и анализа гидрологических систем и процессов, происходящих в них

Под *гидрологической системой* следует понимать некую территорию, включающую исследуемый водный объект (река, озеро, болото и т.п.) и его водосбор. В гидрологической литературе эта территория часто носит название *бассейн* (речной бассейн, озерный бассейн, болотный бассейн и т.п.). Представляя бассейн как систему, как раз можно видеть его деление на взаимосвязанные и взаимодействующие части – элементы (определение «система» в [11]. Таким образом, можно считать термин «бассейн» упрощенным представлением термина «гидрологическая система». Следо-

вательно, имеем озерную систему, речную систему и т.п. При этом любую гидрологическую систему можно рассматривать как подсистему климатической системы.

Сведения об особенностях анализа гидрологической информации. Как известно, в задачи общего курса гидрологии суши входит установление общих закономерностей, управляющих процессами, происходящими в гидросфере, установление взаимосвязи между гидросферой, атмосферой, литосферой, благодаря им формируются и эволюционируют водные объекты и свойственные им гидрологические режимы. При этом рассматриваются причины и закономерности изменения этих характеристик во времени и пространстве. Эти задачи как раз и решаются с помощью информации, о которой сказано выше. В настоящее время существуют способы определения параметров гидрологических систем: их размеров, форм, особенностей строения, физико-географических условий и т.п. – все то, что называется подстилающей поверхностью. Определение их количественных характеристик производится по различного рода географическим, геологическим и др. планам, картам, по материалам, полученным с ИСЗ, путем производства специальных съемок, использованием уже готовых данных и т.п. Эти приемы изложены в соответствующих разделах учебника и в специально созданном учебном пособии «Сборник практических задач по определению основных характеристик водных объектов суши» (Догановский А.М., Орлов В.Г. – СПб.: РГГМУ, 2011. – 315 с.).

Что касается изучения и описания гидрологических процессов, то в этой области имеются различные приемы, связанные с большим разнообразием процессов и уровнем решения задач. К числу общих задач гидрологии следует отнести изучение ведущих факторов, постулирующих наличие причинно-следственных связей между гидрологическими процессами и определяющими их факторами. При этом применяются простейшие приемы оценки: регрессионный и авторегрессионный анализы, парная и множественная линейные корреляции и др. с выводами эмпирических уравнений и оценкой их параметров. Сюда же можно отнести установление причин трансформации входных факторов, определяющих гидрологический режим водных объектов. Так как этих причин всегда очень много и часто они не могут быть учтены, то

эмпирически может быть определена трансформирующая функция, которая является интегральной характеристикой, отражающей совокупность факторов, влияющих на процесс. Графически это положение можно представить в виде динамической системы, представляющей собой простейшую модель формирования процесса (рис. 1.4).

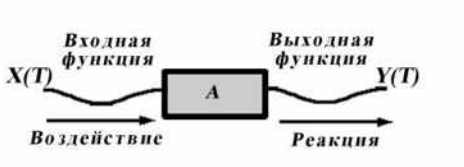


Рис. 1.4. Схема динамической системы

Если речь идет о речном бассейне, то $X(T)$ – атмосферные осадки, $Y(T)$ – речной сток. A – речной бассейн, представляющий собой трансформирующую функцию (оператор). Простейший способ ее определения – решение обратной задачи.

Ведущая роль в изучении гидрологических процессов отводится балансовым методам, которые рассматриваются как частные случаи фундаментальных законов естествознания – законов сохранения массы и энергии. (Балансы: водный, тепловой, химический, седиментационный и др.) Также рассматриваются способы оценки закономерностей колебаний гидрологических процессов во времени и пространстве. Перечисленные приемы анализа также излагаются в соответствующих разделах учебника и в упомянутом выше учебном пособии.

Многофакторность событий заставляет перейти к их оценке как к процессу случайному, стохастическому. В этом случае применяется аппарат теории вероятности и математической статистики. Каждый процесс может быть охарактеризован кривыми распределения и их параметрами, а каждый параметр имеет физический смысл и зависит от совокупности факторов, определяемых климатическими особенностями, и факторами подстилающей поверхности. Статистические методы могут также применяться и при пространственных обобщениях.

Далее кратко излагаются условия применения некоторых простейших приемов статистических расчётов и анализа гидрологических характеристик, процессов.

Статистические методы анализа в гидрологии. Как было отмечено, все гидрологические процессы являются результатом взаимодействия большого количества разнообразных геофизических процессов (атмосферные осадки, температура, влажность, ветер и т.п.), физико-географических условий (местоположение объекта, ландшафт, почвы, рельеф, растительность и т.п.) и, в последнее время, антропогенных факторов. Таким образом, рассматриваемое гидрологическое явление «у» зависит от множества причин. Именно в этом смысле изменение во времени процесса следует рассматривать как случайное. При этом не следует путать случайные многофакторные процессы в гидрологии и случайные явления в бытовом смысле. Безусловно, первые обеспечены физическими причинами, вторые – беспричинны.

Построение кривых распределения и их свойства. Все гидрометеорологические процессы (x), протекающие во времени (t), можно представить в виде статистических временных рядов $x = f(t)$. Например, изменение во времени годовых расходов воды в реке или атмосферных осадков на метеостанции и т.п. Вместе с тем, распределение по площади (A) гидрометеорологических, морфологических и т.п. элементов также можно представить в виде статистических рядов $x = f(A)$. Например, изменение по площади бассейна высоты снежного покрова, высотных отметок поверхности земли и т.п.

Исходя из вероятностного характера рассматриваемых процессов, ряды наблюдений обычно представляются в виде значений случайной величины. В зависимости от формы представления случайная величина может быть непрерывной и дискретной. Непрерывная случайная величина может принимать любые численные значения в некотором диапазоне. Дискретная случайная величина может принимать только конечное или счетное множество значений.

Чаще всего случайные величины обозначаются заглавными буквами латинского алфавита: $X, Y, Z, \ldots$, а их конкретные значения, полученные в результате опыта, обозначаются строчными буквами $x_1, x_2, \ldots, x_n$.

Имея некоторую совокупность дискретных величин $x_1, x_2, \ldots x_n$, можно получить распределение частот в виде ступенчатого графика, называемого *гистограммой распределения* (рис. 1.5).

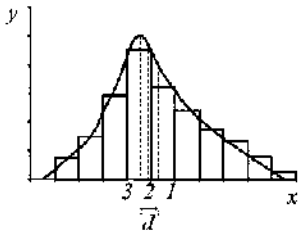


Рис. 1.5. Гистограмма распределения (асимметричного). *1* – средняя арифметическая; *2* – медиана; *3* – мода

При бесконечном увеличении числа ступенек график превращается в плавную предельную кривую распределения.

Наиболее общей формой описания случайной величины является закон распределения. *Закон распределения представляет собой всякое соотношение, устанавливающее связь между возможными значениями случайной величины и соответствующими им вероятностями.* Формой, пригодной для описания законов распределения и дискретной и непрерывной случайной величины, является функция распределения $F(x)$ или, иначе, интегральный закон распределения – вероятность выполнения неравенства $X < x$ при различных возможных значениях случайной величины x:

$$F(x) = p\,(X < x). \qquad (1.1)$$

Графическое отображение функции распределения называется *кривой функции распределения* или интегральным законом распределения.

При анализе гидрометеорологических процессов вместо $F(x)$ принято рассматривать функцию

$$P(x) = p\,(X \geq x) = 1 - F(x). \qquad (1.2)$$

Графическое отображение этой функции называется *кривой обеспеченности*. Исходя из приведенных соотношений, кривая функции распределения обратна кривой обеспеченности и пересекается с ней при $F(x) = P(x) = 0{,}5$. На рис. 1.6 представлена гистограмма распределения речного стока р. Луги за многолетний период и соответствующие ей графики функции распределения и обеспеченности.

Таким образом, функция распределения или обеспеченности служит характеристикой распределения случайной величины.

В практике анализа гидрометеорологических процессов часто рассматривается функция, также дающая представление о распределении непрерывной случайной величины, называемая *плотностью распределения вероятности* или дифференциальным законом распределения. Эта характеристика представляет собой производную функции распределения.

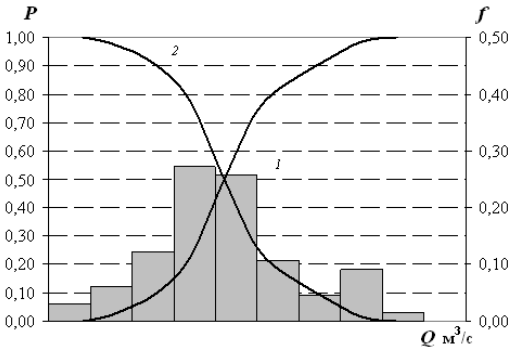


Рис. 1.6. Гистограмма распределения (1) и кривая обеспеченности (2)

$$Y = f(x) = F,(x) = dF(x)/dx. \qquad (1.3)$$

Большое разнообразие гидрометеорологических процессов предопределяет разнообразие форм кривых распределения и обеспеченности. Поэтому в настоящее время рассматривается целый ряд законов распределения, сведения о которых можно найти в [15, 56, 71]. Наибольшее распространение в нашей стране получили законы распределения Пирсона III типа и закон распределения Крицкого-Менкеля.

Следует также отметить, что при описании и анализе конкретных рядов наблюдений законы распределения могут быть заданы в аналитической форме, для чего необходимы числовые параметры или характеристики, отражающие те или иные стороны этого закона. Назначение характеристик показать наиболее существенные особенности распределения. Такие характеристики называются *числовыми* или *параметрами распределения случайной величины*. Эти параметры являются взаимосвязанными, опирающимися на понятие о моментах совокупностей. Понятие «момент» перенесено в статистику из механики (моменты инерции, статистические моменты и т.п.).

Числовые характеристики, используемые в практике анализа рядов, разделяют на характеристики положения, показывающие

расположение определенных характеристик распределения на оси абсцисс, и характеристики рассеивания.

Из характеристик положения важнейшую роль играет *математическое ожидание* случайной величины (m_x). Для дискретных случайных величин

$$m_x = M[X] = \sum_{j=1}^{k} \zeta_j p_j = (1/n) \sum_{i=1}^{n} x_i, \qquad (1.4)$$

где ζ – возможные значения X; p_j – вероятность появления значения X, равного ζ_j; M – символ математического ожидания; n – число членов ряда.

Для непрерывных случайных величин математическое ожидание определяется по формуле

$$m_x = \int_{-\infty}^{\infty} x f(x) dx, \qquad (1.5)$$

где $f(x)$ – плотность распределения.

Кроме математического ожидания, часто используются еще две характеристики положения: мода M и медиана Me.

Модой дискретной случайной величины называется ее наиболее вероятное значение. Модой непрерывной случайной величины называется то ее значение, в котором плотность вероятности имеет наибольшее значение.

Медианой случайной величины X называется такое ее значение, для которого $p(X < Me) = p(X > Me)$, т.е. вероятность значений X, больших и меньших Me, одинакова.

В общем случае математическое ожидание, мода и медиана не совпадают, однако в случае симметричного одномодального распределения эти характеристики могут совпадать. В частности, они совпадают для нормального закона распределения.

Другим классом числовых характеристик являются характеристики рассеивания: дисперсия, среднее квадратическое отклонение, коэффициент вариации, коэффициент асимметрии и, реже, эксцесс.

Дисперсией случайной величины X называется математическое ожидание квадрата соответствующей центрированной величины. Она представляет собой второй центральный момент и определяется по формулам:

– для непрерывных случайных величин

$$D_x = \int_{-\infty}^{\infty} x\ f(x)dx = \int_{-\infty}^{\infty} (x - m_x)^2 f(x)dx; \qquad (1.6)$$

– для дискретных случайных величин

$$D_x = \sum_{j=1}^{k} (\zeta_j - m_x)^2 p_j = (1/n) \sum_{i=1}^{n} (x_i - m_x)^2. \qquad (1.7)$$

Для характеристики рассеивания часто удобнее пользоваться величиной, размерность которой совпадает с размерностью случайной величины. Это дает возможность сопоставить рассеивание со значениями самих величин *X*. В качестве такой величины может служить корень квадратный из дисперсии. Эта величина называется средним квадратическим отклонением, или стандартом, (σ_x):

$$\sigma_x = \sqrt{D_x} = \sqrt{(1/n) \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^2}. \qquad (1.8)$$

В гидрометеорологии для описания и анализа заведомо положительных величин большое распространение получила безразмерная характеристика рассеивания – коэффициент вариации:

$$C_v = \sigma_x / \bar{x} = \sqrt{(1/n) \sum_{i=1}^{n} (k_i - 1)^2}, \qquad (1.9)$$

где k_i – модульный коэффициент, равный $x_i / \bar{x}$.

Коэффициент вариации не зависит от среднего и может быть использован для сопоставления изменчивости различных процессов.

Для характеристики симметричности рассеивания значений случайной величины относительно математического ожидания применяется безразмерная величина – коэффициент асимметрии:

$$C_s = \sum_{i=1}^{n} (k_i - 1)^3 / (nC\mathrm{v}^3). \qquad (1.10)$$

В соответствии с этой формулой для симметричных распределений *Cs* = 0. Асимметрия может быть положительной и отрицательной. Знак асимметрии зависит от соотношения числовых характеристик положения: моды и математического ожидания. Если $m_x > M$, то $C_s > 0$ – положительная асимметрия. Если $m_x < M$ – от-

рицательная асимметрия (см. рис. 1.5). Примером распределений с положительной асимметрией могут служить ряды максимального стока. В данном случае причиной положительной асимметрии является то, что значения максимального стока всегда больше нуля и могут в несколько раз превосходить математическое ожидание. Таким образом, максимум отрицательных отклонений от математического ожидания по абсолютной величине всегда меньше математического ожидания, в то время как положительные отклонения от математического ожидания нередко в несколько раз больше его. Примером распределений с отрицательной асимметрией могут служить многие ряды максимальных уровней, особенно на участках рек с поймой. Причиной отрицательной асимметрии в данном случае является резкое возрастание ширины живого сечения при выходе воды на пойму.

При исследовании формирования водных объектов, изучении их эволюции, выявлении особенностей гидрологического режима и рассмотрении других вопросов, относящихся к общему курсу гидрологии суши, часто необходимо знать главные факторы, причины формирования процессов.

Регрессионный анализ относится к наиболее распространённым способам, позволяющим выяснить такие причины, обусловившие тот или иной процесс. Способ сводится к построению зависимостей $y = f(x)$, где y – функция, x – аргумент, или при множестве аргументов $y = f(x_1, x_2, \ldots x_n)$. При этом зависимости двух переменных могут иметь различную форму – от прямой линии до сложных кривых и аппроксимироваться уравнениями прямой или степенными уравнениями. Для подбора уравнений и определения их параметров существуют способы линеаризации зависимостей, например, с помощью логарифмического преобразования переменных.

Наиболее часто встречающиеся связи в гидрологии описываются уравнениями прямой вида $y = ax$ или $y = ax + b$, гиперболы $y = a + (b/x)$, показательными (экспоненциальными) зависимостями типа $y = ae^{bx}$, логарифмическими зависимостями $y = a + b \ln x$ и т.п. При этом параметрам уравнений a, b можно придать определённый физический смысл. В гидрологии большинство зависимостей не являются строго линейными, поэтому вопросы линеаризации являются актуальными.

Оценив структуру связей между рассматриваемыми переменными, следует оценить (измерить) степень их тесноты. Весь этот процесс и составляет содержание регрессионного (корреляционного) анализа.

Корреляционные линейные связи между двумя переменными широко используются в гидрологии. Например, объём паводка зависит от количества выпавших атмосферных осадков за дождь, сформировавший этот подъём воды. Уровни воды в нижерасположенных по течению створах зависят от расходов воды, в вышерасположенных – плюс боковая приточность и т.п. Приведённые соотношения строятся на основании сопоставления их совокупностей (рис. 1.7).

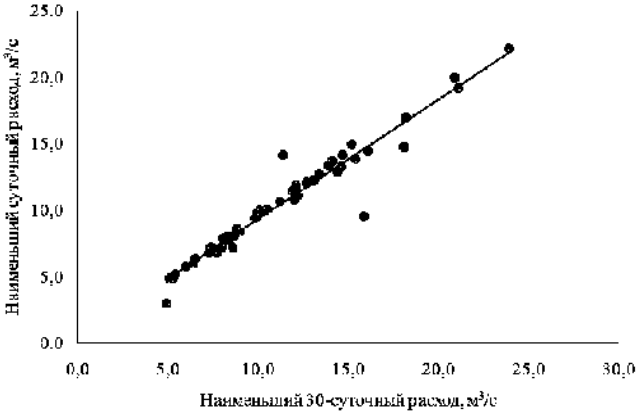


Рис. 1.7. График связи наименьшего суточного и наименьшего 30-суточного расходов. р. Селижаровка – д. Яровинка

При нанесении на график соответствующих соотношений *x* и *y* они образуют группу точек, более или менее закономерно располагающихся вдоль прямой линии, называемой линией *регрессии*, уравнение которой:

$$y = ax + b. \qquad (1.11)$$

Параметр *a* называется *коэффициентом регрессии*, *b* – свободный член. Эти параметры можно определить графически или по формулам, соответственно:

$$a = \sum_{i=1}^{n}(x_i y_i - n\bar{x}\,\bar{y}) / \sum_{i=1}^{n}(x_i^2 - n\bar{x}^2), \qquad (1.12)$$

$$b = y - ax,$$

где n – число членов используемых в совокупности; x, $\bar{y}$ – их средние значения, i = 1, 2, 3, … n.

Или рассчитав величины средних квадратических отклонений по (1.8), имеем:

$$a = r\,(\sigma_y / \sigma_x), \tag{1.13}$$

$$b = \bar{y} - r(\sigma_x / \sigma_y). \tag{1.14}$$

Степень тесноты связи между переменными x и y оценивается с помощью коэффициента корреляции:

$$r = \sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) / \left[\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^{n}(y_i - \bar{y})^2\right]^{0,5}. \tag{1.15}$$

Обозначения те же.

Коэффициент r изменяется от 1,0 (прямая связь) до –1,0 (обратная связь). Такие оценки показывают, что каждому значению аргумента соответствует строго одно значение функции, и зависимость называется функциональной. В гидрологии такие зависимости практически не встречаются. Поэтому всегда $r < 1{,}0$. Считается, что связь имеет место, если $r > 0{,}7$, в этом случае фактор x является потенциально ведущим. Ошибка коэффициента корреляции определяется по формуле

$$\delta_r = (1 - r^2)/(n-1)^{0,5}. \tag{1.16}$$

Из уравнения следует, что ошибка тем меньше, чем длиннее исследуемая совокупность и выше коэффициент корреляции.

Координаты линии регрессии y по x и x по y можно вычислить по формулам, соответственно:

$$y - \bar{y} = r(\sigma_y / \sigma_x)(x - \bar{x}); \tag{1.17}$$

$$x - \bar{x} = r(\sigma_x / \sigma_y)(y - \bar{y}). \tag{1.18}$$

Низкий коэффициент корреляции говорит о большом разбросе точек в поле графика, а это указывает на то, что в формировании процесса участвуют и другие факторы. В таком случае возникает необходимость установления вида линейной корреляционной зависимости между несколькими переменными $y = f(x_1, x_2, \ldots x_n)$.

Множественная линейная корреляция как раз и применяется для решения таких задач. Этот вид оценки позволяет определить уравнение множественной регрессии, а коэффициенты перед аргументами показывают «вес» (вклад) каждого из привлекаемых факторов.

Общая оценка тесноты связи определяется сводным коэффициентом корреляции:

$$r = [\sum(y_i - y)\,(y\,(x) - y)] \,/\, N\,\sigma_y\,\sigma_{y(x)}\,, \qquad (1.19)$$

где $y_i(x)$ – рассчитанные по данным X значения Y; $\sigma_{y(x)}$ – среднее квадратическое отклонение $y(x)$.

Однако чаще используется формула:

$$\tilde{r} = (1 - D / D_{yy})^{0,5}, \qquad (1.20)$$

где D_{yy} – определитель матрицы, построенной из коэффициентов корреляции между факторами (предикторами); D – расширенный определитель, полученный из определителя D_{yy} путем приписывания сверху и слева соответственно строки и столбца из коэффициентов корреляции между рядом Y и рядами X. В отличие от парных коэффициентов корреляции сводный коэффициент имеет пределы изменений от 0 до 1,0. При количестве членов ряда более 1, $\tilde{r}$ всегда больше r. Среднее квадратическое отклонение полученной связи равно:

$$\sigma_y = \sigma_0 (1 - \tilde{r}^2)^{0,5}. \qquad (1.21)$$

Одновременно со сводным коэффициентом корреляции оцениваются парные коэффициенты корреляции зависимостей $y_1 = f(x_1)$, $y_2 = f(x_2)$ …, $y_n = f(x_n)$ по (1.15). Основой для определения таких зависимостей служат материалы наблюдений за величиной y и всеми принятыми аргументами, то есть сопоставляются ряды функции и аргументов. При этом целесообразно рассматривать не исходные величины y и x_1, x_2, … x_n, а как и при парной регрессии отклонения их от своих средних значений $\Delta y = y_1 - y$. В этом случае общий вид уравнения множественной линейной регрессии можно представить как

$$y = \bar{y} + k_1(x_{1i} - \bar{x}_1) + k_2(x_{2i} - \bar{x}_2) + \ldots + k_j(x_{ji} - \bar{x}_j) + \ldots + k_n(x_{ni} - \bar{x}_n), \qquad (1.22)$$

где $\bar{y}$ – среднее значение функции; i = 1, 2,… m; j = 1, 2, … n. Здесь m – число аргументов; n – длина исходного ряда. Значения $к_j$ можно определить по уравнению

$$k_j = (\sigma_y / \sigma_{xi})(D_{xx} / D_{yy}), \qquad (1.23)$$

где σ и σ_{xj} – средние квадратические отклонения соответственно зависимой и независимой переменных; D_{yxj} и D_{yy} – определители .

Чем выше значение r, меньше число аргументов и больше длина исследуемых рядов, тем меньше ошибка расчетов. Учитывая сравнительно небольшую длительность гидрологических рядов для построения уравнений множественной регрессии, целесообразно привлекать небольшое число аргументов.

Автокорреляция. В практике анализа случайных гидрологических процессов приходится сталкиваться с оценкой тесноты связи между смежными членами ряда. Такая оценка осуществляется путем расчета коэффициента автокорреляции. Автокорреляция означает корреляцию ряда самим с собой. При этом ряды могут быть временными и пространственными. Числовым выражением автокорреляции является изменение коэффициентов корреляции ряда при различных его сдвигах. Соответственно, во времени (τ) или расстоянии (L).

В первом случае это обычный коэффициент линейной парной корреляции между временным рядом в данный момент времени и тем же рядом в последующий момент. В этом случае уравнение (1.15) следует представить:

$$r(\tau) = \sum_{i=1}^{n}\left[(x_i - \bar{x}_1)(x_{i+\tau} - \overline{x_2})\right] / [\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^{n}(y_i - \bar{y})^2]^{0,5}, \qquad (1.24)$$

где τ – время запаздывания (сдвига).

При τ = 0, r(0) = 1. По мере возрастания τ величины r(τ) уменьшаются и могут принять отрицательные значения. Высокие значения r(τ) при больших τ указывают на инерционность процесса. Например, среднегодовой уровень воды в болотном массиве зависит не только от погодных условий текущего года, но и от высоты его стояния в предыдущие годы. Поэтому за выбранную единицу времени не вся вода стекает, а происходит ее накопление (задержка), и тем больше, чем выше r(1), тем продолжительнее положительные отклонения уровня от его среднего значения. При

наступлении отрицательных значений $r(\tau)$ наблюдается обратная картина. Таким образом, формируются периоды повышенной и пониженной водности. При этом с увеличением $r(1)$ возрастает «вклад» более низкочастотных колебаний в общую дисперсию процесса.

Величины $r(1)$ определяются и климатическими факторами, и факторами подстилающей поверхности.

Во втором случае рассматривается хронологический ход $r(L) = f(L)$. А рассматриваемые ряды могут представлять, например, пространственное распределение высоты снежного покрова, где расстояние между точками распределения равно L.

Хронологический ход $r(\tau) = f(\tau)$ или $r(L) = f(L)$ называется *автокорреляционной функцией*.

Полученные сведения о водных объектах, их режимных характеристиках дают возможность подготовить данные, которые в дальнейшем должны будут положены в основу разработки методов инженерных и водохозяйственных расчетов, прогнозов, математического моделирования процессов и т.п.

Контрольные вопросы

1. Сформулируйте основные задачи, стоящие перед гидрологией суши.
2. Какова роль воды в процессах, происходящих на Земле и в жизни человека? Приведите конкретные примеры.
3. Перечислите основные учебные курсы, входящие в цикл гидрологических дисциплин, формирующих специалиста-гидролога.
4. Перечислите основные этапы развития гидрологии в мире и в нашей стране. Назовите фамилии и области научных исследований крупнейших отечественных гидрологов.
5. Что входит в понятие «гидрометеорологическая информация»? Пути ее создания, хранения, использования.
6. Раскройте основные приемы и особенности анализа гидрометеорологической информации.
7. Что входит в понятие «климатические факторы» и «факторы подстилающей поверхности» (активные и реактивные факторы)? Каковы особенности и результаты их взаимодействия.

***Литература*:** 1; 7; 11; 14; 15; 16; 17; 24; 25; 27: 29; 30; 33; 37; 39; 44; 56; 60; 64; 66; 68; 71.

Глава 2.

ВОДА НА ЗЕМЛЕ

2.1. Физические и химические свойства природных вод

2.1.1. Молекулярное строение воды

Вода – простейшее и устойчивое химическое соединение двух атомов водорода и одного атома кислорода (H_2O). В весовом отношении это составляет 11,19 % водорода и 88,81 % кислорода, что отвечает атомному весу водорода 1,008. В чистом виде вода – бесцветная жидкость, не имеющая ни запаха, ни вкуса. Однако благодаря свойству хорошо растворять различные химические соединения и газы это простое соединение в природе всегда представляет собой сложный раствор. Большей частью этот раствор слабый, однако, при определенных условиях его концентрация может заметно возрастать. Многие уникальные физические и химические свойства воды объясняются ее особой молекулярной структурой, которая зависит от температуры и, следовательно, не является постоянной. Молекулы воды не симметричны: три ее ядра образуют равнобедренный треугольник (H'-O-H) с двумя ядрами водорода в основании и ядром кислорода в вершине (рис. 2.1).

Угол при вершине составляет 104,3 ° и близок к углу тетраэдра, вследствие чего молекулы воды представляют собой электрический диполь. Длина сторон OH равна $0{,}97 \cdot 10^{-8}$ см, H'H – $1{,}53 \cdot 10^{-8}$ см, то есть водородная связь оказывается более чем в 1,5 раза длиннее химической – OH, чем и объясняется относительная слабость водородных связей и возможность их сравнительно легкого разрушения и восстановления. Иначе говоря, молекулы воды «упакованы» не плотно. Расстояние между OH для молекулы воды в газовой фазе равно $0{,}957 \cdot 10^{-8}$ см, а для льда возрастает до $1{,}00 \cdot 10^{-8}$ см.

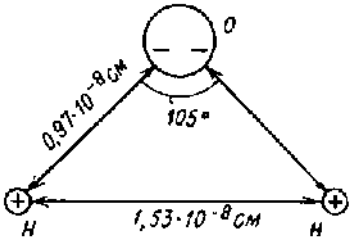


Рис. 2.1. Строение молекулы воды

Так как для молекулы воды характерно дипольное строение, то в воде одновременно находятся одиночные, двойные и тройные молекулы. Так, при повышении температуры и переходе воды из парообразного состояния в твердое меняется содержание молекул. Эти молекулы изменяются от тройных, доминирующих во льду и имеющих наибольший объем, до одиночных, образующихся при высоких температурах и увеличивающихся скоростях движения. Это происходит, когда силы притяжения между ними оказываются недостаточными, и молекулы распадаются. В жидком же состоянии вода представляет смесь дигидролей, тригидролей, моногидролей. Такое строение молекул воды предопределяет возникновение в воде электрического поля, что создает высокую ионизирующую способность, то есть возможность расщеплять молекулы других веществ – растворять их.

Известно, что кислород и водород имеют несколько природных изотопов – соответственно, 3 и 5. Поэтому вода может представлять собой смесь различных соединений О и Н, которая носит название «тяжелая вода». Ее физические свойства, например, высокая плотность, температура плавления, замерзания и др. заметно отличаются от чистой воды. Однако на долю чистой воды в природе приходится 99,73 % всего объема воды и всего лишь 0,27 % тяжелой.

2.1.2. Агрегатное состояние воды и ее фазовые переходы

Вода – единственное на Земле вещество, которое может одновременно находиться в трех агрегатных состояниях: твердом (лед, снег, изморозь), жидком (собственно вода), газообразном (водяной пар). Изменения агрегатного состояния называются фазовыми переходами. Такие переходы сопровождаются выделением или поглощением энергии, называемой *скрытой теплотой* (плавления, замерзания). В общем случае переход воды из одной фазы в другую обусловливается в первую очередь изменением температуры и атмосферного давления, а сама зависимость агрегатного состояния воды от указанных величин получила название диаграммы состояний, или фазовой диаграммы (рис. 2.2).

Из рисунка следует, что фазовые переходы состояния воды происходят неравномерно, в ряде случаев скачкообразно. Кривая

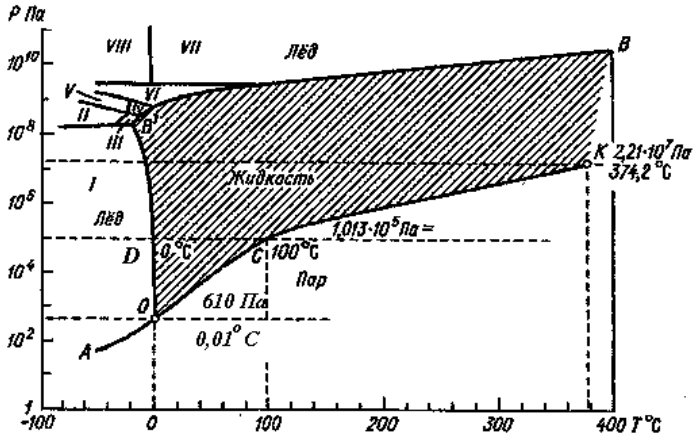


Рис. 2.2. Диаграмма состояния воды

OB′B отделяет твердую фазу от жидкой и носит название *кривой плавления*. При переходе этой кривой справа налево происходит ледообразование (кристаллизация), а слева направо – наоборот, таяние льда (плавление). Цифры II–VIII показывают зоны различных модификаций льда, отличающихся от обычного льда (зона 1) своими свойствами. Кривая OK называется *кривой парообразования* и отделяет жидкую фазу от парообразной. При переходе этой кривой справа налево происходит конденсация водяного пара, а слева направо – наоборот, кипение. Кривая AO называется кривой возгонки или сублимации. При переходе этой кривой справа налево происходит образование льда непосредственно из водяного пара (сублимация), а слева направо происходит испарение льда (возгонка). В точке *O* с координатами 0,01 °C и 610 Па все кривые пересекаются, и вода одновременно находится во всех трех агрегатных состояниях (тройная точка). Точка *D*, находящаяся на кривой *OB*, имеет координаты 0 °C и $1{,}013 \cdot 10^5$ Па (1 атм) и соответствует условиям замерзания воды, точка *C* (100 °C и $1{,}013 \cdot 10^5$ Па) соответствует условиям кипения воды, точка *K* (374,2 °C и $2{,}21 \cdot 10^7$ Па) – переход водяного пара в жидкое состояние, происходящее путем сжатия. Таким образом, в изменении агрегатного состояния воды температура имеет решающее значение. В то же время давление также оказывает влияние на фазовые переходы и поведение

перечисленных точек *O, D, C, K*. Особенно это касается температуры замерзания, которая в диапазоне изменения давления от 610,6 до $1{,}013 \cdot 10^5$ Па понижается от 0,01 до 0 °С, затем при росте давления до $6{,}0 \cdot 10^7$ Па (600 атм.) падает до –5 °С. При дальнейшем росте давления до $2{,}21 \cdot 10^8$ Па (2200 атм.) эта температура уменьшается до –2,2 °С. Именно эти особенности формирования состояния воды и предопределяют возникновение различных модификаций льда.

Перечисленные точки *O, D, C, K*, характеризуемые определенным сочетанием температуры и давления, служат известными физическими константами для чистой воды. В условиях нормального атмосферного давления $1{,}013 \cdot 10^6$ Па (1 атм.) температура, равная 0 °С, называется точкой замерзания, температура, равная 100 °С, – точкой кипения. При изменении давления точки замерзания и таяния изменяются. Поэтому могут меняться и другие физико-химические характеристики воды. Тем более что в естественных условиях появляются и другие дополнительные факторы, в том числе антропогенного происхождения, которые еще больше искажают характеристики воды.

2.1.3. Основные физические свойства природных вод

К числу основных физических характеристик воды относятся плотность, удельный объем, теплоемкость, теплопроводность, вязкость, теплота испарения и др., а также целый ряд характеристик, отражающих аномалии физических свойств воды. Все эти характеристики зависят от температуры, которая является важнейшим климатическим фактором.

Плотность воды (ρ) представляет ее массу (*m*), заключенную в единице объема (кг/м^3). Плотность пресной воды ρ = 1 г/см^3, плотность соленой – несколько выше, кроме того, она зависит еще и от температуры и давления. Известно, что при увеличении температуры плотность уменьшается. Однако зависимость $\rho = f(t^0)$ для пресной воды при нормальном давлении имеет особенность, которая играет существенную роль в термическом режиме водных объектов (рис. 2.3).

Из рисунка следует, что при увеличении температуры воды от 0 до 4 ^{0}С (температура наибольшей плотности) наблюдается воз-

растание плотности от 999,87 кг/м^3 до 1,0 кг/м^3, после чего плотность уменьшается. Соленость воды вносит изменение в распределение плотности (рис. 2.4). Увеличение солености воды приводит к понижению температуры наибольшей плотности. Так, возрастание ρ на 10 % снижает температуру воды приблизительно на 2 ^{0}C, следовательно, при прочих равных условиях плотность возрастает с увеличением солености. С меняющейся температурой наибольшей плотности связана еще одна аномалия, свойственная воде. Снижение t^0 и перемещение точки замерзания при увеличении солености происходит с разной интенсивностью. При солености 24,69 ‰ прямые пересекаются (рис. 2.5).

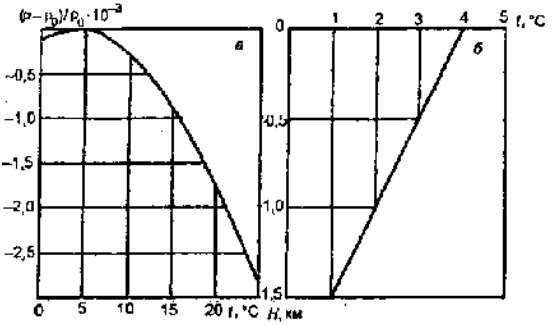


Рис. 2.3. Зависимость плотности пресных вод от температуры воды (*а*) и температуры максимальной плотности от глубины (*б*)

Поэтому величина 24,7 ‰ – еще одна физическая константа, с которой связаны процессы плотностной конвекции. «Слабоупакованные» тройные молекулы воды в твердом состоянии и имеющие больший объем предопределяют меньшую плотность льда. Например, при $t^0 = 0$ ^{0}C плотность кристалли-

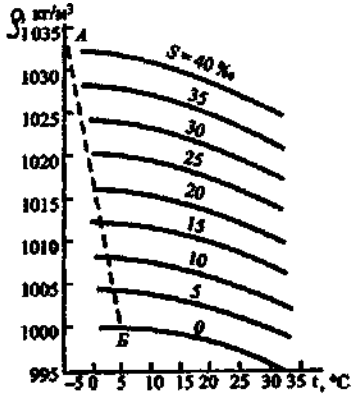


Рис. 2.4. Зависимость плотности воды при нормальном атмосферном давлении от температуры и солености (АБ – линия наибольшей плотности)

ческого льда составляет 917 кг/м^3, а при t^0 = –20 ^{0}C ρ = 920 кг/м^3. Пористый лед – *фирн* – может иметь плотность намного меньшую. Еще меньше плотность свежевыпавшего снега. Поэтому лед легче воды, и он плавает, держится у поверхности, предохраняя водоем от промерзания до дна.

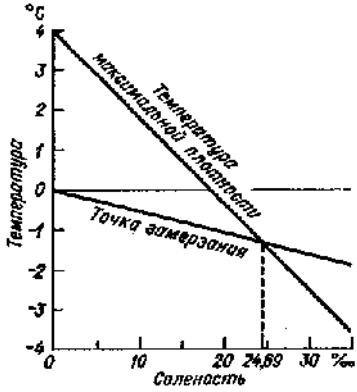


Рис. 2.5. Зависимость температур замерзания и наибольшей плотности воды от ее солености

Тепловые характеристики воды. Теплоемкость (C) – количество теплоты, поглощаемой телом при нагревании его на 1 ^{0}C.

$$C = d\theta / dt, \qquad (2.1)$$

где $d\theta$ – бесконечно малое количество тепла, вызвавшее бесконечно малое повышение температуры dt. Отсюда $d\theta$ измеряется в Дж/град или кал/град.

Для исследования вопросов нагревания, охлаждения воды чаще пользуются удельной теплоемкостью ($\overline{c}$), представляющей количество теплоты, необходимое для нагревания 1 кг вещества (воды) на 1 ^{0}C, тогда

$$\overline{c} = c / m, \qquad (2.2)$$

или

$$\overline{c} = \theta // (m \cdot \Delta t), \qquad (2.3)$$

где m – масса тела, кг.

Вода обладает наибольшей из всех веществ удельной теплоемкостью и равна 1 (кал/гр·град) или 4,19·10^3(Дж/кг·град). Меньшие значения c наблюдаются лишь у водорода и жидкого аммиака. Удельная теплоемкость воды, в отличие от c других жидкостей, слабо уменьшается при возрастании температуры от 4,23 кДж/(кг·град) при 40 ^{0}C. Однако при температуре более 40 ^{0}C она начинает повышаться. При небольшом увеличении минерализации воды теплоемкость ее уменьшается примерно на 0,006 кДж/(кг·град) на каждые 1 ‰ солености. Растет c и при увеличении давления. Например, при t^0 = 0 ^{0}C и давлении 100 дбар c = 1,009, а при той же температуре, но p = 10 000 дбар, c = 1,0125.

Переход воды из жидкого состояния в твердое сопровождается выделением тепла кристаллизации $\theta_{кр}$, а при обратном процессе, при переходе из твердого в жидкое, тепло поглощается. Эта способность воды определяется *удельной теплотой кристаллизации* (плавления). Удельная теплота кристаллизации воды – это количество теплоты ($\theta_{кр}$), которое выделяется при кристаллизации одного килограмма воды при постоянной температуре. Для дистиллированной воды она равна $33{,}3 \cdot 10^4$ Дж/кг.

$$\overline{\theta_{кр}} = \theta_{кр} / m. \qquad (2.4)$$

Переход воды из жидкого в газообразное состояние сопровождается поглощением тепла испарения, а обратный процесс (конденсация) сопровождается выделением тепла, равным теплоте испарения. Эта способность воды определяется *удельной теплотой испарения.* Удельная теплота испарения воды ($L_и$) – количество тепла, необходимое для перевода 1 кг воды в парообразное состояние при постоянной температуре. Эта характеристика испарения зависит от температуры, при которой вода испаряется. Отсюда

$$L_и = (25 - 0{,}024t^0) \cdot 10^5, \qquad (2.5)$$

где $25 \cdot 10^5$дж/кг – удельная теплота испарения при температуре поверхности воды, равной 0 ^{0}С; t^0 – температура поверхности испаряющейся воды. *Теплопроводность воды* (λ) незначительна и составляет у химически чистой воды при 20 ^{0}С 0,57 Вт/(м·град), у льда – 2,24 Вт/(м·град), у снега – 1,8 Вт/(м·град). Меньшую молекулярную теплопроводность имеет лишь воздух. Теплопроводность воды уменьшается с понижением температуры. Из-за плохой теплопроводности в естественных водоемах передача тепла в глубину происходит чрезвычайно медленно. Для оценки скорости переноса тепла служит показатель *температуропроводности а* (м/с). Он равен отношению коэффициента теплопроводности воды к ее плотности и теплоемкости при постоянном давлении. *Вязкость воды* (μ) или внутреннее трение по сравнению с вязкостью других жидкостей невелика, и это относится к ее специфическим свойствам. Коэффициент внутреннего трения для воды (f) определяется как

$$f = \xi(du / dz), \qquad (2.6)$$

где ξ – коэффициент турбулентной вязкости (трения); *du*/*dz* – градиент скорости.

Вязкость воды уменьшается с повышением ее температуры.

2.1.4. Химический состав природных вод

Химический состав атмосферных осадков. Формирование химического состава вод суши начинается в атмосфере. Все виды атмосферных осадков, выпадающих на поверхность океанов и материков в жидком или твёрдом состоянии, содержат то или иное количество растворённых примесей. Помимо обычных атмосферных газов O_2, N_2, CO_2 в воздухе обязательно присутствуют другие примеси, которые образуют химический состав облачной влаги и, следовательно, осадков. Эти элементы в виде аэрозолей – мельчайших пылевидных минеральных частиц – попадают в атмосферу различными путями. Химические элементы SO_2, NH_3, HCl и др. могут выделяться из земных недр при извержении вулканов, растительность и животный мир создают вещества биогенного происхождения (NH_3, H_2S, CH_4, CO_2 и др.). С поверхности почв и горных пород при сильных ветрах в атмосферу поступают элементы SiO, SiO_2, Al_2O_3, $CaCO_3$, MgO, лед, а с поверхности морей и океанов при образовании брызг и путём испарения ионов – соли $CaCO_3$, $MgCO_2$, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, NaCl, Na_2SO_4, $MgSO_4$. Большое значение для химического состава атмосферной влаги имеют соли солончаков, обсохших котловин и побережий соляных озёр.

Наибольшая концентрация солей наблюдается в воздушных массах, поступающих с океанов. Однако над континентами роль морских солей в аэрозолях резко уменьшается, зато возрастает доля материковых элементов SO_4, Ca, и Mg. Самые большие изменения испытывает концентрация HCO_3^-, SO_4^{2-} и Ca^{2+}. Её заметное возрастание связано с поднятием сульфатных солей с засолённых поверхностей почв, соляных озёр, льда, а также при внесении удобрений на поля. С общим уменьшением увлажнения по мере удаления от океана связано также относительное возрастание сульфатов и гидрокарбонатов. Изменение химического состава атмосферных осадков наблюдается и с высотой местности, ибо в этом случае уменьшается концентрация аэрозолей вследствие удаления от источников их образования.

В последние десятилетия химический состав этой влаги, а следовательно, и выпадающих осадков становится более разнообразным в связи с интенсификацией хозяйственной деятельности. Поэтому их химический состав зависит от промышленных выбросов в атмосферу продуктов сгорания угля, древесины, распашки больших территорий, вырубки лесов и т.п. Широко известны также кислотные дожди, представляющие собой атмосферные осадки с повышенной концентрацией водорода (кислотность), серы, азота, присутствием тяжёлых металлов, органических загрязнителей и других примесей антропогенного происхождения.

Большую роль в концентрации аэрозолей в атмосфере оказывает характер местности. В среднем над промышленным городом эта концентрация составляет 147 000 N/мл, над сельской местностью и сушей – 9500 N/мл, над океаном – 940 N/мл (N – концентрация ядер конденсации).

Совокупность перечисленных элементов составляет приходную часть химического баланса атмосферы. Основная расходная часть формируется при захвате аэрозолей и газов атмосферными осадками всех видов и возвращении их на поверхность Земли. При этом в связи с уменьшением концентрации аэрозолей с высотой основная часть химического состава осадков формируется при прохождении ими самой нижней части тропосферы. Капли дождя или снежинки при своем падении из облаков захватывают или вымывают из воздуха значительное количество аэрозолей. При этом минерализация осадков уменьшается при их увеличении (рис. 2.6).

Например, в районе Санкт-Петербурга при 10 мм осадков их минерализация составила 11 мг/л, а при 20 мм – 6 мг/л. Таким образом, интенсивные дожди вымывают большее количество аэрозолей. Тем не менее, основное осаждение химических элементов на землю связано с продолжительными обложными дождями.

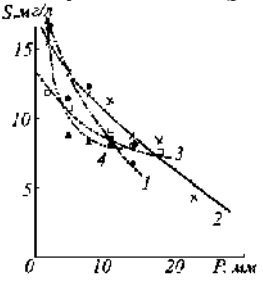


Рис. 2.6. Изменение суммарной минерализации атмосферных осадков (*S*) в зависимости от их количества (*P*).
1 – Высокая Дубрава, 2 – Воейково, 3 – Кемери, 4 – Мудьюг

Из всех природных вод гидросферы минерализация атмосферных осадков самая низкая. Например, в высоких широтах (тундра, лес) эта характеристика составляет 10 мг/л, возрастая в степных районах до 60 мг/л. Максимальные её значения наблюдаются в зоне сухих степей, пустынях, иногда превышая 200 мг/л. Несколько выше минерализация осадков над океанами. Однако по мере удаления от их побережья и одновременного повышения местности происходит резкое уменьшение минерализации и концентрации всех ионов.

Таким образом, минерализация и ионный состав атмосферных осадков в определенной мере является зональным. Однако атмосферная циркуляция способствует перемещению облаков, и на рассматриваемой территории могут выпадать осадки различного химического состава и минерализации. Поэтому географическое распределение химического состава осадков можно дать лишь в самых общих чертах. Например, в условиях Европейской части рассматриваемой территории выделено шесть основных групп, различающихся преобладающими ионами: 1. Cl^- и Na^+, 2. SO_4^{2-} и Na^+, 3. SO_4^{2-} и Ca^{2+}, 4. $SO_4^{2-}HCO_3^-$ и Ca^{2+}, 5. HCO_3^- и Ca^{2+}, 6. HCO_3^- и Na^+. Выпадение осадков первой группы характерно для приморских районов севера России, районов Чёрного моря. Осадки второй группы отмечены на северо-востоке Европы. В центральной части европейской России выпадают осадки третьей группы, а на юге её и на Северном Кавказе – четвёртой. Для горных районов Кавказа характерны осадки пятой группы, в районе Каспийского моря – шестой.

В табл. 2.1 приведены сведения о химическом составе дождевой воды на европейской части России.

В целом данные, приведенные в таблице, подтверждают наличие выделенных районов. Таким образом, разнообразие химического состава атмосферных осадков, прежде всего на континентах, связано в основном с изменяющимися физико-географическими условиями, своеобразием климата, уровнем и видом хозяйственной деятельности.

Таблица 2.1

Среднее значение концентрации главных ионов (мг/л) в атмосферных осадках за 1958–1961 гг. (по материалам А. М. Никаноровой)

Пункт, ближайший город	Сумма ионов			SO_4^{2-}	Cl^-	HCO_3^-	NO_3^-	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{2+}	K^+	pH
	средняя	минимальная	максимальная										
Мудьюг, Архангельск	15,2	4,2	40,5	3,6	3,4	2,8	0,6	0,5	0,7	0,2	2,2	0,6	5,5
Воейково, Санкт-Петербург	13,7	3,5	38,9	6,1	1,1	1,8	0,5	0,7	1,1	0,2	1,3	0,8	5,2
Валдай, Новгород Великий	9,8	4,4	19,2	3,6	0,8	5,0	0,6	0,4	0,4	0,2	1,1	0,4	5,5
Кемери, Рига	12,5	4,1	31,2	5,1	1,3	1,8	0,9	0,4	1,0	0,2	1,1	0,4	5,4
Собкино, Москва	21,1	8,7	44,9	8,8	1,4	4,3	0,8	1,0	2,0	0,3	1,4	0,9	5,7
Шаджатмаз, Кисловодск	17,1	7,3	41,4	4,1	1,1	7,5	0,3	0,7	1,5	0,4	0,8	0,6	5,9

*Особенности химического состава вод суши***.** Для вод суши характерно большое разнообразие химического состава, так как в земной коре сосредоточены почти все химические элементы, известные в природе. Однако их количество и соотношение различны в разных частях континентов. Это связано, в первую очередь, с разнообразием климатических условий и геологическими особенностями территорий. Выпадающие на материки атмосферные осадки формируют материковые воды, количество которых также зависит от климатических условий. Образовавшиеся поверхностные и подземные воды, стремясь к океану, вымывают, выщелачивают из почвогрунтов и горных пород химические элементы, формируя химический состав материковых вод. При этом разные водные объекты имеют различную интенсивность водообмена, которая также оказывает влияние на химический состав их воды. Таким образом, состав вод, поступающих в океаны, существенно отличается от химического состава атмосферных осадков, сформировавших эти воды.

Но самым важным звеном формирования химического состава вод суши является речной сток – наиболее динамичная часть вод-

ных ресурсов. При этом целесообразно рассматривать сток малых бассейнов с достаточно однородными ландшафтными условиями, на которых формируется так называемый местный сток. Выпавшие на поверхность малого бассейна атмосферные осадки стекают в реку по поверхности (склоновый сток), в почвогрунтах и грунтах. Соотношение вод, поступающих в реки этими путями, является одной из главных причин различий химического состава речных вод. Так, на реках, где преобладает поверхностное стекание, химический состав воды может мало отличаться от состава атмосферных осадков. Особенно это касается талых снеговых вод. Воды, поступающие в реки из почвогрунтов и грунтов, вымывают химические элементы, свойственные этим породам, и заметно меняют химический состав речной воды. Так как соотношение разных видов питания, а также водность рек подчиняются географической зональности, то и химизм местного стока зонален. В табл. 2.2 приведены сведения о некоторых показателях химического состава вод местного стока в естественных условиях в различных физико-географических зонах Европейской части России.

Из таблицы следует, что наблюдается заметное возрастание хлоридов и сульфатов по мере увеличения засушливости климата и уменьшения общей водности. Такое же соотношение главных ионов имеет место по мере перехода от склонового поверхностного стока к грунтовому в пределах одной зоны. Такие же тенденции характерны для жёсткости и щёлочности воды. Избыточное увлажнение, характерное для зон тундры, лесотундры и лесной, предопределяет высокую промытость почвогрунтов и грунтов от легко растворимых солей. Поэтому в водах, поступающих в реки из этих горизонтов, заметную роль играют карбонатные соединения Ca^{2+}, Mg^{2+} и практически отсутствуют сульфаты и хлориды SO_4^{2-}, Cl^-. Этим же объясняется малая минерализация вод. Воды, стекающие по поверхности склонов, близки по составу к атмосферным осадкам с добавлением неорганических соединений, накопившихся в течение зимнего периода на поверхности бассейнов.

В течение года химический состав воды может несколько меняться, так как весной преобладает поверхностное стекание, а в остальную часть года – подземное.

Таблица 2.2

Некоторые показатели химического состава вод суши (по Б.Г. Скакальскому)

Генетическая категория вод	CL^-, мг/л	SO_4^{2-}, мг/л	$N–NO_3$, мг/л	Химическое потребление кислорода, мгО/л	Жесткость, ммоль/л	Щелочность, моль/л
Тундра и лесотундра						
Склоновые	5–10	5	50–100	20–30	0,1–0,4	0,05–0,15
Почвенно-грунтовые	5–10	5	40–50	15–20	0,2–0,8	0,10–0,3
Грунтовые (зимние)	10	5–10	20–40	8–10	0,5–2,5	0,3–1,0
Лесная зона						
Склоновые	1–10	5–50	50–500	30–60	0,5–1,0	0,1–0,2
Почвенно-грунтовые	5–15	5–50	50–500	30–40	0,5–2,0	0,2–0,6
Грунтовые (зимние)	10–20	5–60	50–800	20–30	2–4	0,5–2,0
Лесостепная зона						
Склоновые	10–20	30–70	1000–2000	15–30	2–3	0,1–0,3
Почвенно-грунтовые	20–50	40–100	1000–2000	25–35	3–6	0,5–1,0
Грунтовые (зимние)	50–200	60–160	500–2000	20–30	4–10	1–5
Степная зона						
Склоновые	10–20	50–70	1000–2000	20–30	3–6	1–10
Почвенно-грунтовые	50–300	80–200	1000–2000	20–30	3–10	5–15
Грунтовые (зимние)	300–500	160–500	500–1000	15–30	6–20	5–30

Особенности химического состава вод местного стока лесостепной и степной зон, отличающихся недостатком увлажнения, связаны с преобладанием процесса накопления продуктов химического выветривания над их выносом из почвогрунтов и грунтов. Это и приводит к повышению содержания в воде ионов SO_4^{2-}, Cl^- и Na^+. Одновременно возрастает и минерализация вод до 500 мг/л и более. Несмотря на кратковременность периодов снеготаяния и дождей, склоновые воды являются преобладающими, так как подземные водоносные горизонты малыми реками практически не дренируются. При этом стекание поверхностных вод осуществля-

ется по ручейковой сети, которая способствует вымыванию накапливающихся продуктов химического выветривания.

В более засушливых районах – полупустынях и пустынях – чаще, чем в других районах, наблюдается засоление почв, что ещё больше повышает минерализацию воды.

Все факторы, участвующие в формировании химического состава материковых вод, можно разделить на две группы: прямые и косвенные. *Прямые* – факторы, непосредственно воздействующие на воду и обогащающие её растворёнными соединениями и способствующие формированию вод конкретного гидрохимического типа (карбонатные, сульфатные, хлоридные и др.). *Косвенные* – факторы, действующие опосредованно через другие факторы, определяющие условия в которых протекает взаимодействие веществ с водой. К первой группе относятся почвы, грунты, горные породы, минералы, живые организмы и антропогенная деятельность. Ко второй – рельеф местности, растительность и водный режим. Общий фон, на котором протекает большинство процессов, влияющих на химический состав вод, создают климатические факторы, определяющие, прежде всего, баланс тепла и влаги, а следовательно, и природные зоны Земли.

Почвы обогащают воду ионами, органическими веществами и газами, а также могут изменять уже сложившийся химический состав вод. Интенсивность этих процессов зависит от типа почвенного покрова. *Горные породы и минералы* тоже являются одним из главных факторов формирования химического состава вод и их минерализации. При этом процесс выщелачивания химических элементов происходит одновременно в изверженных и осадочных магматических породах. Главными растворимыми минералами являются: галит NaCl, гипс $CaSO_4*2H_2O$, кальцит $CaCO_2$, доломит $CaMg(CO_3)$. *Живые организмы*, находящиеся в воде, могут менять её химический состав. Благодаря их жизнедеятельности путём фотосинтеза создаётся в воде органическое вещество, которое и поступает в воду. На химический состав вод, в том числе на газовый режим, могут оказывать влияние всевозможные микроорганизмы и остатки отмерших растений и животных. Они способствуют образованию минеральных соединений CO_2, H_2O, CH_4 и др.

Антропогенные факторы – результат хозяйственной деятельности человека, заключающейся в сбросе химических соединений

с коммунальными водами, с водами с орошаемых полей, с судов и т.п. Эти соединения (например, пестициды, синтетические вещества, некоторые органические соединения, отдельные тяжелые металлы и др.) вовлекаются в круговорот и часто значительно меняют естественный химический состав воды. В настоящее время этот процесс стремительно интенсифицируется.

Рельеф местности (высота, ориентировка склонов, расчленённость, защищённость и др.) относится к категории косвенных факторов. С рельефом связаны условия поверхностного и подземного стока, тип почв, растительности и т.п., а эти факторы напрямую влияют на химический состав вод. *Растительность* также участвует в формировании типов почвенного покрова, вызывает транспирацию грунтовых вод, способствует понижению их уровня и др. *Водный режим* представляет условия формирования поверхностного и подземного стока, отражает время наступления половодья, паводков, межени на реках, показывает вид питания, интенсивность водообмена и т.п.

Большое разнообразие химического состава природных вод вызвало необходимость их классифицировать по этому признаку. К сожалению, универсальной классификации пока не существует, а наиболее распространённой в России является классификация вод по химическому составу О.А. Алекина. В её основу положены два принципа: наличие преобладающих ионов и соотношение между ними. При этом учитываются только главные анионы (Cl^-, SO_4^{2-} и HCO_3^-) и катионы (Na^+, Ca^{2+} и Mg^{2+}). Все природные воды по преобладающему аниону делятся на три класса: гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные воды (рис. 2.7).

Каждый класс делится по преобладающему катиону на три группы вод: кальциевую, магниевую и натриевую. Каждая группа, в свою очередь, подразделяется на четыре типа вод, определяемых соотношением между ионами. Каждый из этих типов характеризуется соотношением:

1. $HCO_3^- > Ca^{2+} + Mg^{2+}$,
2. $HCO_3^- < Ca^{2+} + Mg^{2+} < HCO_3^- + SO_4^{2-}$,
3. $HCO_3^- + SO_4^{2-} < Ca^{2+} + Mg^{2+}$ или $Cl^- > Na^+$,
4. $HCO_3^- = 0$.

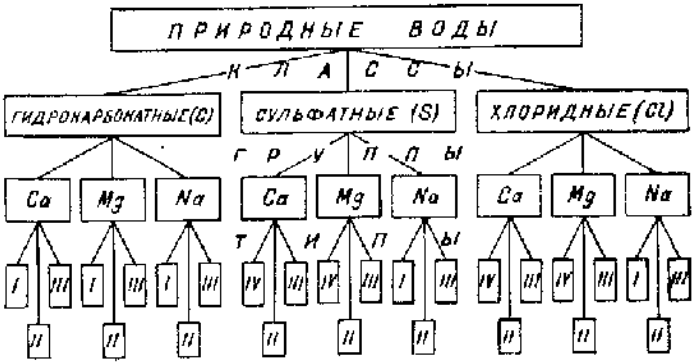


Рис. 2.7. Классификация природных вод по преобладающему иону и катиону и соотношение между главными ионами (по О.А. Алекину)

Воды первого типа образуются при растворении продуктов выветривания изверженных пород, поэтому они, как правило, маломинерализованы. Воды второго типа формируются при взаимодействии с различными осадочными породами и продуктами выветривания коренных пород. Эти воды обычно имеют малую и умеренную минерализацию. Воды третьего типа являются смешанными, метаморфизированными и формируются при испарении молекул воды и катионного обмена. Данный тип вод наиболее минерализован. Воды четвёртого типа кислые и образуются при выветривании сульфатных месторождений, а также при вулканической деятельности.

Если исключить из этой классификации воды океанов и морей, то в первом приближении гидрокарбонатные воды характерны для водных объектов, расположенных в зоне избыточного и достаточного увлажнения, сульфатные – для более засушливых районов, а хлоридные – для районов недостаточного увлажнения. Изменение класса вод от гидрокарбонатных к хлоридным происходит от районов гумидного (влажного) климата к аридному (засушливому).

Растворённые в воде соли представляют её минерализацию. Согласно приведённой выше классификации природных вод по минерализации, воды суши, в отличие от океанов, относятся ко всем четырём категориям солёности, от пресных до высокоминерализованных и рассолов. Пресными ($S < 1$ ‰) являются в основ-

ном речные воды, в то время как солёность бессточных озёр и глубоких подземных вод часто превышает 250–300 ‰. Одной из главных причин повышения минерализации является уже упоминавшееся снижение интенсивности водообмена водного объекта, создающего условия для накопления солей.

Известно, что в водах низкой и часто умеренной минерализации, как правило, доминируют *гидрокарбонатные* ионы. Источником их происхождения являются различные карбонатные породы, известняки, доломиты, мергеля и др. *Сульфатные* ионы доминируют в умеренно минерализованных водах. Основными источниками появления в воде сульфатов являются различные осадочные породы с содержанием гипса, ангидрида или процессы выщелачивания солончаков, содержащих галит, мирабилит и др. *Хлоридные* ионы преобладают в высокоминерализованных водах и рассолах. Основными источниками поступления хлора в воду являются соединения *NaCl, KCl*, атмосферные осадки, вулканические выбросы и др.

Помимо перечисленных главных компонент в состав материковых вод входят микроэлементы, органические и биогенные вещества, растворённые в воде газы. Содержание в воде *микроэлементов* в большинстве случаев незначительно – много ниже 1 мг/л. К числу этих компонент относятся бром, йод, фтор, литий, стронций, барий, мышьяк, молибден, кобальт и др. *Органические вещества* образуют органические соединения, состоящие преимущественно из углерода, кислорода и водорода. Эти три элемента составляют 98,5 % общей массы органических веществ, содержащихся в водах суши. В значительно меньших количествах присутствуют азот, фосфор, сера, калий и др. Существует несколько источников обогащения вод суши органическими веществами: органика, поступающая с поверхности водосборов, образующаяся непосредственно в воде и поступающая из подземных источников. К *биогенным веществам* относятся соединения кремния, азота, фосфора, железа. Наиболее важным элементом следует считать фосфор, азот, влияющие на трофический статус водного объекта. *Растворённые в воде газы* также являются важнейшим элементом, определяющим химический состав материковых вод. Наиболее широкое распространение получили O_2 и CO_2, H_2S и CH_4. Первые характерны для поверхностных вод, соприкаса-

ющихся с воздухом, вторые образуются при распаде органических и биогенных веществ и чаще всего входят в состав подземных вод или глубинных вод озёр.

Условия пребывания перечисленных химических элементов в водах разных водных объектов и образованные ими многокомпонентные системы различны. Поэтому и химический состав вод рек, озёр, болот, ледников, подземных вод и др. даже в пределах одной физико-географической зоны может быть разным.

2.2. Влагообмен на Земле

2.2.1. Воды суши – составная часть гидросферы

Гидросфера (греч. *hydro* – вода, *sphaira* – шар, оболочка) представляет собой сплошную оболочку Земли, содержащую воду во всех агрегатных состояниях в пределах Мирового океана, криосферы, литосферы и атмосферы и принимающую непосредственное участие в ее планетарном круговороте. В свою очередь, перечисленные части гидросферы делятся на более простые составляющие (звенья, резервуары). Так, в состав вод Мирового океана помимо четырех океанов (Тихий, Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый) входят моря, заливы; криосфера, состоящая из покровных, горных ледников, сезонного снежного покрова, морских льдов и льдов многолетнемерзлых пород. Воды литосферы делятся на поверхностные и подземные, а влага атмосферы состоит из водяного пара и облачности. Каждую из перечисленных составляющих можно разделить на еще более мелкие части. Например, в состав поверхностных вод литосферы входят воды рек, озер, водохранилищ, болот, заболоченных земель и др. К подземным водам относятся неглубоко залегающие (почвенные, почвенно-грунтовые, грунтовые воды) и залегающие на большой глубине под землей (воды астеносферы, подастеносферной мантии и др.). Все перечисленные воды литосферы, кроме глубоко залегающих под землей, являются объектами исследования гидрологии суши.

В состав гидросферы входит вода во всех агрегатных состояниях: жидком, твердом, газообразном. Все эти воды являются свободными независимо от агрегатного состояния и участвуют в круговоротах воды, в отличие от физически и химически связанных, которые входят в состав минералов и частично растений. Объем

биологически связанной воды невелик и не влияет на глобальные процессы влагообмена. Однако в отдельных случаях этот вид воды следует принимать во внимание, например при изучении некоторых гидрологических процессов на суше.

Мощность самой гидросферы неодинакова в различных частях земного шара. Так, над поверхностью геоида основная масса парообразной воды достигает всего лишь 7–8 км (95 % количества влаги в атмосфере). Нижняя граница гидросферы оценивается также приближенно. Однако основная масса воды сосредоточена в сфере, нижняя граница которой находится на глубине 3–4 км, в литосфере на уровне мантии (поверхность Мохоровичича). Под океанами эта граница расположена на глубине 5 км, а под горами достигает 45 км.

Если гидросфера представляет действительно непрерывную оболочку, то ее площадь равна площади поверхности земного шара – 510 млн км^2. В том числе 361,3 млн км^2 или 71 % приходится на Мировой океан. Площадь суши составляет 149 млн км^2, или 29 %. Территория, покрытая покровным ледником, равна 14 млн км^2, т.е. около 10 % от площади поверхности суши. Распределение воды и суши на Земле неравномерное. Так, в Северном полушарии на долю суши приходится 100 млн км^2, или 39 %, а в Южном – лишь 49 млн км^2, или 19 %. Следовательно, площадь водной поверхности в Северном полушарии меньше, чем в Южном, и составляет, соответственно, 61 и 81 %. Такое неравномерное распределение воды и суши оказывает влияние на распределение тепла и влаги и режимные характеристики гидросферы, а следовательно, и на ее отдельные резервуары.

Общее количество воды в гидросфере по оценкам В.И. Вернадского составляет 1 387 000 000 км^3 и остается неизменным в течение длительного времени, измеряемого геологическими эпохами. Считается также, что поступление воды из земных недр и из космоса в гидросферу очень невелико и примерно компенсируется безвозвратными потерями воды вследствие диссипации водяного пара в космическое пространство через верхний слой атмосферы. Поэтому считается, что гидросфера все же является квазизамкнутой системой и может быть описана уравнением

$$V_o + V_c + V_l + V_a = \text{const}, \qquad (2.7)$$

где V_o, V_c , V_l, V_a – соответственно, суммарные запасы воды в Мировом океане, криосфере, литосфере, атмосфере. В табл. 2.3 приведены сведения о распределении воды в гидросфере.

Таблица 2.3

Распределение воды в гидросфере

Резервуар	V, 10^6 км^3	%	Период возобновления
Мировой океан	1338	96,5	2500 лет
Литосфера	34,1	2,45	–
Криосфера	24,4	1,75	–
Атмосфера	0,013	0,001	8 суток
Всего	1387	100	

Наибольшее количество воды содержится в Мировом океане – 96,5 %, наименьшее – в атмосфере – 0,001 %. На долю вод литосферы приходится 2,47 % от общих запасов воды в гидросфере, из них на поверхности материков содержится лишь 253 000 км^3 воды, включая почвенные воды и воду, заключенную в горных ледниках, что составляет около 0,02 % общих запасов воды на Земле. Из этого количества почти 70 % – пресные воды. Вместе с подземными водами и водами покровных ледников объем пресных вод составляет 35 029 тыс. км^3, или 2,52 % общего запаса воды на Земле. Таким образом, наиболее доступные для хозяйственного использования воды рек, пресных озер и водохранилищ составляют всего 0,27 % от общего запаса пресных, или 0,007 % от общего количества воды на Земле.

Именно это количество воды, ее распределение по территории, режимные характеристики являются предметом изучения гидрологии суши.

Помимо общего количества воды, содержащегося в разных частях гидросферы, представляет интерес период ее возобновления, определяемый постоянным движением влаги на Земле. Период возобновления в различных емкостях рассчитывается как отношение от деления суммарного притока вод на их объем в этой емкости. Из табл. 2.3 следует, что период возобновления вод Мирового океана составляет один раз в 2500 лет, а в атмосфере, наиболее динамичной системе гидросферы, это происходит 1 раз в 8 суток. Общий период возобновления воды в криосфере и литосфере, состоящей из большого количества резервуаров, определить сложно. Поэтому в табл. 2.4 приведены данные о запасах

воды и периодах ее возобновления в части литосферы – водах суши.

Таблица 2.4

Запасы вод суши и периоды их возобновления

Вид воды	Площадь распространения, млн км^2	Запасы воды, тыс. км^3	Доля в мировых запасах, %		Период возобновления
			от общих запасов воды	от запасов пресных вод	
Подземные воды, в том числе:	148,8	23 400	1,7		1400 лет
– пресные		10 530	0,7	30,1	
– почвенная вода	82,0	16,5	0,001	0,05	1 год
Озера, в том числе:	2,06	176	0,013		17 лет
– пресные	1,24	91	0,007	0,26	
– соленые	0,82	85,4	0,006		
Болота	2,68	11,5	0,0008	0,03	5 лет
Вода в руслах рек	148,8	2,12	0,0002	0,006	16 суток
Водохранилища	0,4	6	0,0004	0,012	52 дня
Горные ледники	0,27	40,6	0,003	0,11	1600 лет

Из таблицы следует, что требуется лишь 16 суток для полной смены воды в руслах рек. Для полной смены воды в болотах и озёрах требуются уже годы, для горных ледников – десятилетия, а для подземных вод отпущены столетия. Наиболее консервативны запасы подземных вод зоны многолетнемёрзлых пород, которые связаны с изменением климатических эпох, а их продолжительность измеряется сотнями и тысячами лет. Накапливаются эти воды в периоды длительных похолоданий, расходуются в периоды потеплений.

Понятие воды суши, воды гидросферы в пределах материков, часто отождествляется с водными ресурсами суши. В данном случае речь идёт об общих ресурсах воды. Но термин *"водные ресурсы"* может быть применён и для отдельных водных объектов или территорий. Согласно табл. 2.4, водные ресурсы можно разделить на стационарные, сосредоточенные в водных объектах с замедленным водообменном, и динамические, т.е. непрерывно возобновляемые в процессе круговорота воды и представленные на поверхности Земли речным стоком и атмосферными осадками.

2.2.2. Круговороты воды на Земле

Происходящая смена воды в разных частях гидросферы, в различных водных объектах, водообмен между ними говорит о постоянном движении воды на земном шаре. Это движение определяется общей циркуляцией атмосферы. Циркуляция представляет собой совокупность основных атмосферных течений. Главной причиной, их вызывающей, является неодинаковый радиационный баланс на разных широтах земного шара, благодаря чему формируются термические различия между высокими и низкими широтами, и, соответственно, возникает движение воздуха. Однако такой сравнительно простой механизм атмосферной циркуляции существенно усложняется из-за действия целого ряда других факторов, связанных с неоднородностью подстилающей поверхности, таких как термические различия между океаном и материками, влияние трения, действие силы Кориолиса, волно- и вихреобразованиями и т.п. Возникает сложная картина движения воздушных масс. Тем не менее, при статистическом подходе к изучению этой картины проявляются устойчивые крупномасштабные закономерности движения. Например: западный перенос, муссонная циркуляция, северо-атлантическое и южное колебания и т.п. Одновременно имеют место и региональные колебания.

От характера атмосферной циркуляции в значительной степени зависит и количество осадков, величина которых при циклонической деятельности возрастает.

На рис. 2.8 представлена схема круговоротов воды на Земле. Из рисунка следует, что эта схема достаточно сложна и показывает многообразие процессов формирования и движения природных вод, в том числе вод суши. Из рисунка также следует, что на Земле можно выделить глобальный круговорот и несколько автономных круговоротов: малый, большой и внутриматериковый. Малый круговорот представляет собой водообмен между атмосферой и океаном, внутриматериковый – водообмен внутри материков, большой круговорот или *глобальный гидрологический цикл* представляет собой непрерывный процесс циркуляции и перераспределения всех видов природных вод между отдельными частями гидросферы, устанавливает определенные соотношения между ними при различных масштабах осреднения. Именно глобальный гидрологический цикл обеспечивает взаимосвязь и единство гидросферы.

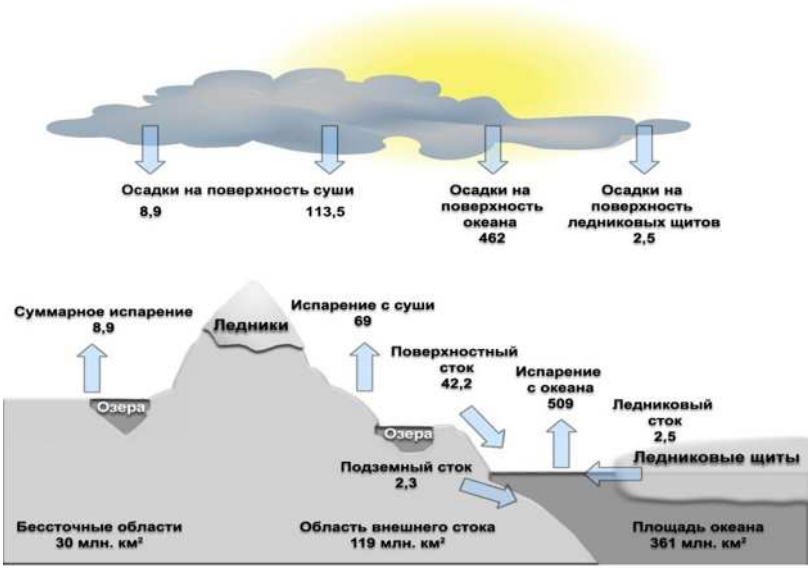


Рис. 2.8. Схема глобального гидрологического цикла (оценки потоков даны в 10^3 км^3) (по В.Н. Малинину)

Схема круговоротов воды в природе может быть также выражена частными уравнениями водного баланса, составленными для отдельных резервуаров гидросферы.

За многолетний период для океана

$$V_{Eo} = V_{Po} + V_c . \qquad (2.8)$$

V_{Eo} – количество воды, испарившееся с поверхности океана, равно сумме атмосферных осадков, выпавших на его поверхность (V_{Po}) и поверхностному и подземному стоку, поступившему с суши (V_c).

Для суши

$$V_{Ec} = V_{Pc} - V_c . \qquad (2.9)$$

V_{Ec} – количество воды, испарившейся с суши, равно количеству атмосферных осадков, выпавших на ее поверхность (V_{Pc}) минус поверхностный и подземный сток с суши в океан (V_c).

Сложив уравнения (2.8) и (2.9), получим:

$$V_{Eo} + V_{Ec} = V_{Po} + V_{Pc} . \qquad (2.10)$$

Таким образом, суммарное испарение с поверхности земного шара (V_E) равно сумме осадков, выпавших на его поверхность (V_P).

Количество воды, участвующей в ее круговороте на земном шаре за многолетний период, приведено в табл. 2.5 (результаты округлены).

Таблица 2.5

Количество воды, участвующей во влагооборотах (тыс. км^3)

	Площадь, млн км^2	Осадки	Испарение	Сток на суше	Общий сток в океан	Подземный сток в океан	Общий приток в океан
Земной шар	510	587	587	–	–	–	–
Мировой океан	361	462	509	–	45	2	47
Суша: область внешнего стока	119	114	69	47	45	2	47
Область внутреннего стока	30	9	9	0	–	–	–
Вся суша	149	123	78	47	45	2	47

Исходя из приведенных уравнений и данных таблицы, ежегодно с поверхности земного шара испаряется 587 тыс. км^3 воды, в том числе только с океана 509 тыс. км^3. При конденсации водяного пара на поверхность океана возвращается 462 тыс. км^3 воды. Так, формируется *малый круговорот воды.* Разница в 47 тыс. км^3 переносится через атмосферу на материки, где увеличивается до 123 тыс. км^3 за счет местных осадков, образовавшихся при внутриматериковом влагообороте. Всего с суши ежегодно испаряется 75 тыс. км^3. Отсюда, в океаны возвращается по рекам и подземным путем 47 тыс. км^3 воды. Подземная составляющая, не дренируемая реками, оценивается примерно в 2 тыс. км^3. Кроме того, примерно незначительная часть из общего количества выпадающих на материки осадков поступает в бессточные области и испаряется, пополняя количество влаги в атмосфере. Внутренние бессточные области на Земле занимают 22 % территории суши. Эти территории не имеют стока в океан. На рис. 2.9 представлена схема внутренних бессточных областей Северной Евразии, часть из которых расположена на рассматриваемой территории.

Таким образом, подставляя в уравнение (2.10) рассчитанные величины осадков, испарения и стока, получаем, что суммарное испарение с поверхности земного шара равно количеству выпадающих атмосферных осадков (587 тыс. км^3 или 1150 мм). Тем самым, оказывается замкнутым *большой круговорот воды в природе*.

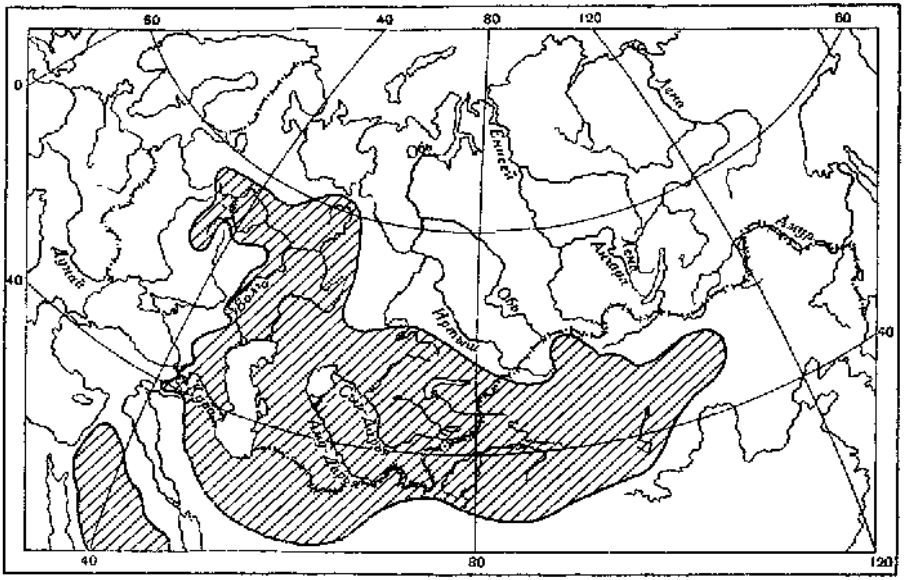


Рис. 2.9. Бессточные области рассматриваемой территории

Внутриматериковый влагооборот представляет собой непрерывный взаимообмен влагой между атмосферой, подстилающей поверхностью и участием в нем воздушных течений, речного стока, осуществляющих перенос влаги из одного района в другой. Общая схема такого влагооборота представлена на рис. 2.10 и последовательно описывается уравнениями баланса влаги.

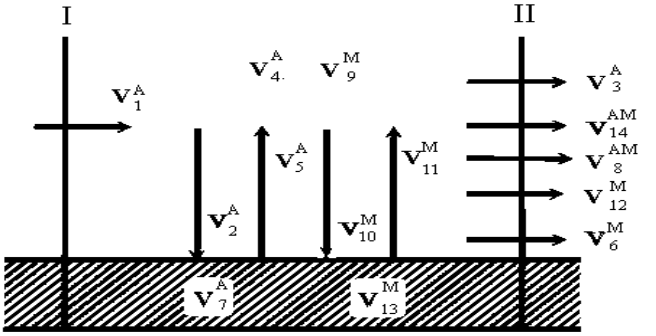


Рис. 2.10. Схема влагооборота на участке земной поверхности.
I – наветренная сторона контура; II – подветренная сторона контура;
A – адвективная влага; M – местная влага

При этом рассматривается некоторая ограниченная территория (контур), на внешние границы которой поступает адвективная влага с океана (V^A_i), часть ее расходуется на образование атмосферных осадков (V^A_2), часть, не вступая во влагооборот, уходит за пределы территории (V^A_3), часть идет на изменение влагосодержания атмосферы (V^A_4). Отсюда

$$V^A_1 = V^A_3 + V^A_2 + V^A_4 . \qquad (2.11)$$

Часть выпавших адвективных атмосферных осадков испаряется (V^A_5), часть в виде речного стока уходит за пределы контура (V^A_6), а часть идет на увеличение влагосодержания грунта (V^A_7). Тогда

$$V^A_2 = V^A_6 + V^A_5 + V^A_7. \qquad (2.12)$$

Уравнение (2.12) отражает завершение первого цикла влагооборота. Далее испарившаяся адвективная влага V^A_5 расходуется на образование атмосферных осадков, которые уже можно рассматривать как осадки местного происхождения (V^M_{10}). Часть этих осадков уходит за пределы контура через атмосферу (V^M_8). Отсюда

$$V^A_5 = V^M_{10} + V^M_8 + V^M_9 . \qquad (2.13)$$

В свою очередь, выпавшие местные осадки (V^M_{10}) также испаряются (V^M_{11}), расходуются на речной сток (V^M_{12}) и аккумулируются в грунтах (V^M_{13}). Отсюда

$$V^M_{10} = V^M_{11} + V^M_{12} + V^M_{13}. \qquad (2.14)$$

Это уравнение отражает завершение второго цикла влагооборота.

Таких циклов может быть несколько. В нашем примере испарившаяся влага местного происхождения полностью выносится за пределы контура. Тогда

$$V^M_{11} = V^M_{14}. \qquad (2.15)$$

При увеличении размеров исследуемой территории влага может обернуться еще раз, и количество местного пара будет возрастать. Однако эта влага смешивается с адвективной влагой, и разделить их крайне сложно. Поэтому и в формировании речного стока, как правило, участвуют также оба вида влаги.

О роли внешнего и местного водяного пара в образовании

осадков или доли местных осадков можно судить по величине *коэффициента влагооборота*. Под коэффициентом влагооборота ($K_в$) следует понимать отношение общего количества выпавших осадков на рассматриваемую территорию ($V_2^A + V_{10}^M$) к количеству осадков, образовавшихся за счет внешнего пара (V_2^A). Таким образом, этот коэффициент показывает количество оборотов влаги на данной территории, прежде чем она будет вынесена за ее пределы.

$$K_в = (\sum_1^n V_j^M + V_2^A)/V_1^A, \qquad (2.16)$$

где n – число оборотов влаги; i – 1, 2, 3, … n.

Повторность выпадения осадков можно выразить через коэффициент повторности ($K_п$):

$$K_п = K_в - 1. \qquad (2.17)$$

Опытным путем установлена величина $K_в$ для различных по размерам территорий. Например, для бассейна Оки, площадь бассейна которой равна $A = 0{,}345 \cdot 10^6$ км^2, $K_в = 1{,}04$, для территории Западной Сибири $A = 4{,}438 \cdot 10^6$км^2, $K_в = 1{,}14$; Евразии $A = 43{,}4 \cdot 10^6$км^2, $K_в = 1{,}51$ и т.п. Для многолетних величин наблюдается возрастание $K_в$ при увеличении площади, $K_в = f(A)$ (рис. 2.11).

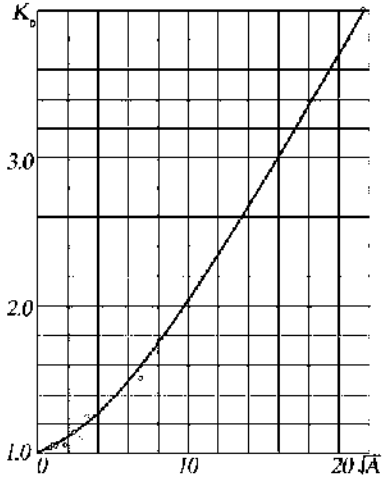


Рис. 2.11. Зависимость коэффициента влагооборота ($K_в$) от размеров территории (A, млн км^3)

При этом $K_в$ изменяется и внутри года. Так, для Европейской России его величины для января, апреля, июля, октября равны, соответственно, 1,05; 1,16; 1,15; 1,06; т.е. $K_в$ при прочих равных условиях возрастает от зимы к лету.

Физическую сущность значения $K_в$ раскрывает формула влагооборота, полученная О.А. Дроздовым:

$$K_в = 1 + BEL / V\,\overline{U}\,, \qquad (2.18)$$

где B – параметр, зависящий от степени неравномерности распределения испарения по территории и изменяющийся от 0,5 на равнинах до 1,0 на наветренных склонах гор; E – испарение на единицу длины наветренного контура; L – длина пути переноса; V – среднее влагосодержание воздушной массы; $\overline{U}$ – средняя скорость ее переноса.

Из уравнения (2.18) следует: чем больше длина пути переноса влаги, тем больше «оборотов» совершит водяной пар, тем выше будет коэффициент влагооборота. Например, величина $K_в$ = 1,15 показывает, что возможность повторного выпадения осадков составляет 15 % На возрастание $K_в$ оказывает влияние и скорость движения воздушной массы: чем она меньше, тем дольше пребывает влага на рассматриваемой территории и тем выше вероятность увеличения числа «оборотов» водяного пара.

Внутриматериковый влагооборот приводит к образованию двух генетически разнородных масс водяного пара, из которого образуются адвективные (*фронтальные*) и местные (*внутримассовые*) осадки. Вклад местных осадков зависит как от размеров территории, так и от ее географического положения. Из рис. 2.11 видно, что доля местных осадков в общем влагообороте может быть весьма существенной.

2.2.3. Увлажнение земной поверхности

Одним из результатов влагообмена на земном шаре является формирование увлажнения материков. Под увлажнением понимается степень обеспеченности территории влагой, необходимой для развития природных процессов, в особенности биотических, а также для оценки водных ресурсов гидрологических объектов. Количественно эта характеристика оценивается с помощью коэффици-

ента (индекса) увлажнения ($K_{ув}$), представляющего соотношение тепла и влаги (соотношение между водными и энергетическими ресурсами на поверхности суши). При этом влага может быть представлена атмосферными осадками (P), упругостью водяного пара (e), а тепло – температурой воздуха (t^0), радиационным балансом (R), испаряемостью (Eo). Отсюда и существующее разнообразие индексов увлажнения. Например, известны индексы: коэффициент увлажнения Н.Н. Иванова – P / Eo; радиационный индекс сухости М.И. Будыко – R / LP (L – скрытая теплота парообразования); индекс Де Мартонна – $P/(t^0 + 10)$ и др. Обратная величина индекса Иванова носит название «коэффициент испаряемости». Неплохим показателем степени увлажненности территории является коэффициент стока, показывающий долю выпавших осадков, которые стекают (h): $\alpha = h / P$. То есть косвенно учитываются потери, которые в первую очередь определяются суммарным испарением. Величины коэффициентов стока колеблются от 0 до 1,0. В жарких пустынях тропического и умеренного поясов почти все осадки испаряются, в то время как в холодных арктических пустынях они практически все расходуются только на сток. Связи зональных величин коэффициентов стока и коэффициентов испаряемости или индексов увлажнения достаточно тесные (рис. 2.12).

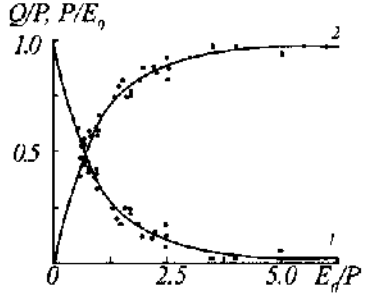


Рис. 2.12. Связь зонально осредненных значений коэффициентов стока (1), коэффициентов увлажнения (2) с коэффициентами испаряемости

Для характеристики абсолютных значений недостатка или избытка влаги вошли в употребление показатели $P–E$ и $E_o–E$.

Индексы увлажнения позволяют выявить районы избыточного, достаточного, недостаточного увлажнения. Иначе, определить районы избытка, дефицита водности, районы с постоянным стоком рек, районы распространения сточных озер, болотных массивов или, наоборот, районы, где реки регулярно пересыхают, районы бессточных и исчезающих озер. Рассматриваемые индексы характеризуют тип климата и вид ландшафта.

Так как существуют многолетние колебания тепла и влаги, то и характер увлажнения меняется во времени: периоды повышенной водности сменяются периодами пониженной.

Распределение индексов увлажнения подчиняется географической зональности, в основе которой лежит принцип закономерной смены климатического режима, обусловленный неравномерным поступлением на земную поверхность солнечного тепла. Следовательно, и воды суши (тип, количество, режим и т.п.) также подчиняются закону географической зональности.

Наиболее распространенным способом учета увлажнения территории является соотношение между выпадающими атмосферными осадками и испаряемостью. Этот индекс показывает долю возмещения осадками возможного испарения на данной территории. На рис. 2.13 представлена карта распределения индексов увлажнения, построенная путем наложения карт испаряемости и атмосферных осадков. Анализ карты показывает, что увлажнение, как правило, уменьшается в направлении с севера на юг, за исключением горных районов, где имеет место вертикальная зональность. На карте из-за малого масштаба не детализированы распределения индексов увлажнения в горных районах Кавказа, Урала, Средней Азии, Саян, Алтая, Северо-Востока России. Как правило, горизонтальные градиенты уменьшения величин $K_{ув}$ в северных районах меньше, чем в южных, а в горных районах эти коэффициенты с высотой возрастают.

Наиболее примечательной является линия, соответствующая $K_{ув} = 1{,}0$, которая служит границей между лесной и лесостепной зонами и показывает, что средние многолетние ресурсы осадков соответствуют ресурсам тепла, что является признаком оптимального увлажнения. К северу от этой линии $K_{ув} > 1{,}0$, к югу $K_{ув} < 1{,}0$, что означает в первом случае избыток потенциальных водных ресурсов по отношению к ресурсам тепла и испаряемости, во втором – их недостаток. В табл. 2.6 приведены величины коэффициентов увлажнения и коэффициентов стока, соответствующие различным типам увлажнения. При этом каждому типу соответствует своя геоботаническая зона.

Анализ величин $K_{ув}$ показывает, что большая часть территории России относится к зонам избыточного и достаточного увлаж-

нения. Для всей рассматриваемой территории возрастают площади, для которых характерно недостаточное и аридное увлажнения.

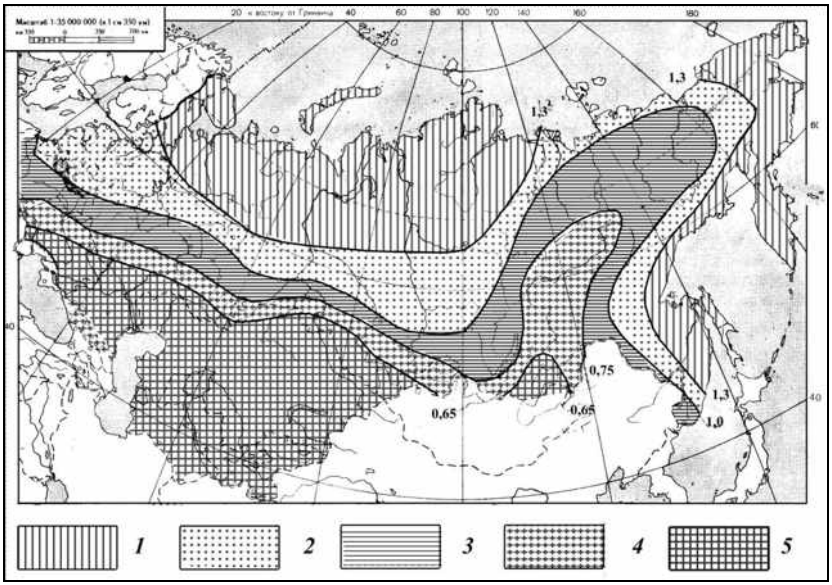


Рис. 2.13. Схематическая карта распределения индексов увлажнения:
1 – зона избыточного увлажнения; *2* – зона достаточного увлажнения;
3 – зона переменного увлажнения; *4* – зона недостаточного увлажнения;
5 – зона аридного увлажнения

Таблица 2.6

Зональность увлажнения суши (по материалам В.Н. Малинина)

Тип увлажнения	Коэффициент увлажнения	Коэффициент стока	Геоботанические зоны
Избыточное	>1,28	>0,42	тундра, хвойные, смешанные леса
Достаточное	1,28–1,00	0,42–0,37	смешанные, лиственные леса
Переменное	1,00–0,75	0,37–0,27	лесостепь
Недостаточное	0,75–0,65	0,27–0,25	степь
Аридное	<0,65	<0,25	сухие степи, пустыни

2.2.4. Виды антропогенного влияния на количество и качество воды

Факторы хозяйственной деятельности. Начиная с середины XX в. возрос уровень хозяйственной деятельности человека, результатом которой является заметное изменение гидрологического

режима водных объектов, его отклонение от естественного. При этом изменения могут быть как негативными, так и иметь положительное значение. В первом случае одним из таких проявлений может быть уменьшение количества воды, ухудшения ее качества, например, при заборах воды из водных объектов на хозяйственные нужды и сбросы в них загрязняющих веществ. Во втором, наоборот, может быть улучшение этих показателей. Например, при переброске части стока рек в районы дефицита влаги, а качество воды можно улучшить при искусственном ее очищении, и т.п. Считается, что в настоящее время в наиболее обжитых районах страны практически не осталось заметных речных и озерных систем с ненарушенным человеком естественным водным режимом. При этом в пределах водосборов на речной сток уровенный режим озер обычно одновременно влияет множество факторов, связанных с хозяйственной деятельностью человека. Например, изменяется количество воды в руслах рек, в озерах и ее режим под действием руслового регулирования, организации орошаемого земледелия, промышленного и коммунального водоснабжения, осушения болот, вырубки лесов, агролесомелиоративных мероприятий, урбанизации, образования и заполнения водой карьеров, прокладки каналов для водоотведения и т.п. Изменения количества воды и ее режимных характеристик происходят и при создании водохранилищ, изменении отметок порогов слива на озерах и т.п.

Перечисленные хозяйственные мероприятия преображают так называемую подстилающую поверхность – бассейны рек, озер, сами водные объекты, т.е. изменяются условия их реакции на климатические изменения. В свою очередь, некоторые хозяйственные мероприятия затрагивают и атмосферу.

Таким образом, под действием хозяйственной деятельности человека нарушается естественный ход активных и реактивных факторов, меняется характер их взаимодействия, что приводит к изменению внутриматерикового влагооборота, а при рассмотрении больших территорий – глобального гидрологического цикла. Это вызывает, соответственно, изменение количества и режим атмосферных осадков, испарения. Результатом является изменение структуры водного и теплового балансов.

По характеру воздействия на водные ресурсы и гидрологический режим по данным ГГИ все факторы хозяйственной деятельности можно объединить в несколько больших групп.

1. Факторы, влияющие на водный баланс, водные ресурсы и гидрологический режим посредством изменения общих метеорологических и климатических характеристик.

2. Факторы, непосредственно связанные с забором воды из русловой сети, озер, болот, водохранилищ, использованием этих вод потребителями и сбросов использованных вод снова в водные объекты.

3. Факторы, связанные с преобразованиями в русловой сети: создание и эксплуатация водохранилищ, прудов, обвалование русел для предотвращения разливов, выпрямление русел, выемки грунта и т.п.

4. Факторы, связанные с преобразованием водосборов и изменяющие условия формирования стока на них и, соответственно, с наполнением озер, водного режима болот, заболоченных земель и т.п.

5. Факторы, оказывающие влияние на сток рек, как в результате водозаборов, так и путем преобразования поверхности водосборов. Это, прежде всего, изменение стока при орошаемом земледелии и эксплуатации подземных вод.

Первая позиция отражает антропогенные изменения климата, позиции 2–5 – изменения на водосборах.

Вопрос о влиянии антропогенной деятельности на водные ресурсы и их режимные характеристики возникает каждый раз, когда решаются задачи использования воды водных объектов для хозяйственных целей. При этом требуются количественные оценки этого влияния. Разработка этих оценок представляет собой достаточно сложную инженерную задачу, требующую, прежде всего, четкого, глубокого понимания закономерностей протекания естественных природных процессов, наличия необходимой информации и, конечно же, знания практического приложения выполненных решений.

Ниже приводятся наиболее часто встречающиеся факторы хозяйственной деятельности и направление влияния, прежде всего, на речной сток. Количественные характеристики и механизм влияния будут раскрыты в соответствующих разделах учебника.

Антропогенные факторы изменения климата. Исследования последних десятилетий показали, что среди факторов хозяйственной деятельности, влияющих на изменение климатических характеристик, применительно к крупным регионам являются:

1. Возможные изменения климата при хозяйственном использовании больших объемов пресных вод материков.

2. Воздействие человека на газовый состав атмосферы.

В первом случае изменение количества воды в водных объектах связывается с увеличением атмосферных осадков, которое происходит при поступлении в атмосферу большого количества дополнительной влаги за счет более интенсивного испарения по сравнению с условиями естественного гидрологического цикла. Такое возрастание испарения и, соответственно, осадков обусловлено, главным образом, развитием орошения, увеличением площадей орошаемых массивов, что свойственно в первую очередь засушливым территориям. Вторым важным источником поступления дополнительной влаги в атмосферу является создание крупных водохранилищ, которые также увеличивают испарение, и этот эффект увеличения также более заметен в засушливых областях.

Объем дополнительной влаги, поступающей в атмосферу указанными путями, как правило, соответствует безвозвратным потерям воды, расходуемым на хозяйственные нужды. *Безвозвратные потери* – часть воды, которая расходуется безвозвратно, т.е. не возвращается обратно на исследуемую территорию, а уходит в атмосферу в виде испарившейся влаги или входит в состав производимого продукта.

Учитывая, что рассматриваются очень большие территории, то вполне возможно некоторое несовпадение площадей формирования дополнительного испарения (ΔE) и, соответственно, выпадения дополнительных осадков (ΔP). Ясно, что испарение происходит с основных орошаемых массивов, с поверхности водохранилищ, а образующиеся осадки и, соответственно, дополнительный речной сток (ΔR), благодаря атмосферному влагопереносу, могут проявляться в других частях рассматриваемых регионов. Такое увеличение осадков и речного стока тем больше, чем больше площади орошаемых массивов, водохранилищ. Поэтому этот вид хозяйственной деятельности и связанное с ним дополнительное уве-

личение осадков, речного стока наиболее заметно проявляются в южных районах рассматриваемой территории. Но наиболее четко это увеличение фиксируется на юге таких многонаселенных регионов, как, например, Южная и Западная Азия.

В табл. 2.7 в качестве примера приведены результаты расчетов, выполненные в ГГИ по району юга Азии (район 1) и юга рассматриваемой территории (район 2), включающего части бассейнов Волги, Дона, Днепра, Кубани, Терека, Куры. В основу расчетов положено уравнение водного баланса и планируемые величины безвозвратных потерь (V), а результаты представлены в процентах.

Таблица 2.7

Возможное изменение осадков и водных ресурсов в районах с развитым орошением под влиянием безвозвратного водопотребления на 2025 г.

Район	Площадь региона, км^2·10^6	Суммарные водные ресурсы R, км^3/год	Безвозвратное водопотребление V, км^3/год	Доп. осадки P, км^3/год	Коэффициент стока	Дополнительные водные ресурсы, ΔRкм^3/год	$\frac{\Delta R}{V}$, %	$\frac{\Delta R}{R}$, %
1	6,95	2288	856	607	0,48	291	34	12,7
2	2,97	646	97	46	0,26	12	12	1,9

Из таблицы следует, что в районе 2 дополнительные водные ресурсы составят всего около 2 % от естественных, в то время как в районе 1 эта величина равна 12,7 %

Во втором случае воздействие человека на изменение климата связано, главным образом, с выбросами в атмосферу отходов промышленного производства (различные примеси, газы). Однако наибольшее беспокойство в отношении влияния человека на климат вызывает все более усиливающееся повышение в атмосфере концентрации CO_2, других малых газовых составляющих (фреоны, соединения азота, метана и др.) и атмосферного аэрозоля. Из всех перечисленных компонент – продуктов хозяйственной деятельности, выбрасываемых человеком в атмосферу, CO_2, в меньшей степени другие газовые составляющие пропускают коротковолновую солнечную радиацию к поверхности Земли, но значительно ослабляют длинноволновое излучение. Такая разница между приходом и расходом солнечной радиации создает так называемый *парнико-*

вый (оранжерейный) эффект, и температура приземных слоев воздуха повышается. Основными источниками поступления CO_2 в атмосферу являются, помимо образования углекислого газа промышленными предприятиями, вырубка тропических лесов, сопровождающаяся уменьшением фитомассы и, следовательно, нарушением процесса фотосинтеза на Земле.

Усилению парникового эффекта способствует также отмеченное выше увеличение содержания водяного пара. По данным климатологов, в настоящее время в атмосфере содержится углекислого газа на 36 % больше, чем в доиндустриальную эпоху. При этом содержание этого газа и других примесей продолжает возрастать (рис. 2.14).

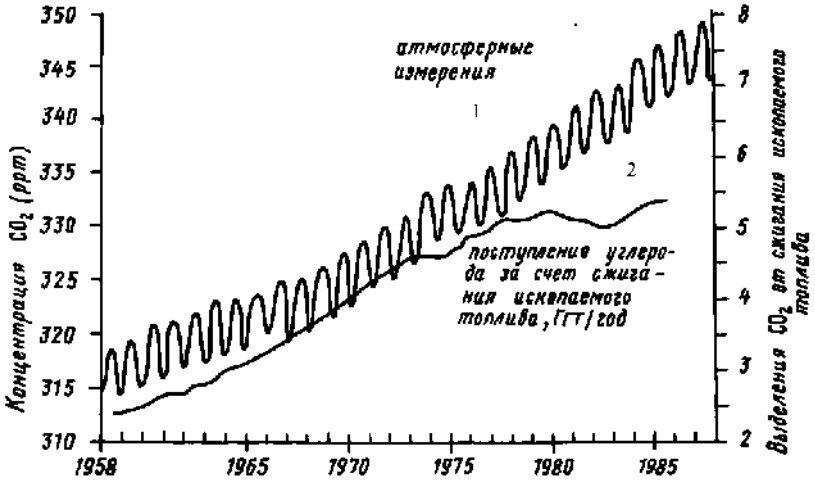


Рис. 2.14. Изменение концентрации углекислого газа в атмосфере земли (1) (станция Муна-Лос, Гавайские острова) и поступление углекислого газа (т/год) в атмосферу за счет сжигания ископаемого топлива (2)

Сам же процесс потепления становится глобальным. По данным климатологов, глобальная температура воздуха в конце XIX в. повысилась в среднем на 0,3–0,6 °С. Такое заметное потепление не означает, что температура воздуха повысилась повсеместно на одну и ту же величину. Исследования показали, что эти величины различны в разных районах Земли. Имеются районы, где температура остается постоянной или даже понижается. Тем не менее,

возрастающая хозяйственная деятельность, увеличение выбросов «парниковых» газов в атмосферу заставляет предполагать, что глобальная температура может возрастать.

Естественно, что такое изменение климата должно привести к изменению составляющих водного и теплового балансов, отклонениям от естественных значений испарения, осадков и речного стока, к существенному уменьшению массы покровных и горных ледников, морских льдов, продолжительности теплого и холодного периодов и др.

Однако вопрос об антропогенном изменении климата продолжает оставаться дискуссионным. В частности, не ясно соотношение вкладов естественных и антропогенных вариаций в глобальный климат за прошедшее столетие. Имеющиеся оценки изменений климата во многом противоречивы, так как зависят от полноты исходной информации, состояния методик оценок и интерпретации результатов, сложности генезиса колебаний климата и др.

Что же касается локальных изменений климата и погоды под действием антропогенных факторов, то во многих промышленных районах, районах функционирования орошаемых массивов, крупных водохранилищ эти изменения бесспорны, и влияние их на водные объекты очевидно. Тем не менее, наблюдения за изменениями климата под действием антропогенных факторов и влияние их на изменения водных балансов, речного стока и т.п. продолжаются, разрабатываются прогнозы изменений водности при заданных различных сценариях изменения климата.

Хозяйственная деятельность на водных объектах и их водосборах. *Коммунальное водопотребление* состоит из затрат воды, идущей непосредственно на нужды городского хозяйства (хозяйственное водоснабжение) и на общегородские нужды. При этом существуют нормы водопотребления на одного человека. Поэтому суммарные объемы воды, используемые на коммунальные нужды, определяются величиной удельного водопотребления и численностью городского населения. После использования воды часть ее после очистки снова поступает в гидрографическую сеть в виде сточных вод. Однако всегда имеют место безвозвратные потери, учет которых производится с помощью специально разработанных коэффициентов ($K_{ком}$). Тогда уменьшение годового стока ($\Delta R_{ком}$) равно:

$$\Delta R_{ком} = K_{ком} V_з , \qquad (2.19)$$

где $V_з$ – объем водозабора на коммунальные нужды; $K_{ком}$ – коэффициент, значение которого зависит от климатических условий и величин водозаборов.

По данным ГГИ, величины $K_{ком}$ равны: для крупных рек зоны избыточного увлажнения – 0,10–0,15; для зоны недостаточного увлажнения – 0,20–0,30.

Водопотребление промышленностью и теплоэнергетикой. Объемы такого водопотребления зависят от степени развития и вида промышленного производства и развития теплоэнергетики. В промышленности главными потребителями воды являются: химия, нефтехимия, металлургия, целлюлозно-бумажная промышленность, машиностроение и др. Количество потребляемой этими отраслями воды велико (см. гл. 1). Водопотребление теплоэнергетикой связано, прежде всего, с охлаждением турбин на АЭС, ТЭЦ и т.п. Вода, забираемая из рек, озер, подземных горизонтов подается на объект, затем после очистки она вновь возвращается в водные объекты. При этом, как и при коммунальном водоснабжении, образуются потери, которые учитываются с помощью специально разработанных коэффициентов. В обоих случаях в северных районах водопотребление меньше, чем в южных.

Применительно к большим регионам и речным бассейнам величины уменьшения годового стока под влиянием промышленности ($K_{пр}$) и теплоэнергетики ($K_э$) можно оценить по формуле типа (2.19), где $K_{пр}$ и $K_э$, по данным ГГИ, равны соответственно: для северных районов – 0,08–0,10, для южных – 0,15–0,20 и 0,01–0,02; 0,03–0,05.

Орошение и сельскохозяйственное водоснабжение более всего развито в районах аридного и субаридного климата с высоким уровнем сельскохозяйственного производства и возможным дефицитом пресной воды в маловодные годы.

Орошение и обеспечивающие его инженерно-технические мероприятия оказывают существенное влияние на гидрологические циклы и водные ресурсы районов. Создание крупных орошаемых массивов, использующих большие объемы воды, приводит не только к изменениям местного климата, о чем уже сказано ранее, но и влияет на гидрологический режим и водный баланс, а следовательно, и на величину суммарного стока рек. Величина этих из-

менений зависит от масштабов орошения, типов орошаемых систем, объемов полного и безвозвратного водопотребления. Влияние орошения на речной сток малых и больших рек существенно различно. В первом случае возможен полный разбор воды из русел, во втором изменение стока определяется изменением суммарного испарения с массива и прилегающих территорий.

В сельском хозяйстве помимо орошения вода расходуется на хозяйственно-бытовые нужды сельского населения. Потребность в воде определяется численностью населения, наличием водопроводящих систем и зависит от климата. Эта часть расходуемой воды для нашей страны составляет 7 и 5 %, соответственно, от суммарного и безвозвратного водопотребления.

Водохранилища и их влияние на гидрологический режим и водные ресурсы. В настоящее время создание водохранилищ на реках получило широкое распространение. Эти рукотворные водные объекты оказывают сильное влияние на изменение количества φ воды в реках и их режимные характеристики. За счет увеличения испаряющей водной поверхности возрастают дополнительные потери на испарение. Однако величина этих потерь зависит не только от размеров водохранилищ, но и от их местоположения. Потери возрастают с севера на юг. Водохранилища влияют и на изменение внутригодового распределения стока, выравнивая (регулируя) его. Эффект регулирования тем заметнее, чем больше полезный объем водохранилища. Особый режим регулирования складывается при каскадном расположении водохранилищ. Степень преобразования стока (его отклонение от естественного) оценивается коэффициентом зарегулированности (φ), равным отношению полезной емкости водохранилища ($V_{пе}$) к среднему естественному расходу воды ($\overline{Q}$).

Образование водохранилищ предопределяет также увеличение дополнительных потерь воды за счет затопленных площадей, прилегающих к водохранилищу, что также приводит к снижению стока реки.

Если в бассейне реки создается много водохранилищ, то возрастает суммарное испарение со всего бассейна и наблюдается снижение стока реки. Это снижение (ΔR) равно:

$$\Delta R = (E_в - E_с) f_{оз}, \qquad (2.20)$$

где $E_в$ – испарение с поверхности воды; $E_с$ – испарение с поверхности суши; $f_{оз}$ – озерность бассейна.

Лесотехнические мероприятия. Вопрос влияния лесотехнических мероприятий на изменение естественного стока рек многие годы является дискуссионным. К таким мероприятиям относятся антропогенное изменение лесного покрова в результате вырубок леса и, наоборот, лесовосстановления. Многочисленные эксперименты, проведенные в том числе в России, позволили получить общую картину возможных изменений стока под влиянием указанных мероприятий. Считается, что лес положительно влияет на речной сток, увеличивая его зарегулированность, т.е. возрастает меженный сток и снижаются максимальные расходы. Установлено также, что за счет большего накопления снега в лесу незначительно возрастает и годовой сток, увеличиваясь на 10–15 % по отношению к стоку с незалесенных бассейнов. Особенно это проявляется на водосборах с хвойными породами деревьев. Вырубки леса не проводят к немедленному снижению годового стока. Наоборот, сразу после вырубки сток некоторое время будет возрастать, но затем начнется его снижение. При подрастании деревьев сток опять увеличивается. Таким образом, процесс изменения стока на лесных водосборах при вырубках достаточно неоднозначен (рис. 2.15). По исследованиям ГГИ, для малых водосборов за счет этого вида хозяйственной деятельности величины изменений годового стока могут находиться в пределах 5–10 %, а для крупных бассейнов не превышают 1–2 %. Более заметна перестройка внутригодового распределения стока.

Агротехнические мероприятия, к которым относятся зяблевая вспашка, снегозадержание, внедрение севооборотов, внесение удобрений, нанесение лесозащитных полос и т.п., также влияют на изменения речного стока. Это влияние многостороннее, сложное и до конца не изученное. Тем не менее, считается, что эти изменения связаны с изменениями составляющих водного баланса. Особенно такие изменения заметны в районах недостаточного увлажнения. Так, распашка земель приводит к нарушению структуры почвенного покрова и предопределяет увеличение потерь воды на инфильтрацию, а это влияет на уменьшение стока. При этом степень потерь воды зависит от состава почвогрунтов, уклонов и т.п. На величину максимального стока оказывает влияние ориентировка борозд по отношению к реке. Борозды, направленные в сторону

реки, способствуют увеличению стока, вдоль склонов – уменьшению. Насаждение лесных полос препятствует сдуванию снега с водосбора, а это приводит к увеличению стока и весеннего и годового.

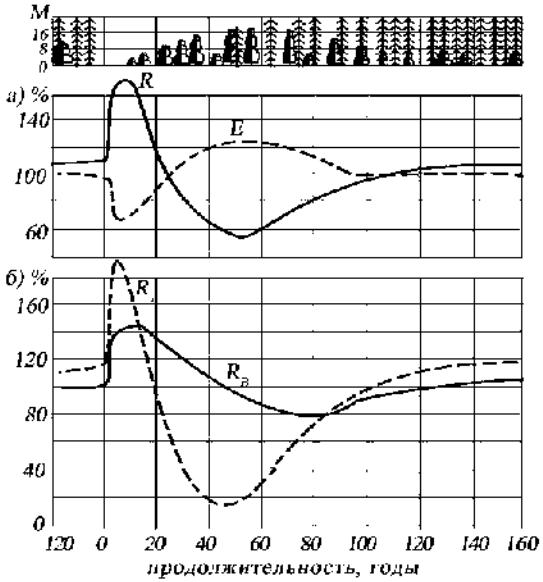


Рис. 2.15. Динамика роста леса (*M*), изменение испарения (*E*) и стока (*R*) (в % от средних годовых многолетних величин) (по О.И. Крестовскому). *а* – годовые значения испарения и стока; *б* – летний сток

Осушительные мелиорации (лат. *melioration* – улучшение) проводятся для получения земель, пригодных для сельскохозяйственного возделывания и получения урожая. Осушаются в первую очередь болота, обладающие высокой степенью плодородия. Имея огромные заболоченные пространства, Россия обладает большими потенциальными возможностями для проведения крупномасштабных осушительных мелиораций. Особенно такие мелиорации актуальны для зоны избыточного и достаточного увлажнения. Для их производства строятся специальные осушительные системы, благодаря которым снижаются уровни грунтовых вод, меняется режим испарения и транспирации. Такие изменения водного режима болот обусловливают изменения стоковых характеристик вытекающих из болот рек. При этом меняются го-

довые, сезонные и минимальные расходы. Следует иметь в виду, что дренирующая способность малых и больших рек неодинакова, поэтому и степень влияния осушительных мелиораций на речной сток различна. Различия в изменении стока рек также зависят от разной степени заболоченности.

Урбанизация (лат. *urbanus* – городской) также влияет на сток рек и их режимные характеристики. Степень влияния зависит от площади урбанизированных территорий (строения, дороги, карьеры и др.) и численности населения. Например, в России эти территории занимают не более 0,07 %. Исследования показывают, что годовой сток с урбанизированных территорий, как правило, больше, чем сток в естественных условиях, так как в города дополнительно подаются большие объемы воды. Режим жизнедеятельности города оказывает влияние и на экстремальные характеристики стока, на изменение максимальных и минимальных расходов воды.

Весьма важным следствием урбанизации является резкое ухудшение качества воды. Изменение количественных характеристик водных объектов неизбежно приводит к изменению других составляющих гидрологического режима. Могут изменяться термический режим, химических состав воды и др. Такие изменения будут влиять на тип и устойчивость экосистем.

2.3. Балансовые методы изучения вод суши

2.3.1. Основные положения законов сохранения

Для решения целого ряда научных и прикладных задач в гидрологии используются так называемые *балансовые методы*, которые связаны с решением уравнений баланса для различных процессов. В основе балансовых методов лежит учет всех приходных, расходных и аккумуляционных элементов, представляющих некую субстанцию (лат. *substantia* – сущность; материя в единстве всех форм ее движения). Количественный учет этих элементов в общем виде основан на важнейшем равенстве: для любого ограниченного (оконтуренного) объема пространства (V) разность между количеством рассматриваемой субстанции, поступающей внутрь его ($V_{прх}$) и выходящей за его пределы ($V_{рсх}$), должна быть равна увеличению или уменьшению ее количества ($V_{ак}$) внутри данного объема:

$$V_{\text{прх}} - V_{\text{рсх}} = V_{\text{ак}} . \qquad (2.21)$$

Это равенство справедливо для любого объема и любого промежутка времени. В качестве рассматриваемой субстанции в гидрологии могут быть: вода (водный баланс), содержащиеся в ней примеси, например, соли (солевой баланс), органические и минеральные вещества (*седиментационный баланс*), растворенные в воде газы (баланс газов) и др. Все перечисленные балансы связаны с изменением количества различных веществ и представляют собой частные случаи фундаментального закона естествознания – *закона сохранения массы (вещества, материи).*

В гидрологии помимо перечисленных балансов, связанных с изменениями или перераспределением вещества, рассматриваются вопросы, связанные с изменениями энергии. Например, энергии движущегося потока воды (энергетический баланс), перераспределения тепла при нагревании или охлаждении объема воды, воздуха, при таянии льда (тепловой баланс) и др. Этим балансам также соответствует уравнение (2.21), где $V_{\text{ак}}$ есть количество тепла, идущее на нагревание или охлаждение субстанции. В этом случае балансы представляют *закон сохранения энергии*.

При решении большинства гидрологических задач наиболее часто приходится сталкиваться с методами водного и теплового балансов. Все остальные балансовые методы большей частью являются зависимыми от названных. Например, солевой, седиментационный балансы рассчитывается на базе водного. Водный баланс позволяет оценить соотношение и взаимосвязь отдельных компонентов гидрологического цикла в водной системе, связать гидрологию суши с гидрогеологией, метеорологией, географией. Иначе, воды различных водных объектов с подземными водами, водами атмосферы, окружающей средой, раскрыть единство природных вод и их связь с географической средой. Метод водного баланса широко применяется при изучении целого ряда гидрологических процессов. Например, формирование речного стока, уровенного режима озер, болот, образование ледников и т.п. связано с водным балансом, со структурой уравнения баланса. Водный баланс позволяет раскрыть роль отдельных источников в питании водных объектов, определить их соотношение. Метод дает возможность находить трудно определяемые гидрометеорологические элементы

с помощью известных, более доступных. В последние десятилетия роль этого метода в гидрологии еще больше возросла в связи с развитием антропогенной деятельности на водных объектах.

Метод водного баланса можно рассматривать как наиболее надежный способ, с помощью которого может быть дана научно обоснованная оценка последствий влияния хозяйственной деятельности на водный режим гидрологических объектов. При этом такая оценка может быть дана еще в процессе проектирования водохозяйственных мероприятий. Вместе с этим, можно решить и обратную задачу: оценить изменение окружающей среды в результате антропогенного преобразования водного баланса. Так как водные объекты теснейшим образом связаны между собой, то изменение водного баланса одного из них неизбежно ведет к изменениям баланса других. Например, изменение водного баланса р. Сырдарьи и Амударьи привело к изменению уровенного режима Аральского моря. Изменение водного баланса болотных массивов Полесья при их осушении привело к изменению стока вытекающих рек.

Метод теплового баланса также позволяет решать широкий круг задач. В первую очередь, это относится к исследованию и расчетам нагревания и охлаждения воды в реках, озерах, болотах. С помощью метода теплового баланса можно определять сроки замерзания и вскрытия водных объектов, формирования ледников, наледей образования и таяния снежного покрова и т.п. Зная структуры уравнения теплового баланса, соотношения его элементов, можно определить основные источники тепла, влияющие, например, на нагревание водоема. Так же, как и при использовании метода водного баланса, метод теплового баланса позволяет оценить влияние антропогенных факторов на некоторые черты гидрологического режима. Большую роль играет тепловой баланс при определении величины и режима испарения, испаряемости, конденсации.

При использовании методов водного и теплового балансов необходимо, прежде всего, правильно составить уравнения балансов, выполнить их анализ, в случае необходимости провести их оценку и увязку. Для этих целей необходимо уметь определять составляющие балансов. Интерес представляет знание структуры

водного и теплового балансов, определяемых особенностями климата и строением исследуемых водных систем. Структура балансов позволяет выявить и оценить ведущие источники формирования тепла и влаги, определяющих гидрологический режим водных объектов.

2.3.2. Водный баланс суши

Для любого природного объекта или произвольно выбранной территории площадью A и объемом V за любой промежуток времени T можно составить водный баланс. Математическим выражением баланса является уравнение водного баланса, включающее приходные, расходные и аккумуляционные составляющие. При составлении общего уравнения следует учитывать все источники поступления влаги в рассматриваемый объем участка суши или водного объекта и ее расходования. На рис. 2.16 представлен такой участок суши и соответствующий ему объем грунта и приведена общая схема формирования его водного баланса.

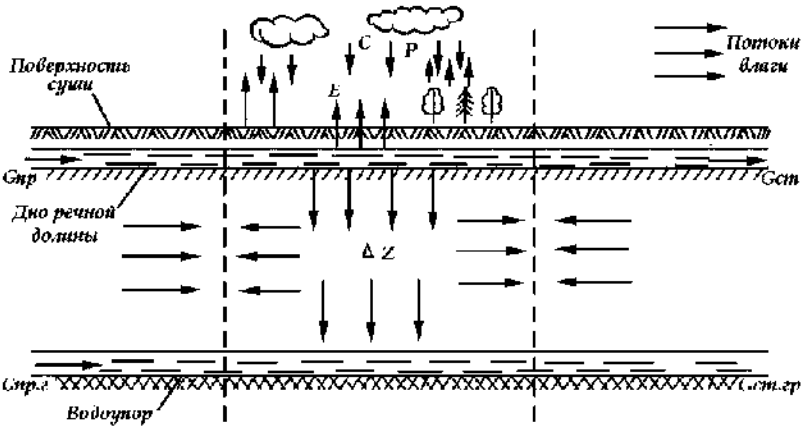


Рис. 2.16. Общая схема формирования водного баланса участка суши (по материалам В.И Бабкина)

Рассматриваемый объем ограничен сверху плоскостью раздела почва–атмосфера, снизу – водоупором, с боков – вертикальными стенками цилиндрической поверхности. Таким образом, рассматривается зона активного водообмена, дренируемая гидрографической сетью и горизонтами подземных вод.

Учитывая представленные потоки влаги, уравнение водного баланса рассматриваемого объема, которому соответствует площадь A за весь период T, в символической форме можно записать:

$$P + G_{\text{пр}} + G_{\text{пр.г}} + C - E_c - G_{\text{ст.п}} - G_{\text{ст.г.}} = Z_2 - Z_1 = \Delta Z, \qquad (2.22)$$

где P – атмосферные осадки, выпадающие на поверхность участка, при этом осадки могут выпадать в виде дождей и снегопадов; $G_{\text{пр}}$ – вода, поступающая поверхностным путем по водотокам; $G_{\text{пр.г.}}$ – вода, поступающая подземным путем. Подземные воды складываются из почвенных, почвенно-грунтовых и грунтовых составляющих; C – вода, образующаяся путем конденсации водяных паров. Величина конденсационной влаги, как правило, незначительна по сравнению с другими составляющими, поэтому ее часто исключают из рассмотрения или объединяют с испарением, но со знаком «минус». $E_{\text{с}}$ – суммарное испарение с поверхности участка. Суммарное испарение складывается из испарения с поверхности почвы ($E_{\text{п}}$), с водной поверхности водотоков, водоемов ($E_{\text{в}}$), с поверхности растений (транспирация) ($E_{\text{р}}$), с поверхности льда ($E_{\text{л}}$); $G_{\text{ст.п}}$. – вода, уходящая за пределы участка поверхностным путем по водотокам; $G_{\text{ст.г}}$. – вода, уходящая за пределы участка подземным путем; Z_2 и Z_1 – соответственно, количество прибыли и убыли воды за время T. Эта составляющая может быть представлена как разность Z_2 и Z_1, равная ΔZ. Если ΔZ имеет знак «плюс», запасы воды на рассматриваемой территории за время T увеличились, если «минус» – уменьшились.

Все составляющие водного баланса должны быть представлены в одних и тех же единицах. Чаще всего это объемы воды ($м^3$, $см^3$, $км^3$) или слои (мм, см, км.). Пересчет из одних в другие возможен по формулам вида:

$$V = a\,X\,A, \qquad (2.23)$$

где V – объем любой составляющей баланса; X – слой этой же составляющей; a – коэффициент пропорциональности. Например, при X , представленной в мм, A – в $км^2$, V требуется в $м^3$, коэффициент a равен 10^{-3} и т.п.

Определение составляющих водного баланса территории связано с привлечением данных наблюдений за гидрометеорологическими элементами, которые, как правило, представлены величи-

нами, приходящимися на единицу площади или поступившими на единицу длины периметра рассматриваемой территории в обоих случаях за время T. Таким образом, количество осадков, выпавшее за это время на единицу поверхности суши, равно:

$$P = A^{-1} \int_t dT \int_A P_i dA_i, \tag{2.24}$$

где P_i – количество осадков, выпавших в единицу времени T на единицу поверхности A_i.

Аналогичным способом можно определить величины конденсации, испарения, прибыли (Z_2) и убыли (Z_1) воды в рассматриваемом объеме грунта.

Количество воды, поступившей ($G_{\text{пр.г}}$) или ушедшей ($G_{\text{ст.г}}$) подземным путем, равно:

$$G_i = A^{-1} \int_t dT \int_S G_i dS_i, \tag{2.25}$$

где G – количество подземных вод поступивших (ушедших) через единицу длины периметра S за время T.

Элементы баланса $G_{\text{пр}}$ и $G_{\text{ст.п.}}$ можно представить в виде:

$$G_{\text{пр}} = A^{-1} \int_t dT \int_1^n Q_i, \tag{2.26}$$

где Q_i – расход воды в единицу времени i-го водотока; n – число водотоков.

Умножив левую и правую части уравнений (2.24)–(2.26) на величину площади A, получим составляющие баланса, представленные в объемных единицах.

Если рассматривать уравнения водного баланса замкнутого контура участка суши и части водного объекта, то состав элементов баланса, а следовательно, и сами уравнения будут похожими. Можно лишь отметить, что величина ΔZ уравнения части водного объекта будет представлять призму накопления или сработки влаги, а представленная в виде слоя воды ($\Delta Z/A$) – изменения уровня воды.

Таким образом, уравнение (2.22), представленное лишь основными составляющими, можно рассматривать в качестве наиболее общего балансового выражения для любого объема пространства и промежутка времени. В объемных единицах уравнение имеет вид:

$$(\partial V/\partial T) = V_{\text{ос}} + V_{\text{пр}} + V_{\text{пр.г.}} - V_{\text{исп}} - V_{\text{ст}} - V_{\text{ст.г}}, \tag{2.27}$$

где $V_{ос}$ – атмосферные осадки; $V_{пр}$ – поверхностный приток (аккумуляция); $V_{пр.г.}$ – приток грунтовых вод; $V_{исп}$ – испарение с поверхности; $V_{ст}$ – сток поверхностным путем; $V_{ст.г.}$ – сток подземным путем; ΔV – приращение или расходование влаги; δ – невязка баланса, возникающая за счет погрешностей измерений и расчетов отдельных элементов, входящих в уравнение. При составлении баланса для конкретных водных объектов величина δ может возрастать за счет неучета некоторых возможных, но не включенных в баланс составляющих.

Представленные записи уравнения водного баланса применительно к конкретным задачам могут изменяться как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения количества его элементов. В то же время в зависимости от местоположения территории, расчетных отрезков времени, сезонов года и т.п. может меняться и структура баланса. В этом случае изменяется соотношение между составляющими баланса, также некоторые элементы могут исчезать, некоторые, наоборот, появляться. На изменение структуры водного баланса может оказывать влияние и развивающаяся хозяйственная деятельность, связанная с заборами и сбросами воды, переброской речного стока из одного бассейна в другой и т.п.

Рассмотренные уравнения водного баланса характеризуют соотношения их составляющих внутри одной вертикальной зоны, охватывающей поверхность суши или воды, почвогрунтовую или водную толщу.

В практике гидрологических исследований, расчетов, прогнозов специалистам-гидрологам приходится сталкиваться с большим разнообразием водных объектов, а следовательно, и различными по количеству элементов и структуре уравнениями водных балансов.

2.3.3. Тепловой баланс земной поверхности

Тепловой баланс Земли представляет собой баланс энергии процессов теплопередачи и излучения в атмосфере и на поверхности Земли. Основной приток тепла в системе «Земля–атмосфера» обеспечивается излучением солнца. Энергия этого потока, равная 1367 Вт/м^2 , носит название *солнечная постоянная*. Среднее значение потока солнечной радиации на горизонтальную плоскость с учетом кривизны земной поверхности, вращения Земли равно,

без учета ослабления атмосферой, 342 Вт/м^2. Дальнейшее распределение потоков тепла представлено на рис. 2.17.

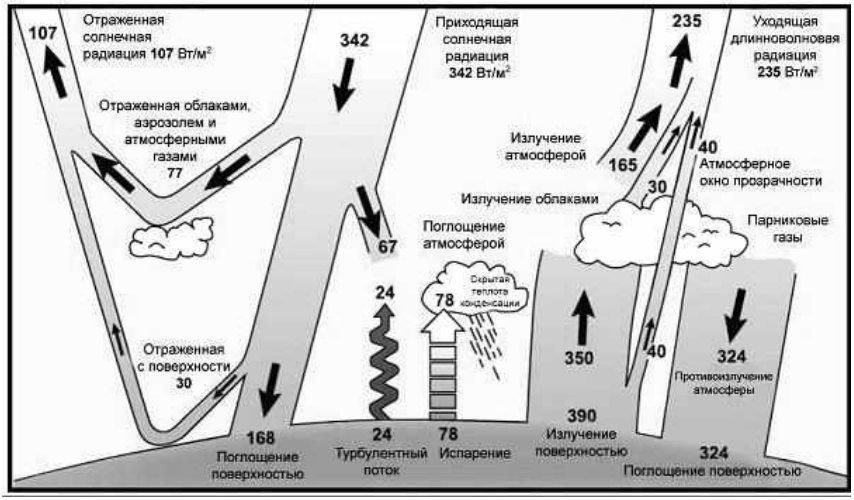


Рис. 2.17. Средний за год глобальный баланс энергии на поверхности Земли (по материалам статей Киотского протокола, 2006 г.)

Из 342 Вт/м^2, поступивших на поверхность Земли, отражается 107 Вт/м^2 (альбедо системы «Земля–атмосфера» равно r = 0,31), в том числе за счет отражения от земной поверхности 30 Вт/м^2 (r = 0,09), облаков 77 Вт/м^2 (r = 0,23). Оставшиеся 235 Вт/м^2 поглощаются атмосферой (67 Вт/м^2) и поверхностью Земли (168 Вт/м^2). Поглощение тепла в атмосфере обусловлено, в основном, облаками и аэрозолями.

Излучение поверхности Земли составляет 350 Вт/м^2, что соответствует средней годовой температуре Земли, равной 288 K (15 ^{0}C). Отмеченная выше величина в 342 Вт/м^2 представляет противоизлучение атмосферы. Уходящее в космос длинноволновое излучение, равное 235 Вт/м^2 , складывается из излучения атмосферы и земной поверхности. Одновременно происходят потери тепла при испарении воды (78 Вт/м^2) и при конвективном теплообмене (24 Вт/м^2).

Общая схема формирования теплового баланса поверхности Земли с перечислением лишь основных составляющих прихода $\sum\theta_{пр}$ и расхода $\sum\theta_{рсх}$ тепла за многолетний период может быть описана уравнением:

$$R \pm \theta_{тт} + \theta_{п} \pm LE = 0, \quad (2.28)$$

где R – радиационный баланс; $\theta_{тт}$ – турбулентный теплообмен между земной поверхностью и атмосферой; $\theta_{п}$ – поток тепла между земной поверхностью и нижележащими слоями почвы или воды; LE – затраты тепла на испарение или его выделение при конденсации (L – удельная теплота испарения, E – испарение).

Если $\sum\theta_{пр} > \sum\theta_{рсх}$, происходит нагревание рассматриваемой поверхности, если наоборот – охлаждение.

Основной источник поступления тепла – коротковолновая прямая ($\theta_{пр}$) и рассеянная (q) солнечная радиация, а расхода – эффективное длинноволновое излучение (I). Величина I равна разности между излучением рассматриваемой поверхности суши или воды в атмосферу ($\theta_{из}$) и поглощением встречного излучения атмосферы ($\theta_{вс}$). Эта разность показывает фактическую потерю тепла рассматриваемой поверхности.

$$I = \theta_{из} - \theta_{вс}. \quad (2.29)$$

Указанные источники тепла представляют радиационный баланс, который равен:

$$R = (\theta_{пр} + q)\,(1 - r) - I\,, \quad (2.30)$$

где r – альбедо рассматриваемой поверхности.

Значения альбедо некоторых естественных поверхностей приведены в табл. 2.8.

Таблица 2.8

Альбедо естественных поверхностей

Вид поверхности	Альбедо, r
Свежий сухой снег	0,80–0,95
Загрязненный снег	0,40–0,50
Темные почвы	0,05–0,15
Сухие светлые песчаные почвы	0,35–0,45
Поля ржи и пшеницы	0,10–0,25
Луга	0,15–0,25
Сухая степь	0,20–0,30
Тундра	0,15–0,20
Хвойные леса	0,10–0,15
Лиственные леса	0,15–0,20

Радиационный баланс является важнейшим климатическим фактором, так как от его величины в значительной степени зависит распределение температуры в почве или верхнем слое воды и прилегающих к ним слоях воздуха.

Приведенные средние для Земли значения теплового баланса в каждой ее точке в разное время года заметно меняются. В табл. 2.9 приведены многолетние значения теплового баланса поверхности суши в зависимости от широты местности.

Таблица 2.9

Тепловой баланс поверхности суши Северного полушария (Вт/м^2 год)

Элементы баланса	Широта, град.						
	70–60	60–50	50–40	40–30	30–20	20–10	10–0
R	26,6	40,0	59,9	79,6	91,6	94,2	95,4
LE	21,2	30,6	33,1	30,6	25,2	42,5	75,8
$\theta_{тт}$	5,3	9,3	26,6	49,2	66,6	40,0	19,9

Из таблицы следует, что радиационный баланс последовательно возрастает с севера на юг. Затраты тепла на испарение имеют максимум на широтах 30–40 ^{o} и в экваториальной зоне. Турбулентный теплообмен с атмосферой имеет максимум на широте 30–20 ^{o}. Такие закономерности теплового баланса заметно нарушаются, т.к. в балансе участвует еще очень большое количество элементов, отражающих местные физико-географические условия, особенности строения объекта, время года, расчетный период времени и т.п. Учитывая изложенное, уравнение теплового баланса участка суши или водного объекта в общем виде за время *T* можно записать:

$$(d\theta/d\mathrm{T}) = R \pm \theta_{тт} \pm \theta_{исп} \pm \theta_{дно} \pm \theta_{р} \pm \theta_{ос} \pm \theta_{л} \pm \theta_{а}, \qquad (2.31)$$

где *R* – радиационный баланс; $\theta_{тт}$ – турбулентный теплообмен поверхности с атмосферой; $\theta_{исп}$ – тепло, затрачиваемое на испарение или выделяемое при конденсации; $\theta_{тс}$ – теплообмен с более глубоко лежащими слоями грунта или для водных объектов теплообмен с дном; $\theta_{р}$ – тепло, поступающее с окружающей территории или уходящее за ее пределы, в том числе по рекам или с подземными водами; $\theta_{ос}$ – тепло, поступающее с дождевыми осадками или затрачиваемое на таяние снега, выпадающего на поверхность; $\theta_{л}$ – тепло, выделяемое при образовании льда или затрачиваемое при его таянии; $\theta_{а}$ – тепло, поступающее или выделяемое при наличии антропогенных источников тепла.

Помимо перечисленных элементов теплообмена, можно отметить и другие, менее значимые. Например, тепло, выделяемое при биохимических процессах, тепло, поступающее из недр земли и др.

В зависимости от времени года, сезона, интервала времени и т.п. элементы теплового баланса могут иметь разные знаки и вносить различный вклад в процесс нагревания или охлаждения рассматриваемого объекта или участка суши. Например, величины радиационного баланса всегда положительны, несмотря на то что его составляющая – эффективное излучение – практически всегда отрицательна. Составляющая $\theta_{исп}$ отрицательна в теплый период, когда тепло затрачивается на формирование испарения и, наоборот, выделяется при конденсации. Величина $\theta_{ос}$ положительна при выпадении дождей и отрицательна при снегопадах.

Все составляющие теплового баланса должны быть представлены в одних и тех же единицах, представляющих количество тепла. Чаще всего это джоули, калории, ватты.

Факторы, определяющие элементы теплового баланса. Основным источником нагревания или охлаждения природного объекта всегда является радиационный баланс. Его главный элемент – *прямая плюс рассеянная солнечная радиация* $(\theta + q)$ – определяется высотой стояния солнца, то есть зависит от широты местности и времени (табл. 2.10).

Таблица 2.10

Средние значения максимальных суточных сумм возможной суммарной радиации ($\theta + q$) для различных широт, Вт/м^2

Широта, град	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
40	114	160	220	280	317	330	320	287	236	178	126	101
50	65	112	179	255	311	334	319	272	204	134	78	55
60	19	64	134	222	297	333	313	249	164	87	35	15
70	0	21	85	184	285	342	313	223	120	41	2	0

Величины суммарной солнечной радиации возрастают с севера на юг и достигают максимума в июне. Необходимо также отметить, что лучистая энергия солнца (прямая солнечная радиация) поступает на земную поверхность только в светлую часть суток. Поэтому она отсутствует зимой в высоких широтах. Однако не вся суммарная солнечная радиация участвует в нагревании природного объекта, часть ее отражается, и эта часть характеризуется вели-

чиной альбедо (табл. 2.8). Заметную роль играет также облачность. Например, при сплошной облачности источником энергии является лишь рассеянная ее часть. Поэтому уравнение для определения величины суммарной солнечной радиации можно переписать:

$$\theta_{\beta} = (\theta + q)(1 - r)C, \tag{2.32}$$

где C – эмпирический коэффициент, учитывающий влияние облачности на снижение суммарной солнечной радиации.

Существует целый ряд формул для получения величины C, определяемой в зависимости от времени года, географического положения пункта наблюдений. Например, формула П.П. Кузьмина для условий снеготаяния:

$$C = 1 - 0{,}67N_{\text{н}} - 0{,}14(N_{\text{о}} - N_{\text{н}}), \tag{2.33}$$

где $N_{\text{о}}$ и $N_{\text{н}}$ – соответственно, количество общей и нижней облачности, в долях от единицы.

Эффективное излучение согласно формуле (2.29) представляет собой разность между собственным (тепловым) излучением деятельной поверхности $\theta_{\text{из}}$ и встречным излучением атмосферы $\theta_{\text{вс}}$. Известно, что любая поверхность, имеющая температуру выше абсолютного нуля, излучает тепловую энергию. Её величина, согласно закону Стефана–Больцмана, равна:

$$\theta_{\text{из}.} = \beta\, \sigma T^4, \tag{2.34}$$

где β – лучеиспускательная способность тела относительно абсолютно черного тела, для которого $\beta = 1$; σ – постоянная Стефана–Больцмана; T – абсолютная температура поверхности тела, равная $273 + t^0$ (t^0 – температура поверхности тела, град. C). Величина β определяется свойствами поверхности и составляет для поверхности льда 0,95, снега – 0,99.

Интенсивность встречного излучения атмосферы с учетом формулы (2.34) и с введением дополнительных коэффициентов равна:

$$\theta_{\text{а}} = \sigma T_2^4 \varphi C, \tag{2.35}$$

где φ – коэффициент, учитывающий влияние на лучеиспускательную способность атмосферы влажности воздуха; C – влияние облачности. При отсутствии облаков $C = 1$; $T_2 = 273 - t^0{}_2$, температу-

ры измерены на высоте 2 м. Произведение $\varphi C = B$. По данным П.П. Кузьмина, эту величину можно определить по эмпирической формуле

$$B = 0{,}62 + 0{,}05 e_2^{0,5}, \qquad (2.36)$$

где $e_2^{0,5}$ – абсолютная влажность воздуха на высоте 2 м, мб.

Турбулентный теплообмен с атмосферой происходит путем конвекции молекулярной и турбулентной теплопроводности за счет разности температур между рассматриваемой поверхностью и воздухом. Большую роль в этом процессе играет ветер. Существует несколько эмпирических формул для определения количества тепла, поступающего на деятельную поверхность. Например, формула Б.Д. Зайкова:

$$\theta_{тт} = 5{,}85(t_2^0 - t_n^0)(1 + 0{,}72U_2), \qquad (2.37)$$

где $t_2{}^0$ и $t^0{}_п$ – соответственно, температуры воздуха и поверхности; U_2 – скорость ветра на высоте 2 м.

Тепло, затрачиваемое при испарении или выделяемое при конденсации, равно произведению скрытой теплоты испарения (L) на величину испарения (E):

$$\theta_{тт} = LE = (597 - 0{,}6\, t^o)E, \qquad (2.38)$$

где t^0 – температура испаряющей поверхности. Скрытая теплота испарения, равная 2,501 МДж/кг ,в природных условиях несколько изменяется в соответствии с изменением температуры испаряющей поверхности. Для определения E можно воспользоваться существующими эмпирическими формулами, которые объективно позволяют определить вид процесса, например, формула для расчета испарения с водной поверхности (5.92). При этом знак «+» обозначает испарение, «–» – конденсацию. Соответствующий знак принимает величина $\theta_{тт}$.

Теплообмен с нижележащими слоями грунта, для водоемов – теплообмен с дном. Для определения количества тепла, участвующего в теплообмене, необходимо знать закон изменения температуры по вертикали, тогда

$$\theta_д = \lambda(dt^o / dz), \qquad (2.39)$$

где λ – теплопроводность грунта или воды; dz – расстояние между

поверхностью и рассматриваемым слоем грунта или поверхностью воды и дном.

Тепло, поступающее с окружающей территории или уходящее за ее пределы. Тепло с окружающей местности поступает на рассматриваемую территорию вместе с водой. Для водного объекта – тепло, приносимое по втекающим рекам:

$$\theta_р = V C_p t^o \rho , \qquad (2.40)$$

где V – объем притекающей воды за время T; C_p – удельная теплоемкость воды; t^o– температура воды; ρ – плотность воды.

Аналогичным способом рассчитывается количество тепла, теряемое водным объектом с вытекающей из него водой.

Тепло, приносимое с атмосферными осадками. Выпадающие осадки в зависимости от их вида (дождь, снег) приносят тепло или холод. При этом допускается, что температура осадков за интервал времени T примерно равна температуре воздуха. Тогда

$$\theta_{ос}= P\, t_2^o, \qquad (2.41)$$

где P – слой осадков за время T.

Тепло, затрачиваемое на таяние снега или выделяемое при его замерзании, можно определить по формуле

$$\theta_с = P_с\,(80 – 0{,}5t_2^o), \qquad (2.42)$$

где P_c – слой осадков в виде снега, см; 80 – скрытая теплота таяния льда, кал/г, или 335,2 Дж/г; 0,5 – теплоемкость льда.

Что касается антропогенных источников тепла, то они и их величины должны быть заданы.

Контрольные вопросы

1. В каких агрегатных состояниях находятся природные воды и каковы особенности их физических характеристик?
2. Что входит в понятие «химический состав природных вод» и каковы условия его формирования?
3. Приведите классификацию природных вод по преобладающему иону и раскройте их зональность.
4. Что такое гидросфера и какова ее роль в формировании вод суши?
5. Раскройте суть понятия «глобальный гидрологический цикл». Какое количество воды участвует в нем, в том числе на материках?
6. Что такое «внутриматериковый влагооборот» и его участие в формировании вод суши?

7. Что такое увлажненность (обводнение) территорий и как ее оценить количественно? Зональность в распределении показателей увлажненности, перечислите типы увлажнения.
8. Обоснуйте возможность использования балансовых методов в гидрологии. Круг задач, решаемых с их помощью.
9. Принципы составления уравнения водного баланса участка территории за различные интервалы времени. Перечислите основные составляющие.
10. Принципы составления уравнения теплового баланса земной поверхности и участка территории. Перечислите основные источники тепла.
11. Перечислите основные виды хозяйственной деятельности человека, влияющие на водные ресурсы и режимные характеристики водных объектов.

***Литература*:** 2; 3; 5; 7; 13; 14; 17; 21; 25; 33; 36; 40; 43; 44; 46; 49; 52; 59; 63; 64; 67; 73; 76.

Глава 3.
ФОРМИРОВАНИЕ ВОД СУШИ

3.1. Атмосферные осадки

3.1.1. Виды атмосферных осадков и закономерности их образования

Атмосферные осадки являются основными источниками увлажнения суши и представляют собой воду в жидком или твердом состоянии, поступающую на поверхность речных бассейнов непосредственно из облаков и из воздуха. Осадки относятся к числу наиболее изменчивых метеорологических величин как в пространстве, так и во времени. Это связано с особенностями процессов их формирования, которые настолько сложны и многообразны, а факторы образования так изменчивы, что в настоящее время количественное описание режима выпадения осадков затруднено. Например, расчет осадков в современных моделях циркуляции атмосферы и климата остается наиболее слабым местом. Тем не менее, для гидрологических исследований при представлении осадков в виде некоей входной функции, благодаря которой формируется речной сток, подмечены некоторые закономерности и особенности.

В настоящее время учитывается несколько видов атмосферных осадков, различающихся по форме, генезису, характеру выпадения и т.п. Например, осадки, выпадающие из облаков и из воздуха, называются, соответственно, *вертикальными* и *горизонтальными*. По агрегатному состоянию эти виды осадков бывают *жидкими, твердыми, смешанными.* По характеру выпадения различают *ливни, ливневые дожди, обложные дожди.* Можно классифицировать осадки и по целому ряду других признаков.

По форме различают следующие виды осадков, выпадающих из облаков (вертикальные осадки):

1. *Морось* – довольно однородные осадки, состоящие из мелких капель (радиусом менее 0,25 мм), которые почти не имеют направленного движения и кажутся плавающими в воздухе. Мо-

рось выпадает из слоистых и слоисто-кучевых облаков, а также при рассеивании тумана.

2. *Дождь* – жидкие осадки, состоящие из капель, размером более 0,25 мм. Максимальный размер капель не превышает 2,5–3,2 мм. Дождь выпадает из слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков, иногда из высокослоистых.

3. *Снег* – твердые осадки в виде кристаллов (снежинок). Встречается исключительно большое разнообразие форм снежинок, которые существенно различаются еще и по размерам. Наибольшие линейные размеры обычно имеют игольчатые звёзды, радиус которых достигает 4–5 мм. Снежинки часто соединяются между собой и выпадают в виде больших хлопьев, радиус которых колеблется от 0,5 мм до 5 см, достигая в некоторых случаях 15–20 см. Снежные хлопья – весьма частое явление и наблюдаются чаще всего при сильных снегопадах. Образованию хлопьев способствует относительно высокая температура воздуха, большая густота снегопада, длительность падения, отсутствие ветра.

4. *Мокрый снег* – осадки в виде снежинок и капель, которые образуется, когда у поверхности земли температура близка к 0 °С или несколько выше.

5. *Крупа* – осадки, состоящие из ледяных и сильно обзерненных снежинок радиусом от долей до 7,5 мм, которые образуются в результате замерзания переохлажденных капель воды и обзернения снежинок.

6. *Град* – частицы шарообразной формы с ледяными прослойками различной плотности. Радиус этих частиц составляет 1–25 мм. Градины образуются в кучево-дождевых облаках в результате слияния переохлажденных капель с зернами крупы, при котором происходит замерзание капель. Наиболее крупные градины образуются при смерзании более мелких градин.

Осадки, выпадающие из воздуха (горизонтальные осадки).

1. *Роса* – капли воды, осаждающиеся непосредственно из воздуха на поверхности земли и разных предметах вследствие конденсации водяного пара. Данный процесс происходит в результате охлаждения приземного слоя атмосферы под воздействием ночного длинноволнового излучения. При этом сначала образуются мелкие капли, которые затем на траве и листьях обычно сливаются

в более крупные. В умеренных широтах роса может дать слой осадков толщиной 0,05–0,15 мм за ночь и 10–50 мм за год. В тропиках роса может иногда достигать слоя до 3 мм за ночь. Наиболее обильная роса наблюдается обычно весной и осенью, когда температура опускается ниже точки росы.

2. *Иней* – тонкий неравномерный слой кристаллического льда, образующийся путем сублимации водяного пара из воздуха на земной поверхности и на верхних поверхностях предметов в результате их радиационного охлаждения до отрицательных температур. По существу иней – твердая роса. Наиболее благоприятными условиями для образования инея являются ясные, тихие ночи и шероховатые поверхности тел.

3. *Жидкий и твёрдый налет* – явление, обусловленное сменой погоды, т.е. сменой сильных морозов резким потеплением и наоборот. Например, теплый воздух, поступающий на очень холодную поверхность, охлаждается. Вследствие этого водяной пар достигает состояния насыщения и конденсируется. В результате на холодных предметах формируется пленка воды, которую называют жидким налетом. При обратном процессе на теплых предметах формируется твердый налет.

4. *Изморозь* – белый рыхлый, снеговидный осадок, образующийся на ветвях деревьев и кустарниках, на столбах и проводах, на выступах и углах зданий. Она образуется путем сублимации водяного пара (кристаллическая изморозь) или вследствие намерзания капель переохлажденного тумана (зернистая изморозь).

5. *Гололёд* – явление осаждения и последующего замерзания переохлажденных капель мороси или дождя преимущественно на наветренной стороне различных предметов и на земной поверхности. Образующийся при этом слой плотного льда может достигать нескольких сантиметров. Особенно интенсивным гололёд является обычно в начале и конце зимы.

Из числа перечисленных видов осадков к жидким относятся: дожди, морось, роса, жидкий налет, к смешанным – мокрый снег, остальные осадки – твердые.

Все эти виды осадков участвуют в формировании источников питания водных объектов. Однако их участие в этом процессе неодинаково. Главными источниками питания рек, озер, болот, лед-

ников и др. в разных районах и в разное время года являются дожди, снег, реже – мокрый снег. И лишь в отдельных случаях в питании водных объектов заметную роль могут играть другие виды осадков. Например, при обильном выпадении града и его таянии возможен подъем уровней воды на малых ручьях. В ряде случаев при конденсации водяного пара на поверхности водосборов также возможно увеличение расходов воды в ручьях. Выпавший снег образует снежный покров, который является своеобразным утеплителем и препятствует промерзанию почв зимой, а это влияет на величину инфильтрации воды, от которой также зависят условия формирования речного стока. Можно еще привести целый ряд примеров, где выпадающие осадки прямо или косвенно влияют на величину или режим речного стока. Только для образования ледников таяния снега не нужно.

Если осадки, выпавшие в виде дождя, непосредственно и сразу (за исключением начальных потерь) участвуют в формировании наполнения водных объектов, то снег, выпавший в холодную часть года, только после таяния поступит в реки, озера, болота в подземные горизонты зоны активного водообмена.

Вертикальные осадки образуются и выпадают из облаков двух генетических типов: из облаков восходящего скольжения и из облаков конвекции. В первом случае образование облаков – влагонесущих воздушных масс (*фронтальные осадки)* – связано с океанической влагой. Эта влага, поступившая на сушу и снова испарившаяся с ней, вновь может выпадать в виде *конвективных осадков*, формируя внутриматериковый влагооборот. Соотношение между фронтальными и конвективными осадками примерно равно 3 к 2.

Количество осадков, выпавших в разных частях континентов на одной и той же широте, зависит от близости к источникам увлажнения, а также от высоты местности. С увеличением высоты осадки возрастают в среднем на 10 мм на каждые 100 м подъёма, но в связи с уменьшением содержания водяного пара в более высоких слоях атмосферы, это увеличение происходит до определённой высоты. В разных горных массивах эта высота различна и составляет, например, на западных и южных склонах Альп 2500 м, на восточных склонах – 3000 м, в ряде районов Памира – 1600–2400 м и т.д. Такое различие критических высот объясняется ме-

стоположением гор и разной ориентацией их склонов по отношению к движению влагонесущих воздушных потоков. При этом часть осадков всегда выпадает в виде снега и образует *сезонный снежный покров*.

Соотношение между твёрдыми и жидкими осадками в разных районах земного шара, в том числе на рассматриваемой территории, различно и может изменяться от 0 до 100 %. При этом основной причиной является различие в температурных условиях, зависящих от широты местности и степени континентальности климата. Поэтому граница между твердыми и жидкими осадками не везде и не всегда совпадает с нулевой изотермой. Кроме того, как отмечено выше, существует категория смешанных осадков (мокрый снег). Так, по данным Ц.А. Швер, для разных районов Северного полушария средняя суточная температура начала периода с твёрдыми осадками может изменяться от –4 и до –7 °С.

В настоящее время разработаны эмпирические формулы, связывающие долю твёрдых осадков ($P_т$) и среднюю месячную температуру воздуха ($t°$). Например, для атлантической климатической зоны она имеет простой вид:

$$P_т = 50 - 5t°. \qquad (3.1)$$

Из этой формулы следует, что при $t^o = -5$ °С выпадает 75 % осадков в виде снега от их общего количества. Точность оценки можно повысить, если учесть степень континентальности климата на равнинах и высоту местности в горах. Возрастание континентальности климата характеризуется увеличением годовых амплитуд температуры воздуха, которые наблюдаются при продвижении вглубь материков. Так, в Испании разница температур холодного и тёплого месяцев (I и VII) составляет –8 °С, в Германии –16 °С, Польше –23 °С, в Европейской части России –29 °С, Западной Сибири –40 °С, Восточной Сибири –53 °С. Степень континентальности оценивается с помощью параметра континентальности (ξ):

$$\xi = (t^\circ_{\max} - t^\circ_{\min}) / (t^\circ_{год} + 50) t^\circ_{год} = \Delta T t^\circ_{год}, \qquad (3.2)$$

где t°_{max} и t°_{min} – средняя температура самого тёплого и самого холодного месяцев года; $t^{\circ}_{год}$ – средняя годовая температура воздуха; ΔT – относительная характеристика годовой амплитуды температуры.

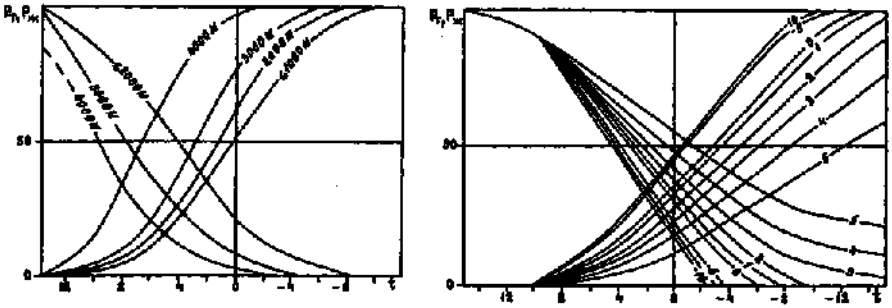


Рис. 3.1. Зависимость месячной доли твердых ($P_Т$ %) и жидких ($P_Ж$ %) осадков от определяющих факторов

Графики, представленные на рис. 3.1, дают возможность оценить месячную долю твёрдых и жидких осадков на равнинах (*а*) и в горах (*б*). Например, в горах на высоте 2000 м при t = 0 °С $P_т$ = = 60 %, $P_ж$ = 20 %, $P_т + P_ж$ = 80 %. Следовательно, смешанные осадки составляют 20 %. Также определяются виды осадков на равнине, но вместо аргумента t^o привлекается величина ξ. В среднем на континентах на долю жидких осадков приходится более 70 % общего количества осадков. Для разных районов России эти соотношения составляют: на Северо-Востоке Сибири и в горах на высотах более 1500–2000 м $P_ж$ < 40 %, на юге ЕТР и на Дальнем Востоке $P_ж$ > 80 %, на большей части рассматриваемой территории $P_ж$ примерно составляют 65 %. Перечисленные соотношения, естественно, изменяются в течение года.

Распределение годовых величин атмосферных осадков для территории России за многолетний период приведены на рис. 3.2.

Из рисунка следует, что осадки в западной части территории имеют широтное распределение, в восточной части распределение более сложное. Наблюдается заметное увеличение осадков в горах (Кавказ – более 2000 мм, Урал – более 1000 мм). В то же время в районах недостаточного увлажнения их количество снижается до 200 мм и менее.

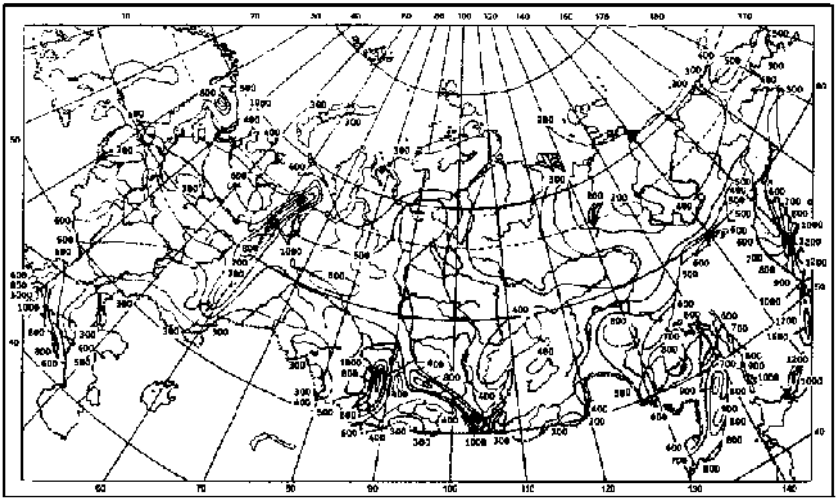


Рис. 3.2. Карта распределения годовых величин атмосферных осадков на территории России (мм)

3.1.2. Закономерности выпадения осадков

Сумма осадков за различные интервалы времени (сезон, год и т.п.) складывается в первую очередь из количества осадков от отдельных дождей в тёплую часть года и от снегопадов – в холодную. Такая форма выпадения осадков, параметры отдельных дождей и снегопадов зависят от типа осадков (фронтальные, внутримассовые).

В теплую часть года поступающие на поверхность земли атмосферные осадки представляют собой дожди, различающиеся по характеру и продолжительности выпадения, площадью охвата территории. В настоящее время разработана классификация дождей по этим признакам.

Ливни – короткие и интенсивные дожди продолжительностью не более 2–3 ч, со средней интенсивностью более 10 мм/ч. Ливни отличаются большой пестротой и локальностью распределения и одновременно охватывают десятки, реже сотни км^2. Чаще всего ливни имеют внутримассовое происхождение и формируются преимущественно в зонах недостаточного увлажнения. Однако они нередки и в зоне избыточного и достаточного увлажнения и имеют

уже фронтальное происхождение. Малая продолжительность ливней объясняется тем, что они связаны с отдельными облаками. Во время сильных ливней в течение 2–3 ч может выпасть более 100 мм осадков. Эти дожди дают стоковый эффект лишь на очень малых бассейнах, площадь которых не превышает 500–1000 км^2.

Ливневые дожди более продолжительны, чем ливни, и могут продолжаться до 3 суток. Площадь охвата несколько сотен и тысяч км^2, а интенсивность составляет 2–10 мм/ч. Ливневые дожди являются основным видом осадков в низких тропических и экваториальных широтах, нередки они в горных местностях, в районах муссонного климата, иногда вызываются прохождением мощных циклонических систем (тайфунов). Таким образом, этот класс дождей формируется осадками как внутримассового, так и фронтального происхождения. Ливневые дожди вызывают подъёмы воды на средних по размерам бассейнах.

Обложные дожди имеют продолжительность более 3–5 суток, относительно небольшую интенсивность менее 2 мм/ч и выпадают на площадях, достигающих сотни тысяч км^2. Эти дожди имеют фронтальное происхождение, приурочены к районам умеренного климата и вызывают подъёмы воды на средних и крупных реках.

Особенностью дождей разного типа наряду с количеством выпавших осадков и продолжительностью является их переменная интенсивность во времени и по площади. Кроме того, дожди могут быть однопиковые, двухпиковые, многопиковые. Чаще всего ливни имеют один максимум, а по мере увеличения продолжительности дождя число пиков может расти. За один дождь принимаются осадки, выпадающие без перерывов (рис. 3.3).

Несколько таких одиночных дождей, разделенных небольшими перерывами, образуют дождевые периоды. Паводки, сформированные осадками дождевых периодов, как правило, имеют сложную форму.

При рассмотрении пространственного распространения дождя следует различать его центр и периферию (соответственно, место максимального скопления осадков в зоне распространения дождя и его внешняя часть, где количество осадков уменьшается до 0 на границе дождя). При переходе от ливней к обложным дождям воз-

растает вероятность формирования нескольких центров, и распределение осадков по площади приобретает сложный характер (рис. 3.4).

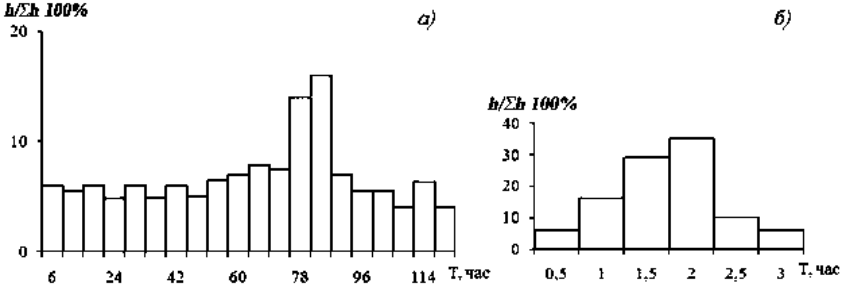


Рис. 3.3. Временной ход дождя. *а* – обложные осадки по метеостанции Стрелка (Северо-Восток России); *б* – ливневые осадки по метеостанции центральной части ЕТР (количество осадков представлено в относительных величинах)

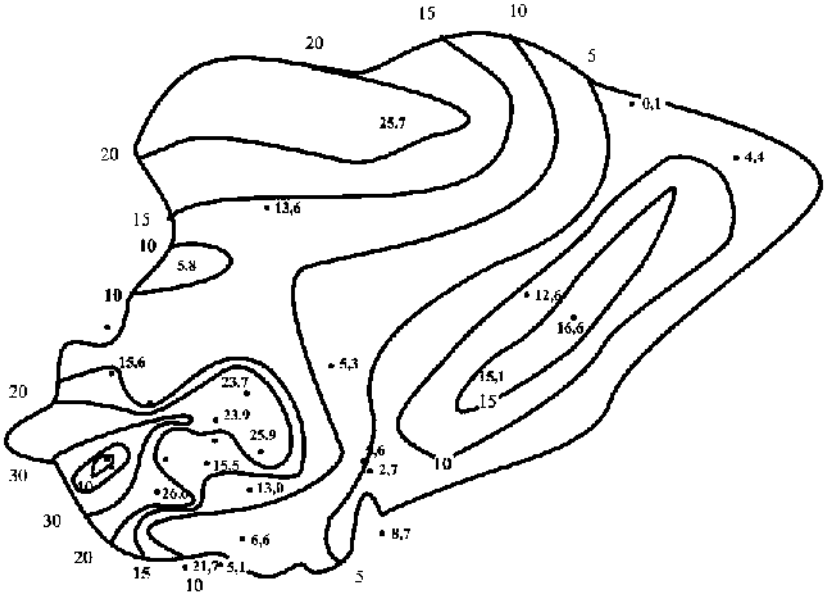


Рис. 3.4. Распределение многодневного дождя по площади (Бассейн р. Колымы)

Обработка отдельных дождей, анализ осредненных данных (группы дождей) позволили установить некоторые закономерности их выпадения. Одна из них – уменьшение интенсивности дождей (a_T) от их продолжительности (T) (рис. 3.5).

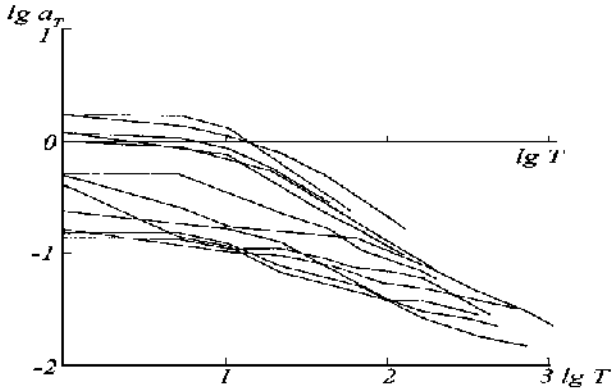


Рис. 3.5. Зависимость lg $a_T = f(\lg T)$ (м/ст. Боровичи)

Аналитическое выражение осредненной зависимости:

$$a_t = S/(\mathrm{T}+1)^n, \tag{3.3}$$

где a_T – средняя интенсивность дождя продолжительностью T; S – средняя предельная интенсивность дождя при $T \to 0$; n – коэффициент редукции, показывающий темп снижения a при увеличении T.

Представленные на рисунке зависимости показывают изменение во времени различных типов дождей. При этом величина S определяется типом дождя и зависит от физико-географических условий. Величина n также непостоянна и изменяется от 0,5–0,6 для ливней до 0,20–0,30 для обложных дождей. В этом же направлении убывает и величина S.

Выпадающие дожди охватывают определенную площадь. Размеры этой площади определяются количеством осадков. Для установления закономерностей изменения слоя дождя в зависимости от площади его распространения построены и проанализированы зависимости $h = f(A)$. Таким же способом можно построить и проанализировать зависимости для группы дождей, для дождей разных типов, разных физико-географических зон и т.п. При этом определяется средний слой дождя на площади, ограниченной изогиетами h_{A1}, h_{A2}, ... h_{Am}, одновременно устанавливается максимальный слой дождя в некоей центральной точке (h_0) и рассматривается отношение h/h_0 в зависимости от A. При этом аналитическое выражение имеет вид:

$$h = h_0 / (1 + kA^m), \qquad (3.4)$$

где k – параметр, изменяющийся от 0,001 для ливней до 0,03 для обложных дождей; m – коэффициент редукции слоя дождя по площади, изменяющийся, соответственно, от 0,8 до 0,65.

Наиболее резко убывают от центра к периферии ливневые осадки, наименее – обложные.

В практике гидрологических исследований необходимо знать не только количество осадков, выпавших за дождь, но и количество осадков, выпавших за любой другой отрезок времени (год, месяц, сутки и т.п.) на любую площадь (речной бассейн, административный район и т.п.). Для этих целей производится осреднение осадков по площади несколькими способами. Применение того или другого способа зависит от степени неравномерности выпадения осадков по площади, от сложности рельефа, от наличия в бассейне других факторов, влияющих на величину осадков. Большое значение имеет также количество метеостанций, на которых ведутся наблюдения за осадками.

Наиболее простым способом является способ среднего арифметического:

$$\bar{h} = \left(\sum_1^n h_i \right) / n, \qquad (3.5)$$

где h_i – количество осадков на метеостанциях рассматриваемой территории; n – число метеостанций.

Это наиболее распространенный применительно к равнинным достаточно однородным территориям способ при условии наличия большого количества метеостанций. В случае сложного рельефа и редкой сети станций применяется «метод взвешивания».

$$h = (h_1 f_1 + h_2 f_2 + \ldots + h_n f_n) / A, \qquad (3.6)$$

где h_1, h_2, …. h_n – величины осадков по метеостанциям за выбранное время; f_1, f_2, ... f_n – площади, тяготеющие к соответствующим метеостанциям.

Определение этих площадей можно выполнить путем проведения изогиет – линий равных осадков, между которыми и производится подсчет h_n и f_n, а значения подставляются в (3.6). Тяготеющие площади также можно определить с помощью нанесения

треугольников Тиссена (рис. 3.6). В этом случае метеостанции соединяются прямыми линиями, образуя сеть треугольников. В каждом треугольнике определяется центр тяжести путем восстановления перпендикуляров к середине их сторон. Образованные таким образом площади и соответствующие им метеостанции позволяют рассчитать $h_n f_n$ и решить уравнение (3.6).

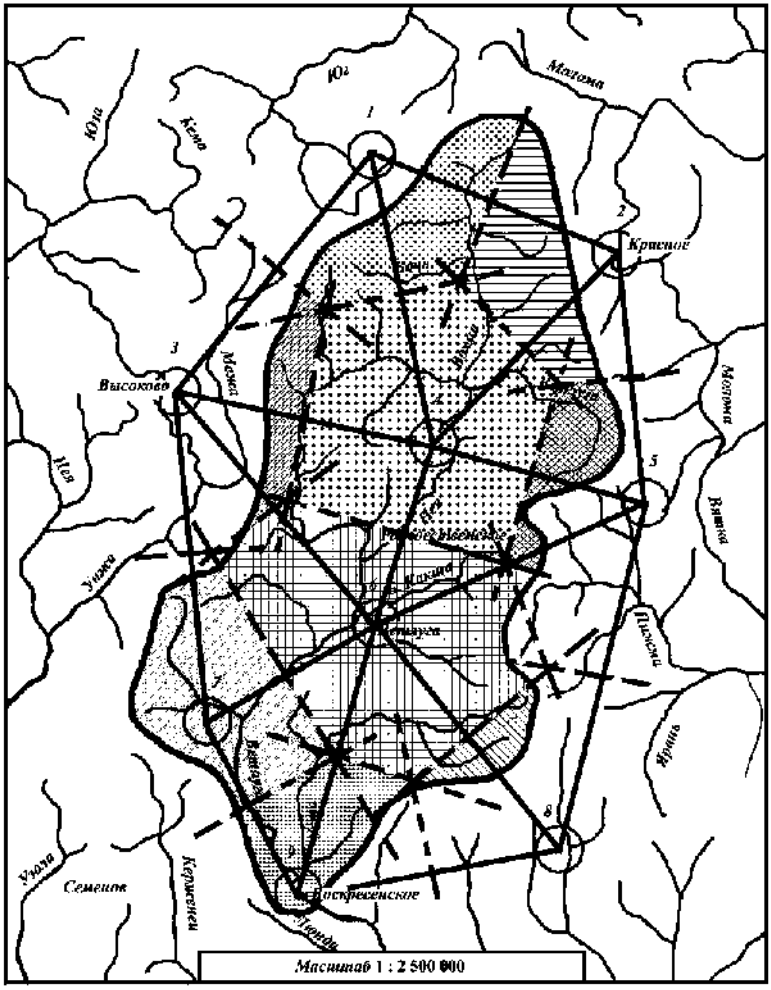


Рис. 3.6. К определению средневзвешенного количества осадков в бассейне р. Ветлуги (метод треугольников). 1–9 – номера метеостанций

Характер дождей, их параметры (α, *T*, *A*, *h*) представляют входные функции (активные факторы), вызывающие формирование паводков.

В холодную часть года осадки выпадают в виде снега. Как и при выпадении дождей, снегопады можно охарактеризовать продолжительностью, интенсивностью выпадения, площадью распространения. Также при увеличении продолжительности снижается интенсивность выпадения снега. Но в отличие от дождей, снегопады можно еще разделить по количеству снежинок в единице объема воздуха. В этом случае снегопады бывают: густые (более 100 снежинок в 1 $м^3$ воздуха), средние (10–100), малые (<10). В отличие от дождей количество снега, выпавшее за некоторый промежуток времени в условиях отрицательных приземных температур воздуха, аккумулируется на поверхности почвы, кронах деревьев, ледяном покрове водоемов, образуя сезонный снежный покров. В формировании снежного покрова принимают также участие и другие виды твердых осадков, но их количество, как правило, незначительно.

Формирование сезонного снежного покрова в значительной степени определяется метеорологическими условиями и характером подстилающей поверхности. Выпавший во время снегопада слой снега, как правило, находится в нестабильном состоянии, так как он постоянно уплотняется под действием собственного веса, веса вновь выпавшего снега и подвергается перекристаллизации. Изменение структуры снежного покрова происходит также во время оттепелей. В процессе формирования снежного покрова в нём могут образовываться ледяные корки, уплотнённые участки, возникающие под действием ветра, и т.п. Ветер играет заметную роль при перераспределении снега по площади. Его скопления наблюдаются в понижениях земной поверхности и на участках, покрытых древесной растительностью, в то время как с равнинных территорий он сдувается. На рис. 3.7 представлена связь запасов воды в снеге, залегающем в поле и под кронами деревьев. Из рисунка следует, что снегозапасы выше в лесу и также зависят от состава лесонасаждений.

Благоприятные условия для формирования больших масс снега отмечаются и в горах. При этом наблюдается увеличение снего-

запасов с высотой, и это увеличение различно для разных горных стран (табл. 3.1).

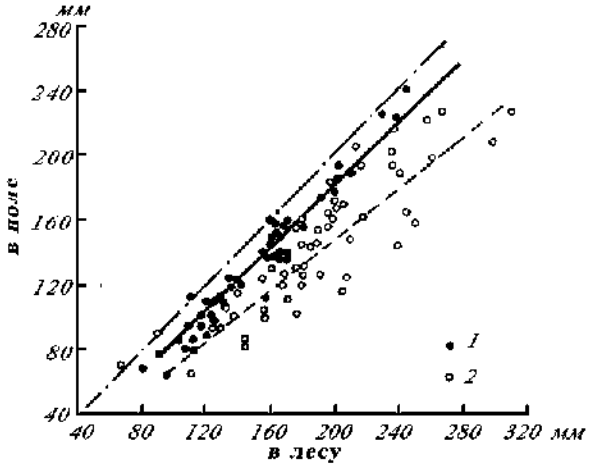


Рис. 3.7. Связь снегозапасов в поле и в лесу (по В.Н. Паршину).
1 – еловый лес; *2* – смешанный лес

Таблица 3.1

Величины градиентов снегозапасов в различных горных странах

Горная страна	Интервал высот	Градиент снегозапасов, мм/100 м высоты
Большой Кавказ	1000–2400	25–125
Полярный Урал	200–750	25–40
Заилийский Алтау	1000–3000	15–25
Алтай	1000–2000	17–27
Становое нагорье	500–2000	10–15
Хребты Приамурья	500–1500	12–16
Сихотэ-Алинь	500–1000	4–10
Горная часть бассейна р. Терек	1000–1600	2–5
	1600–1800	15
	1800–2000	70
Горная часть бассейнов рек	1000–1400	60–80
Абхазии	1400–1800	130–150
	1800–2000	200

Различие вертикальных градиентов снегозапасов связано с ориентировкой склонов по отношению к движению влагонесущих воздушных потоков, особенностью переноса снега через гребни гор и отложения значительного количества снега на наветренных склонах. Можно также отметить, что величины градиентов

закономерно уменьшаются от более влажных районов к более сухим. Внутри горных стран, их более увлажненным районам также свойственны большие градиенты увеличения мощности снежного покрова с высотой. Очень сильно различаются снегозапасы на северных и южных склонах гор. Таким образом, снежный покров залегает неравномерно. Степень неравномерности залегания определяется степенью расчлененности рельефа. Количественно это можно приближенно оценить с помощью пространственного коэффициента вариации, полученного при обработке результатов площадных снегосъемок. Обработка большого количества снегосъемок в речных бассейнах различных природных зон позволили П.П. Кузьмину представить обобщенные кривые обеспеченности, каждой из которых соответствует определенное значение коэффициента вариации. Кривая, которой соответствует C_v = 0,225, является типичной для речных бассейнов лесной зоны, полностью залесенных, с наиболее равномерным распределением снежного покрова. Другой крайний случай наиболее неравномерного залегания снежного покрова (C_v = 0,90) соответствует открытым степным водосборам с резкими формами рельефа, сетью глубоких оврагов, русел. Кривая, которой соответствует C_v = 0,45, занимает среднее положение по степени неравномерности залегания снежного покрова и характеризует распределение снежного покрова на бассейнах степной и лесостепной зонах.

По внешнему виду и условиям образования различают снег трех типов: *свежевыпавший* (новый), *уплотнённый* (лежалый), *старый* (фирнизированный). Плотность снега изменяется от 0,01 г/см^3 для свежевыпавшего снега до 0,70 г/см^3 – для сильно промокшего и затем смёрзшегося. Плотность снега под пологом леса примерно на 10–15 % ниже, чем на открытых участках. Плотность снега также повышается в горах в связи с увеличением скорости ветра. Однако в разных районах градиенты этого повышения различны (рис. 3.8).

Основные характеристики снегонакопления – даты образования и разрушения снежного покрова, которые приближённо можно определить как даты с первым выпадением и последним днём залегания снежного покрова. Однако, за исключением районов с континентальным климатом, первое появление снега приходится

на дату перехода среднесуточной температуры воздуха через 0 °С, но, как правило, в большинстве районов выпавший снег стаивает во время оттепелей, которые чаще всего наблюдаются в этот переходный период. Поэтому устойчивый снежный покров устанавливается несколько позже.

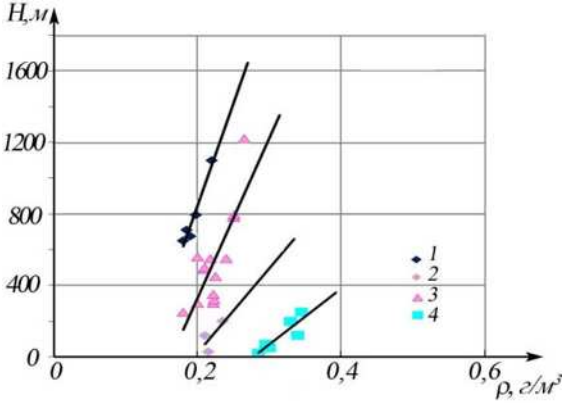


Рис. 3.8. Изменение плотности снега (ρ) с высотой (*H*) (Северо-восток России). *1*, *2* – горные районы, *3* – внутренние районы, *4* – побережье

Число дней со снежным покровом, как период от даты первого появления снега до последнего дня его существования, является общей характеристикой режима снегонакопления и даёт представление о продолжительности существования сезонного снежного покрова. Не менее важной характеристикой является продолжительность непрерывного залегания снега, т.е. *период устойчивого снежного* покрова. Началом этого периода является стопроцентное покрытие снегом какой-либо территории, окончанием – первый день, когда степень покрытия той же территории составит не менее 60 %. При этом продолжительность залегания снега должна быть не менее одного месяца с перерывами не более трёх дней. В противном случае снежный покров называется *временным*. Обычно максимальное снегонакопление наблюдается перед началом таяния. Однако в областях с оттепелями в течение зимы максимальные снегозапасы могут быть и в иные сроки.

Разрушение сезонного снежного покрова начинается после перехода среднесуточной температуры через 0 °С в сторону положительных значений, но полный сход снега наблюдается позже.

Таяние снега следует рассматривать как энергетический процесс, который протекает в соответствии с поступлением тепла и является следствием теплообмена снежного покрова с окружающей средой. Поступление тепла происходит от солнечной радиации и от приземного слоя воздуха, сформировавшегося за пределами рассматриваемой территории. Уравнение теплового баланса снежного покрова, представленного основными элементами, позволяет определить необходимое количество тепла (θ) для фазового перехода воды из твёрдого состояния в жидкое:

$$\theta = \theta_1 - \theta_2 \pm \theta_3, \qquad (3.7)$$

где θ_1 – суммарная солнечная радиация; θ_2 – эффективное излучение; θ_3 – турбулентный теплообмен с атмосферой. Разделив θ на удельную теплоту плавления (L), можно оценить количество образовавшейся воды.

Соотношение между составляющими уравнения определяет тип таяния. Из всего многообразия условий таяния можно выделить два основных типа таяния: *адвективный* и *солярный* (радиационный). Преобладание того или иного типа таяния зависит от интенсивности солнечной радиации, температуры и влажности воздуха, скорости ветра, альбедо снежного покрова, защищённости территории. Наиболее интенсивно радиационное таяние происходит при мощном поступлении лучистой энергии, что характерно для высоких широт и горной местности. При этом большую роль играет ориентация склонов по отношению к падению солнечных лучей. Вторжение тёплых воздушных масс вызывает адвективное таяние снега, на которое экспозиция склонов может и не оказывать влияния. Интенсивность таяния зависит от температуры воздушной массы и скорости её распространения. Наиболее дружное таяние обычно наблюдается при запаздывании начала весны, когда имеет место приток значительных масс тёплого воздуха. В этом случае таяние охватывает очень большие площади. Оба типа таяния дополняют друг друга. Тем не менее, на рассматриваемой территории можно выделить районы, где, как правило, тот или иной источник тепла является преобладающим.

Зона одновременного таяния ограничена тылом и фронтом. *Фронт снеготаяния* – линия, отделяющая территорию, на которой

происходит таяние, от территории, где оно ещё не начиналось. *Тыл снеготаяния* – линия, разделяющая территорию, где происходит таяние от территории, где оно уже закончилось. Скорость движения тыла снеготаяния обычно равна 30–80 км в сутки. В горной местности тыл снеготаяния совпадает с положением сезонной снеговой линии. Залесённость территории увеличивает продолжительность схода снега.

При таянии снега талая вода некоторое время удерживается в снежном покрове, и лишь при достижении предельной влагоёмкости снега начинает поступать на поверхность земли *(водоотдача).* Влагоемкость, или водоудерживающая способность снежного покрова, (γ, г/м^3) может быть выражена в процентах или долях единицы

$$\gamma = h_{ж} / h, \tag{3.8}$$

где $h_{ж}$ – количество жидкой воды в данном объеме снега; h – общее количество воды, содержащееся в данном объеме снега в жидкой и твердой фазах.

Водоудерживающая способность снега зависит от его перекристаллизации и плотности, поэтому величина γ изменяется в широких пределах. Так, максимальная влагоемкость γ при плотности снега ρ = 0,18–0,20 равна 0,40–0,45; при ρ = 0,25–0,30, γ = 0,27–0,32; при ρ = 0,32–0,35, γ = 0,20–0,24; при ρ = 0,38–0,40, γ = 0,15–0,17.

К моменту начала водоотдачи приурочен подъём воды в реках, озёрах, болотах и др. При этом интенсивность водоотдачи не может превышать интенсивность таяния. Если принять γ постоянной в течение периода снеготаяния, то водоотдача будет равна:

$$h_{в} = h_{с} + \gamma h_{в}, \tag{3.9}$$

где $h_{в}$ – слой водоотдачи; $h_{с}$ – слой воды, образовавшийся за счет снеготаяния. Отсюда:

$$h_{в} = h_{с} /(1-\gamma). \tag{3.10}$$

Например, при γ = 0,30 $h_{в}$ = 1,43.

При поступлении талой воды на поверхность водосборов, как и при выпадении дождей, наблюдается редукция интенсивности

водоотдачи во времени. При этом коэффициенты редукции, как правило, не превышают 0,15–0,25. Интенсивность водоотдачи заметно ниже интенсивности выпадения дождей. Относительно малая интенсивность водоотдачи, но, как правило, очень большие площади одновременного поступления талой воды на поверхность земли, вызывают высокие подъемы воды на больших бассейнах.

На рис. 3.9 представлен процесс формирования входной функции, отражающей характер поступления талой воды на поверхность водосбора.

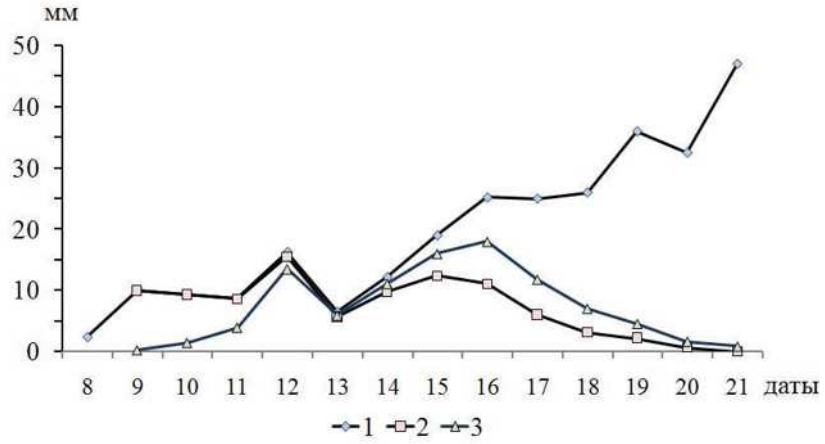


Рис. 3.9. Ход снеготаяния и водоотдачи (м/ст. Родино, φ = 57 ^{0}55, апрель 1955 г.).
1 – неприведенный слой снеготаяния; *2* – приведенный слой снеготаяния;
3 – водоотдача

Возрастание поступления количества тепла вызывает усиление снеготаяния. При этом не учитывается степень покрытия бассейна снегом (*неприведенный слой* снеготаяния). В процессе схода снега проявляются участки, уже освободившиеся от снега (*проталины*), а их чередование с участками со снегом носит название *пёстрый ландшафт*. Умножение неприведенного слоя снеготаяния на степень покрытия снегом бассейна определяет фактический слой образовавшейся воды (*приведенный слой* снеготаяния). При достижении предельной влагоемкости снега через время T от начала снеготаяния начинается водоотдача ($h_в$). Кривая $h_в = f(t)$ и представляет входную функцию при формировании паводка.

Период снеготаяния зависит от максимального снегонакопления, дружности весны и степени неравномерности залегания снежного покрова. Продолжительность этого периода может увеличиться в случае возможных похолоданий и нового выпадения снега.

Таким образом, при трансформации выпадающих атмосферных осадков на поверхность бассейнов в виде дождей и хода водоотдачи из снега формируется речной сток. Однако далее следует учитывать так называемые потери: испарение, инфильтрацию и т.п. Определение входных функций в зависимости от размеров бассейнов производится путем осреднения данных по нескольким метеорологическим станциям.

3.2. Испарение и испаряемость

3.2.1. Значение испарения в формировании вод суши

Испарение – процесс перехода воды из жидкого или твердого состояния в парообразное. Обратный переход пара в воду называется *конденсацией. Возгонка* – процесс перехода воды из твердого состояния в парообразное, минуя жидкую фазу; *сублимация* – обратный процесс перехода влаги из парообразного состояния в твердое; *транспирация* – процесс испарения воды растительностью.

Испарение, как и осадки, относится к важнейшим компонентам гидрологического цикла, обеспечивающим перераспределение запасов влаги между различными частями земной поверхности. Испарение также является по существу единственным источником в природе, благодаря которому происходит возобновление пресных вод на материках, а в глобальном масштабе процесс испарения представляет собой важнейший энергетический фактор, в значительной степени поддерживающий условия формирования колебаний общей циркуляции атмосферы. Одновременно с этим формирование испарения происходит с большими затратами тепла, которое представляет заметную часть расходования солнечной радиации, приходящей к земной поверхности.

При решении более узких задач, например при рассмотрении уравнения водного баланса, величина испарения рассматривается, чаще всего, как его расходная составляющая. Например, вся влага, поступающая в такие крупные озера, как Каспийское море, оз.

Балхаш и другие бессточные водоемы, полностью расходуется на испарение. Этот пример также показывает, что выпадающие на больших замкнутых территориях атмосферные осадки, испаряясь, участвуют в местном круговороте, но могут попадать и в сопредельные речные бассейны. Оставшаяся их часть возвращается в океан через атмосферу.

Испарение с водной поверхности водохранилищ, особенно расположенных в засушливых районах, является основной статьей потерь воды. При этом величины потерь с поверхности и озер и водохранилищ могут быть весьма существенными. Например, с поверхности Каспийского моря ежегодно испаряется 1000 мм влаги, 900 мм в год испаряется с поверхности Волгоградского водохранилища и т.п. Заметно меньше испарение с водной поверхности водоемов зоны избыточного и достаточного увлажнения. Испарение с Ладожского озера составляет 350 мм в год, Верхнесвирского водохранилища – 310 мм и т.п. В этих случаях доля потерь воды за счет испарения заметно снижается. Велика роль испарения в водном балансе речных водосборов и сельскохозяйственных полей. В районах, где величина испарения равна или превышает количество атмосферных осадков, при отсутствии подземной составляющей водотоки могут не образовываться. Во всех случаях эффект потерь за счет испарения определяется местоположением рассматриваемых гидрологических систем и особенностями их строения.

При определенных величинах и соотношении метеорологических элементов испарение прекращается, а формируется процесс конденсации влаги, процесс, обратный испарению. В этом случае при отсутствии испарения в уравнении водного баланса появляется дополнительный источник воды – влага конденсации. Процесс конденсации достаточно распространенный. Так, в осенний период при большой разнице отрицательных температур воздуха и положительных температур воды на поверхность озер поступает конденсационная влага.

При анализе и расчете испарения часто приходится использовать понятие испаряемости. *Испаряемость* – максимально возможное при данных метеорологических условиях испарение с рассматриваемой испаряющей поверхности при неограниченном ее увлажнении (синоним: *потенциально возможное испарение*). По-

этому эта характеристика примерно дает представление о верхнем пределе испарения с суши при ее постоянном и полном увлажнении. Также считается, что она ориентировочно соответствует испарению с больших озерных акваторий. В ряде случаев величина испаряемости входит в состав расчетных формул испарения и широко применяется при анализе и расчетах, например, речного стока.

В настоящее время понятие «испаряемость» широко используется как хороший климатический показатель, имеющий зональное распространение.

Физические основы процесса испарения заключаются в переходе молекул воды, содержащихся на испаряющей поверхности, в атмосферу. При этом молекулы обладают кинетической энергией и постоянно совершают колебательные движения. В пар переходят те молекулы воды, которые обладают наибольшей скоростью движения по сравнению с другими молекулами. Но чтобы оторваться от испаряющей поверхности, они должны преодолеть существующие силы притяжения со стороны оставшихся молекул и внешнее давление уже образовавшегося пара, т.е. совершить определённую работу. Так как в атмосферу уходят, прежде всего, молекулы, обладающие наибольшей энергией при данной её температуре, то оставшаяся вода охлаждается, а вместе с ней уменьшается и средняя энергия оставшихся молекул. Чтобы процесс испарения не прекращался, вода должна постоянно нагреваться. Количество теплоты, необходимое для поддержания постоянной температуры, называется *удельной теплотой испарения*. Следовательно, процесс испарения связан, с одной стороны, с наличием тепловых ресурсов, с другой – со степенью увлажненности испаряющей поверхности, т.е. E зависит от соотношения тепла и влаги. Для исследования теплоэнергетической основы процесса испарения необходимо рассмотреть уравнение теплового баланса (2.28), представленного в виде:

$$R = LE + Ф + B, \qquad (3.11)$$

где R – радиационный баланс; L – скрытая теплота парообразования; LE – затраты тепла на испарение; $Ф$ – турбулентный теплообмен рассматриваемой поверхности с атмосферой; B – обмен теплом этой поверхности с нижележащими слоями.

Относительно испарения это уравнение можно представить в виде:

$$E = (R - B) / (L + \Phi / E). \quad (3.12)$$

Основываясь на теории турбулентной диффузии, М.И. Будыко получил уравнения для вертикальных турбулентных потоков тепла и влаги в приземном слое воздуха:

$$\Phi = -\rho c_p k_T (dt^o/dz) \quad (3.13)$$

и

$$E = -\rho \kappa_e (de/dz), \quad (3.14)$$

где ρ – плотность воздуха; c_p – удельная теплоемкость воздуха; k_T и κ_e – коэффициенты турбулентного обмена: dt/dz и de/dz – вертикальные градиенты температуры и удельной влажности воздуха.

Подставляя (3.13) и (3.14) в (3.12) и выполнив ряд преобразований, получаем:

$$E = 1000(R - B) / \rho_\omega L(1 + \beta), \quad (3.15)$$

где β – коэффициент Боуэна, определяемый как

$$B = (PC_p/\varepsilon L) (\Delta t^o/\Delta e), \quad (3.16)$$

где ε – соотношение молекулярного веса воды и воздуха, равное 0,622; C_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; P – атмосферное давление; Δt и Δe – соответственно, разность между измеренными на двух высотах значениями температуры воздуха и значениями упругости водяного пара. Величина Δe характеризует степень насыщения водяного пара и определяется дефицитом насыщения:

$$\Delta e = (e_0 - e), \quad (3.17)$$

здесь Δe – упругость насыщения при температуре испаряющей поверхности; e – фактическая упругость водяного пара в воздухе. Знак и величина Δe указывают, соответственно, на характер преобладающего процесса (испарение, равновесие, конденсация) и его интенсивность.

Уравнения (3.15), (3.16) раскрывают роль теплового баланса в формировании процесса испарения. Однако определение элементов уравнения теплового баланса – задача сложная, так как необходимые для этих целей наблюдения на сети метеостанций ведутся в ограниченном объеме.

3.2.2. Оценка испарения с различных поверхностей речных бассейнов

Сложность оценки испарения с крупных территорий связаноа с тем, что поверхность суши чрезвычайно неоднородна и может представлять различные виды природных ландшафтов: лес, целину, пахотные земли, снежный покров, урбанизированные территории, водоемы и т.п. Водная поверхность может быть открытой, заросшей водной растительностью, покрытой ледяным покровом, а сама вода может быть пресной или минерализованной (соленой). Поэтому в общем случае суммарное испарение может быть представлено в следующем виде:

$$E = E_{LA} + E_{SW} + E_G + E_U + E_{SN} + E_t + E_d\,, \qquad (3.18)$$

где E_{LA} – испарение с водной поверхности, включая озера, водохранилища и русловую сеть; E_{SW} – испарение с болот; E_G, E_U – испарение почвенных и грунтовых вод; E_{SN} – испарение со снега и ледников; E_t – транспирация растительного покрова; E_d – испарение задержанной растительностью части атмосферных осадков.

Хотя в формуле указаны лишь основные компоненты суммарного испарения, тем не менее, уже становится очевидной сложность и многогранность формирования процесса испарения с природных ландшафтов. Именно поэтому пространственная изменчивость испарения существенно выше аналогичной изменчивости осадков, в то время как его временная изменчивость, наоборот, значительно меньше.

В естественных условиях картина еще больше усложняется, поскольку на величину испарения, помимо характера подстилающей поверхности, влияют и другие факторы: температура водной поверхности и влажность воздуха, скорость воздушного потока, стратификация атмосферы и др. Например, чем выше скорость ветра, тем сильнее турбулентность. Поэтому с усилением турбулентности ускоряется отдача тепла и влаги с испаряющей поверхности и убыстряется перенос испарившейся воды в более высокие слои атмосферы. Это препятствует образованию насыщения водяного пара и способствует дальнейшему испарению. При отсутствии ветра перенос водяных паров от испаряющей поверхности в атмосферу осуществляется за счёт молекулярной диффузии и

вертикального обмена, обусловленного непостоянством плотности воздуха по высоте. В этом случае основную роль играет конвективный обмен, т.к. водяной пар легче воздуха и обогащённый парами воздух у испаряющей поверхности легче менее обогащённого на высоте. Поэтому прилегающий к испаряющей поверхности воздух должен подниматься вверх, а более тяжёлый, вышележащий, наоборот, будет опускаться.

Практически каждая из перечисленных составляющих уравнения (3.18) может быть измерена. Для *непосредственного измерения испарения* с различных поверхностей сконструированы специальные испарительные установки: плавучие и грунтовые испарители, испарительные бассейны, представляющие собой цилиндрические резервуары определенной площади и емкости. Количество испарившейся воды определяется по снижению уровня в испарителе или уменьшения его веса между установленными сроками. Выпавшие за это время атмосферные осадки учитываются осадкомерами.

$$E = P + (Z_1 - Z_2)\,K, \qquad (3.19)$$

где P– атмосферные осадки, мм; Z_1 и Z_2 – высота стояния уровня воды в испарителе, соответственно, в начальный и конечный сроки наблюдений при определении испарения с водной поверхности или масса монолита почвы, помещенной в испаритель также за начальный и конечный сроки; K – поправочный коэффициент.

Полученные результаты переносятся с помощью специальных переходных коэффициентов на большие естественные водоемы, речные бассейны, сельскохозяйственные поля и другие испаряющие поверхности.

Организация таких специальных наблюдений – дело дорогостоящее, поэтому в настоящее время разработаны эмпирические и полуэмпирические формулы, позволяющие с той или иной степенью точности определять величины испарения с различных испаряющих поверхностей за разные интервалы времени.

Испарение с поверхности воды происходит более интенсивно, чем с окружающей местности. При переходе с суши на водную поверхность воздушный поток трансформируется, приобретая новые свойства, связанные в первую очередь с характером шероховатости и, соответственно, с усилением скорости ветра, изменени-

ем температуры и влажности воздуха в приводном слое, уменьшением турбулентности воздушного потока. Чем больше размеры акватории, тем выше эффект этих изменений. Поэтому изменяются параметры уравнений (3.12), (3.15) и, соответственно, величина *E*. Структура наиболее часто применяемых формул для определения испарения с водной поверхности основана на законе Дальтона и разработана Б.Д. Зайковым, А.П. Браславским, З.А. Викулиной:

$$E = a\,(e_0 - e_2)\,(1 + bU_2), \tag{3.20}$$

где a и b – параметры, получаемые эмпирически на испарительных бассейнах; e_0 – максимальная упругость водяного пара, определенная по температуре воды; e_2 – упругость водяных паров над водной поверхностью на высоте 2 м; U_2 – скорость ветра на высоте 2 м над водной поверхностью.

Влияние размеров водной поверхности на испарение происходит через изменение величины e_2:

$$e_2 = e'_2 + (0{,}8e_0 - e'_2\,)M, \tag{3.21}$$

где e'_2 – средняя за расчетный интервал времени влажность воздуха, измеренная на континентальной метеостанции, мбар; M – коэффициент трансформации, учитывающий среднее изменение абсолютной влажности и температуры воздуха в зависимости от размеров водоема.

К числу других распространенных формул относится формула А.П. Браславского и Е.Н. Нургалиева:

$$E = n\,[1 + 0{,}8U_2 + f(\Delta t^0)]\,(e - e_2), \tag{3.22}$$

где n – число суток в расчетном периоде; Δt^0 – разность температур на поверхности воды и в воздухе на высоте 2 м.

На величину испарения с водной поверхности влияют не только плановые размеры водоема, но и его глубина. С ростом глубины увеличивается тепловая инерция водного объекта, часть солнечного тепла весной расходуется на нагревание нижерасположенных слоев воды, а это вызывает сдвиги сроков нагревания водной массы и более слабым прогреванием испаряющей поверхности. Поэтому испарение с поверхности водоемов убывает с ростом их глубин, и более отчетливо это проявляется на водоемах северных районов.

Испарение с поверхности солёной воды меньше, чем с пресной, т.к. при увеличении минерализации, при прочих равных условиях, снижается значение максимальной упругости водяного пара, вычисленной по температуре поверхности воды [e_0 в формуле (3.20)]. Чем больше концентрация солей, тем меньше по отношению к пресной воде величина испарения. При минерализации, не превышающей 3 ‰, влияние солей на испарение незаметно, при минерализации 100 ‰ испарение снижается на 10–15 %. Например, для оз. Кулундинского при солёности 50 ‰ испарение меньше испарения с пресной воды на 8–10 %, а для оз. Кучук при солёности 250 ‰ – уже на 40 %. Для разных водоёмов при одной и той же минерализации величина этого снижения (редукция) неодинакова, т.к. испарение с минерализованной водной поверхности зависит ещё и от состава солей.

Испарение с поверхности снега и льда значительно меньше, чем с воды. Вследствие меньшей теплопроводности и более низкой температуры поверхности снежного покрова, чем льда, интенсивность испарения со снега, при прочих равных условиях, меньше. Следовательно, чем больше различаются плотности снега и льда, тем выше разница величин испарения. Например, испарение со снега в условиях Европейской России за четыре зимних месяца (XII–III) составляет всего 25–30 мм. В то же время с ледяного покрова Валдайского озера испарение превышает 35 мм. При этом механизм формирования испарения с этих поверхностей, также как и с воды, определяется перепадом влажности и скоростью ветра. Знак разности Δe показывает направление переноса водяного пара, т.е. формирование испарения или конденсации.

В период снеготаяния температура поверхности снега равна 0 °С, которой соответствует максимальная упругость водяного пара 6,11 мбар. В этот период вид процесса (испарение или конденсация) определяется абсолютной влажностью воздуха (a), которая, в свою очередь, зависит от температуры и относительной влажности воздуха (u). При постоянной величине e_0 с повышением температуры воздуха возрастает a, в результате чего убывает разность $e_0 - e$, и испарение уменьшается. При достижении некоторого предела температуры воздуха приведённая разность становится равной нулю и испарение прекращается.

Дальнейшее повышение температуры приводит к перемене знака и возникновению конденсации. О наличии испарения или конденсации в период снеготаяния можно судить по графику (рис. 3.10), из которого следует, что каждому значению положительной температуры воздуха соответствует лишь одно значение *u*, при котором испарение и конденсация равны нулю. Для всех других значений *u* наступает или испарение, или конденсация.

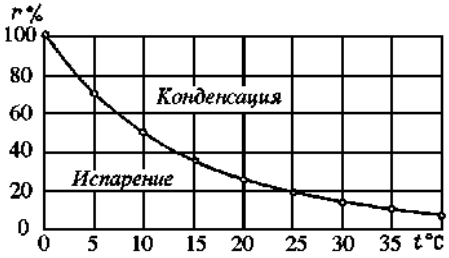


Рис. 3.10. Кривая нулевого значения испарения и конденсации в жидкости от температуры тающего снежного покрова

Оценка испарения со снега за тот или иной интервал времени зимнего периода чаще всего производится путем расчета по эмпирическим формулам П.П. Кузьмина:

$$E = n\,(0{,}18 + 0{,}10U_{10})\,(e_{\text{п}} - e_2)\ \text{мм}, \qquad (3.23)$$

$$E = 0{,}37nd_2\ \text{мм}, \qquad (3.24)$$

где n – число суток в расчетном периоде; U_{10} – скорость ветра по флюгеру на высоте 10 м; $e_{\text{п}}$ – парциальное давление насыщенного водяного пара при температуре поверхности снега (гПа); e_2 и d_2 – соответственно, парциальное давление водяного пара в воздухе и дефицит влажности воздуха (гПа) на высоте 2 м.

Во время весеннего снеготаяния с момента появления проталин на полях испарение с «пестрой» поверхности может быть оценено по формуле А.Н. Постникова:

$$E = 0{,}44\Sigma d\ \text{мм}. \qquad (3.25)$$

Испарение с почвы определяется теми же факторами, что и с водной поверхности. Однако, наряду с дефицитом влажности воздуха, скоростью ветра, температурой воздуха, существенную роль играют и другие факторы. Это, прежде всего, влажность поч-

вы, её механический состав, глубина залегания уровня грунтовых вод и др. В случае выпадения дождя и обильного смачивания поверхностного слоя почвы испарение будет происходить так же, как и с водной поверхности. Если же земля слабо увлажнена и горизонт грунтовых вод расположен ниже её поверхности, то испарение будет происходить с поверхностей частиц грунта и грунтовых вод. Этот процесс приводит к увеличению влажности воздуха в порах грунта и, благодаря диффузии, влага будет непрерывно подаваться к поверхности, смачивать её и испаряться. Этот поток влаги, при прочих равных условиях, зависит от размеров пор грунта. Чем они больше, тем быстрее движение воды и тем сильнее испарение. Однако испаряющая поверхность всё же больше при мелкозернистом грунте и, несмотря на более затруднённую в этом случае подачу воды к поверхности, максимальное испарение имеет место при грунте и, соответственно, порах средних размеров. В процессе испарения горизонт грунтовых вод может опускаться на большую глубину, в результате путь движения паров воды к поверхности будет увеличиваться, а испарение – снижаться. В числе эмпирических формул, отражающих процесс испарения с почвы, можно отметить формулу А.И. Будаговского, которая имеет вид:

$$E = b\,(M - M_{\text{р}}), \qquad 3.26)$$

где E – скорость притока воды к поверхности почвы при ее влажности равной M; $M_{\text{р}}$ – влажность разрыва капиллярных связей; b – коэффициент пропорциональности, изменяющийся для разных типов почв от 0,7 до 1,5 мм/сут.

В случае если уровень грунтовых вод находится в зоне аэрации вблизи поверхности почвы, то и испарение происходит непосредственно с зеркала этих вод. Для оценки испарения в таких условиях С.Ф. Аверьяновым разработана формула:

$$E = E_0\,[1 - (H / H_{\text{кр}})]^n, \qquad (3.27)$$

где E_0 – испаряемость; H – глубина залегания уровня грунтовых вод; $H_{\text{кр}}$ – критическая глубина залегания уровня грунтовых вод, начиная с которой наблюдается их расходование на испарение (для разных типов почв меняется от 1,4 до 4 м); n – показатель степени, изменяющийся от 1 до 3.

Несмотря на увеличение радиационного притока тепла с севера на юг, испарение с поверхности суши в этом направлении снижается из-за уменьшения общей увлажнённости территории и увеличения глубины залегания горизонта подземных вод.

Ещё более сложным процессом представляется *испарение с растительного покрова* (транспирация). Большая часть суши в течение года покрыта разнообразной растительностью. Поэтому при оценке суммарного испарения транспирация в этот период играет важную роль. Процесс транспирации, в отличие от перечисленных видов испарения, является процессом биологическим. Если испарение с поверхности воды или даже почвы представляет собой простой переход воды из жидкого состояния в газообразное, то испарение с растительности связано с процессом забора влаги из почвы корневой системой и перенесением её до поверхности листьев, которые и являются испаряющей поверхностью.

Транспирацию трудно измерить и отделить от испарения с поверхности почвы, трудно учесть также испарившуюся влагу, дополнительно поступившую на растения при выпадении дождей, поэтому общее испарение с поверхности суши рассматривается как *суммарное испарение (эвапотранспирация)*, или *валовое испарение.*

К числу основных факторов, влияющих на транспирацию, относятся температура воздуха и солнечная радиация, от которых зависит жизнь растений и интенсивность их роста. Далее идёт влажность воздуха, высокие значения которой снижают интенсивность транспирации. Большую роль играет также влажность почвы, глубина залегания грунтовых вод, степень сомкнутости крон деревьев и т.п. Однако следует иметь в виду, что для жизни разных растений необходимо различное количество влаги, которую они и забирают из почвы. Меньшая её часть идёт на прирост тканей растения, большая – на испарение. Следовательно, на величину испарения влияет ещё и вид растительности. Отношение количества воды, испаряемой растением за время t, к приросту сухого вещества за это время, называется *транспирационным коэффициентом*. Его величина зависит от породы растения. Например, по данным Валдайского филиала ГГИ, расположенного в лесной зоне, значения транспирационных коэффициентов равны: для берёзы – 360, сосны – 207, ели – 145. В то же время транспирация за май–июнь

этими древесными породами различается мало и, соответственно, равна 130, 151 и 135 мм. Величина транспирации заметно изменяется внутри года, причем её максимум приходится на весну и первую половину лета, т.е. на период активной вегетации.

Водная растительность, произрастающая в водоёмах, реках, на болотах, также транспирирует влагу и увеличивает общее испарение. Значения коэффициентов, учитывающих это дополнительное испарение с заросшей части водоёма, для условий лесных и степных районов России составляют, соответственно, 1,3 и 1,5.

3.2.3. Оценка суммарного испарения с поверхности речных бассейнов

При исследовании водных балансов различных территорий, в том числе отдельных речных водосборов, сельскохозяйственных полей, административных районов и др., всегда являющихся составными частями речных бассейнов, возникает необходимость оценить величину испарения со всей рассматриваемой площади. При этом территория может состоять из различных ландшафтов (поле, лес, болото и др.) и расчетная схема должна учитывать это разнообразие, в отличие от приведенных ранее формул для расчета испарения с однородных испаряющих поверхностей.

Величину испарения за многолетний период можно получить, решая уравнение водного баланса. При этом необходимо знать величины речного стока (R) и осадков (P), осредненных по исследуемой территории также за многолетний период. Тогда

$$E = P - R. \tag{3.28}$$

Величины E, определенные таким образом, могут быть нанесены на карту для построения системы изолиний. Карта дает возможность определить испарение с неизученных речных бассейнов (рис. 3.11).

Из рисунка следует, что на рассматриваемой территории годовые величины испарения изменяются в широких пределах: от 100–150 мм в зоне избыточного и аридного увлажнения до 600–700 мм – в зоне переменного увлажнения.

Определить величину испарения можно также с помощью уравнения теплового баланса, представленного в виде (3.11), или

привлекая уравнение турбулентной диффузии для оценки вертикальных турбулентных потоков тепла, влаги (3.14), (3.15).

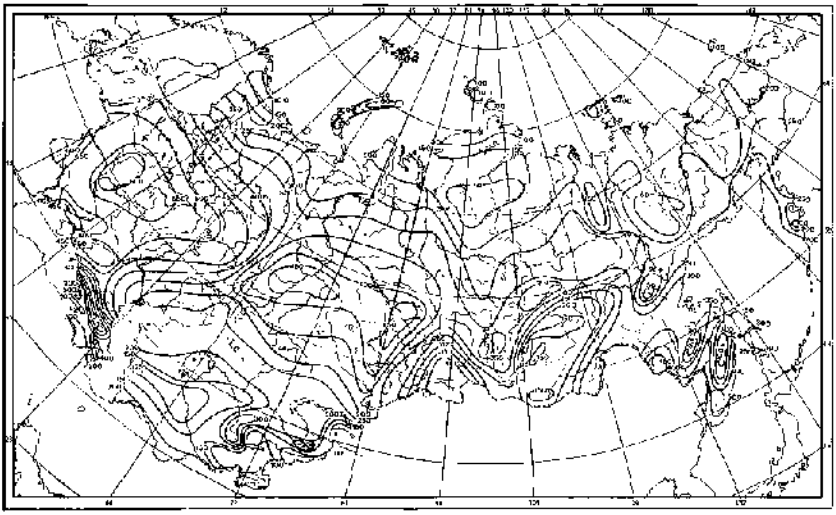


Рис. 3.11. Норма годового испарения с суши (мм)

Целый ряд методов основан на уравнениях связи, где в качестве исходной информации выступают тепло и влага, представленные разными показателями.

Одним из таких наиболее часто применяемых методов расчета испарения является *метод А.Р. Константинова*, позволяющего рассчитывать нормы годового испарения по температуре (t^0) и влажности воздуха (e) с помощью номограммы (рис. 3.12). Метод дает хорошие результаты для территорий зоны избыточного и достаточного увлажнения, но он менее точен для засушливых районов.

Уравнение для определения годовых значений испарения по значениям радиационного баланса увлажненной поверхности ($R_{ув}$) и осадкам предложил М.И. Будыко. В основу метода положены известные уравнения, связывающие годовые нормы испарения, осадков и E_{max}, разработанные Ольдекопом и Шрайбером.

Формула Ольдекопа:

$$E = E_0 \text{ th } (E_0/P), \tag{3.29}$$

формула Шрайбера:

$$E = P\,(1 - e^{-E_0/P}). \tag{3.30}$$

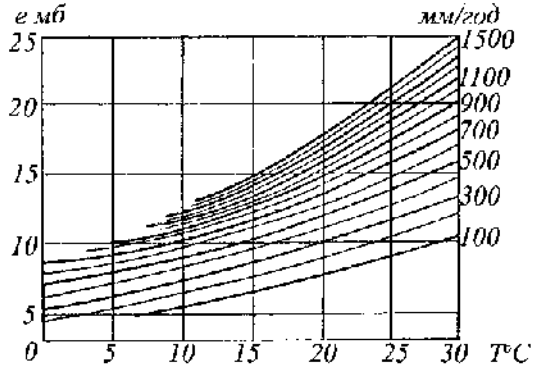


Рис. 3.12. График для расчета годового испарения с поверхности суши по средним годовым значениям температуры и влажности воздуха

При этом он принял частное отделение радиационного баланса на скрытую теплоту испарения (L) в качестве испаряемости, представленной как максимально возможное испарение (E_{max}). Среднегеометрическое значение формул (3.29) и (3.30) является формулой Будыко:

$$E = [(RP/L)\,(1 - e^{-R/LP})\,\text{th}\,(PL/R)]^{0,5}. \qquad (3.31)$$

Физическая схема наиболее известного комплексного метода расчета среднемноголетнего испарения основана на совместном решении уравнений теплового и водного балансов и экспериментально установленной зависимости скорости испарения от влажности почвы. Расчёт производится по формулам:

$$E = E_0\left(\frac{W_1 + W_2}{2W_0}\right) \text{при} \frac{W_1 + W_2}{2W_0} < W_0;$$
$$E = E_0, \text{при} \frac{W_1 + W_2}{2W_0} \geq W_0. \qquad (3.32)$$

Здесь W_1 и W_2 – продуктивные запасы влаги в метровом слое почвы в начале и конце месяца, соответственно; W_0 – критические продуктивные запасы влаги в метровом слое почвы, при которых и выше их $E = E_0$. Поскольку непосредственные измерения влаги, E_0, W_1 и W_2 весьма немногочисленны, для расчёта разработаны их зависимости от гидрометеорологических условий. Так, значения E_0 определяются в зависимости от радиационного баланса, темпе-

ратуры и влажности воздуха, а параметр W_0 зависит от средней температуры воздуха и картирован для отдельных геоботанических зон. Главный недостаток этого метода состоит в сложности корректного учета параметра W_0. Известно, что его величина меняется более чем в 2 раза в зависимости от агрогидрологических свойств почвы, фазы развития растения и климатических условий. В этом случае величина W_0 для отдельно взятой станции может существенно отличаться от осредненной по площади геоботанической зоны. Естественно, чем больше эти отличия, тем выше ошибки.

3.3. Подземные воды

3.3.1. Подземные воды и их участие в формировании поверхностных

Подземные воды – воды, находящиеся в толще земной коры во всех физических состояниях. Эти воды, образуя подземную гидросферу, являются частью гидросферы Земли и играют заметную роль в формировании поверхностных вод суши, участвуя в глобальном гидрологическом цикле. Нижняя часть этой толщи по современным оценкам находится на глубине от 400 до 1000 км в зоне еще достаточно развитой пористости и трещиноватости горных пород. В этом слое в настоящее время выделяют три вида подземных вод: воды литосферы, астеносферы и подастеносферной мантии. Воды литосферы находятся главным образом в трещинах, порах и распространяются до глубин 100–200 км. Воды астеносферы («астеносфера» – слой без прочности), в отличие от вод литосферы, часто распространены в расплавленной части вмещающей среды. Глубина их залегания от 100–200 до 750–800 км. На границе перехода верхней мантии к средней (около 800 км) содержатся воды третьей группы – воды подастеносферной мантии. Они же характерны для нижней мантии (более 800 км).

По оценкам разных авторов, общие запасы подземных вод могут составлять 840 млн км^3 (А. Полдервест) или 1050 млн км^3 (В.Ф. Дерпгольц), что соизмеримо с количеством воды, содержащемся в Мировом океане. Общее количество воды в каждом из рассматриваемых слоев, их происхождение, динамику оценить крайне трудно. Для гидрологов особенно важно знать количество воды в самом верхнем слое – в литосфере, т.к. в формировании

поверхностных вод суши наиболее активную роль играют воды этой зоны. В настоящее время считается, что около 23,4 млн км^3 содержится в толще литосферы до глубины 2000 м, отметки, по которой проходит изолиния, приближенно определяющая распространение континентальной коры земного шара. Эта двухкилометровая толща делится на три вертикальные гидродинамические зоны, которые различаются глубиной залегания, интенсивностью водообмена или активностью участия в глобальном гидрологическом цикле. В каждой из этих зон преобладают воды определенного агрегатного состояния, химического состава и минерализации. Подземные воды или свободно циркулируют по трещинам и полостям водовмещающих горных пород, почв под действием гравитационных сил, или в условиях различной упругости водяных паров движутся из областей с большей упругостью в области с меньшей, или перемещаются под действием капиллярных сил. Такие воды называются *свободными водами.* Но есть в этой толще воды находящиеся в физически и химически связанном состоянии с минеральными частицами горных пород, грунтов, почв *связанные воды.*

Наиболее активно и постоянно взаимодействуют с поверхностными водами подземные воды первой гидродинамической зоны, мощность которой не превышает 0,3–0,5 км. Здесь вода содержится в толще осадочных пород (грунты, почвы). Эти воды, как правило, пресные, активно участвуют в транспирации, быстро восстанавливаются за счет атмосферных осадков.

Самая верхняя часть первой гидродинамической зоны толщиной порядка 0,2 м – *почвенные воды* – наиболее динамичная часть подземных вод. Общее количество воды, содержащееся в почвенном покрове, оценено как 85 000 км^3. Вся первая гидродинамическая зона представляет собой *зону активного (интенсивного) водообмена*. Воды этой зоны дренируются реками, различными впадинами на поверхности Земли.

Вторая гидродинамическая зона – зона затрудненного водообмена – расположена ниже первой, простирается до глубин, соответствующих абсолютным отметкам поверхности океана (отметки поверхности геоида). Области дренирования подземных вод также приурочены к речным долинам, котловинам, впадинам, т.е. связаны с пониженными участками рельефа. В приморских районах во-

ды этой зоны разгружаются непосредственно в моря. Часть зоны занимают напорные воды. Меньшая динамическая активность предопределяет иногда повышенную минерализацию воды.

Третья гидродинамическая зона – зона весьма затрудненного (замедленного) водообмена – заключена между отметками поверхности океанов и 2000 м. Воды этой зоны дренируются лишь глубокими врезами долин крупных рек, бортами океанических впадин. Эти воды, как правило, соленые.

Интенсивность или активность расходования подземных вод и их восстановление (возобновление) оценивается с помощью коэффициентов водообмена, характеризующих продолжительность гипотетически полной смены воды зоны или ее части в процессе круговорота воды. Например, полный водообмен в зонах астеносферы и подастеносферной мантии осуществляется миллионы лет. Смена воды в пятикилометровой толще в среднем происходит 1 раз в 5000 лет. Почти 1000 лет требуется для полной смены воды в средней и нижней гидродинамических зонах. Значительно чаще происходит полная смена воды в зоне активного водообмена, а в почвенном покрове она происходит ежегодно.

Все виды подземных вод, в первую очередь воды зоны активного водообмена, участвуют в круговоротах воды на Земле. Подземные воды являются дополнительным источником питания водных объектов, наряду с дождевыми, снеговыми, ледниковыми водами. При этом наибольший интерес представляют подземные воды, дренируемые реками. С речным стоком подземные воды поступают в другие водные объекты. Однако эти воды могут также разгружаться в борта котловин озер, водохранилищ, в торфяную залежь болот.

Подземное питание реки получают при дренировании водоносных горизонтов, которые они прорезают. В настоящее время считается, что в среднем подземные воды составляют около 30 % в суммарном стоке рек. Однако эти величины могут существенно меняться как внутри года, как в многолетнем разрезе, так и по территории. Например, летом реки, как правило, имеют и поверхностное, и подземное питание, в то время как зимой большинство рек питаются лишь подземными водами. На многих реках засушливой зоны и летом могут преобладать подземные воды. Наряду

с дренированием подземных вод, последние могут разгружаться в реки под напором – *артезианские воды*. Подземные воды могут также поступать в реки из родников. Особые условия питания рек свойственны зоне многолетнемерзлых пород и районам молодого вулканизма.

Установлено, что наряду с поступлением подземных вод в реки, подземное питание может быть отрицательным, т.е., наоборот, пополнение подземных вод происходит за счет поверхностных. Такое взаимодействие поверхностного и подземного стока может быть постоянным или проявляться эпизодически лишь в отдельные периоды. К основным факторам, определяющим характер взаимодействия поверхностных и подземных вод, их соотношения, следует отнести климатические, геоморфологические, почвенно-геологические, антропогенные и ряд других факторов. При этом климатические факторы обеспечивают степень и характер увлажненности территории, геоморфологические, почвенно-геологические создают условия, способствующие переводу атмосферных осадков в подземные горизонты, а также влияют на характер поверхностного стекания. В общем случае, при прочих равных условиях, в районах, где преобладают продолжительные дожди небольшой интенсивности, создаются лучшие условия для инфильтрации осадков и пополнения запасов подземных вод. И, наоборот, сильные короткие ливни вызывают значительный поверхностный сток, уменьшая поступление воды в грунты. Но чем больше расчлененность рельефа, тем выше доля поверхностного стока по отношению к подземному. Например, для горных районов Урала подземный сток составляет 10–30 % от общего речного стока, в то время как для сопредельных равнинных районов Западной Сибири эта величина возрастает до 30–50 %.

На количество, режим подземных вод, на соотношение поверхностного и подземного стоков также влияют и антропогенные факторы. В этом случае хозяйственная деятельность человека связана, прежде всего, с агролесомелиоративными мероприятиями, строительством гидротехнических сооружений, созданием водохранилищ, ирригационных систем т.п. Эти мероприятия приводят к нарушению естественного режима поверхностных и подземных вод.

Различная доля подземных вод при формировании речного стока, уровенного режима озер и т.п. определяется не только общими запасами подземных вод, но и размерами и строением, местоположением самих водных объектов. Например, в засушливых районах, где очень редкая речная сеть, питание озер происходит преимущественно подземными водами. Так, в оз. Большое Яровое, расположенное на юге Западной Сибири, приток подземных вод составляет более 60 % от суммарного притока. На озерах зоны избыточного увлажнения, где велик речной приток, подземная составляющая незначительна. Например, для Ладожского озера через борта и дно котловины поступает лишь около 3 % подземных вод. Постепенное понижение уровня подземных вод с севера на юг затрудняет питание малых рек подземными водами. Учитывая, что и поверхностное питание в засушливых районах невелико, такие реки могут пересыхать.

3.3.2. Происхождение подземных вод и их типы

Вопрос о происхождении воды на Земле, в том числе подземной, до сих пор является дискуссионным. Поэтому существует несколько точек зрения на эту проблему. Например, сторонники образования «холодной планеты» считают, что вся вода на Земле изначально являлась *ювенильной*, т.е. первозданной, синтезированной из водорода и кислорода, поступивших из мантии. Именно мантия является генератором природных вод Земли. Сторонники горячего образования Земли считают, что все планеты солнечной системы произошли из единого газообразного облака в процессе его гравитационного сжатия. При завершающей стадии конденсации газовой туманности возникла первичная гидросфера. В обоих случаях часть образовавшейся воды мигрировала в земную кору, образуя подземные воды. И только работы российского учёного А.Ф. Лебедева позволили установить, что воды рассмотренных выше гидродинамических зон формируются неодинаково, и пополнение их водой происходит по-разному. Для зоны активного водообмена основным видом питания является просачивание (*инфильтрация*) атмосферных осадков. Вместе с тем, небольшая часть подземных вод образуется также за счёт процессов конденсации и сорбции (поглощение влаги частицами грунта). Инфиль-

трация атмосферной влаги осуществляется путем впитывания воды в пористые грунты, втеканием по естественным трещинам и в виде пара с его последующей конденсацией. Общее количество просочившейся воды за время T можно оценить с помощью уравнения водного баланса (2.27), решаемого относительно $V_{подз}$, или с помощью коэффициента стока. Между тем, процесс впитывания является функцией времени, зависит от свойств почвенного покрова, его начального увлажнения и ряда других факторов. Поэтому режим инфильтрации имеет определенные особенности. При допущении полного покрытия почвы водой процесс инфильтрации можно описать уравнением вида:

$$U_ф = K_{уст} + (K_0 / T^n), \qquad (3.33)$$

где $U_ф$ – интенсивность инфильтрации (мм/мин) в момент времен T; $K_{уст}$ – коэффициент фильтрации (установившаяся интенсивность впитывания в конце длительного периода времени); K_0, T^n – эмпирические параметры, зависящие от состава почв, их начальной влажности, интенсивности дождей и ряда других факторов.

Многочисленные опыты показали, что максимальная скорость инфильтрации наблюдается в начале процесса просачивания при сухом грунте. По мере увеличения его влагосодержания скорость замедляется, достигая величины $K_{уст}$. Весь процесс впитывания можно представить в виде *кривой инфильтрации*, которая и описывается уравнением (3.33).

К подземным водам, образованным за счет поверхностных, в том числе за счет атмосферных осадков, относятся *седиментационные* воды. Этот класс подземных вод представляет собой воду древних морей, озер, долгое время существующих в глубоких закрытых полостях горных пород и являющихся рудиментами вод поверхностного происхождения, или *реликтовыми водами*.

Что касается формирования запасов воды в более глубоких горизонтах, в зоне затруднённого водообмена, то единой точки зрения до сих пор нет. В настоящее время существуют, по крайней мере, несколько основных гипотез происхождения этого типа подземных вод, к числу которых в первую очередь следует отнести возникновение *магматических* и *метаморфических* вод. При этом считается, что эти типы вод образуются на больших глубинах из диссоциированных ионов H^+ и OH^- , или паров воды, проникаю-

щих в рассматриваемые горизонты из областей нахождения магмы. Здесь речь идёт о возникновении молекул воды внутри твёрдой части Земли. Такие воды, как отмечено выше, носят название *ювенильные*.

Перечисленные условия формирования подземных вод позволяют разделить их на *эндогенные* (внутренние) и *экзогенные* (внешние). Особый тип представляют *возрождённые* или *сегрегационные* воды, которые выделены из химически связанного состояния при дегидратации минералов. Эти воды могут быть отнесены как к экзогенным, так и эндогенным. Таким образом, в формировании подземных вод принимают участие воды надземной, наземной и подземной частей гидросферы Земли.

Независимо от условий происхождения гидросферы на Земле, образовавшаяся вода включилась в различные круговороты, которые предопределили формирование разных *генетических типов подземных вод*, типов, объединенных одинаковыми источниками питания, механизмами проникновения в земную кору и общей направленностью круговоротов воды. Такая генетическая классификация подземных вод разработана Е.В. Пиннекером и представлена в [71].

3.3.3. Условия залегания подземных вод в земной коре

Условия залегания подземных вод в земной коре определяются геологическим строением территории, связанным с литологическим составом и структурой горных пород, наличием и глубиной залегания водонепроницаемых пород, чередованием характера водовмещающих пород (пески, галька и т.п.) и водоупоров (глины, граниты и т.п.). Это создаёт условия накопления свободных вод в толще водопроницаемых пород, залегающих на водоупорах. Таким образом, формируются водоносные горизонты, которые могут располагаться на разной глубине. Основными элементами водоносного горизонта являются области питания, распространения, разгрузки, которые представляют собой участки поверхности, определяющие скорость, направление движения, напор и т.п. подземного потока. Область питания – зона, в пределах которой атмосферные осадки могут проникать в подземные горизонты. Область распространения – область сосредоточения подземных водонос-

ных горизонтов. Область разгрузки – зона, в которой подземные воды выходят на дневную поверхность.

При функционировании водоносного горизонта вода может заполнять не всю его толщу, а лишь часть. Поэтому такой горизонт имеет уровень свободной поверхности или *зеркало грунтовых вод*. Для первого от поверхности водоносного горизонта, воды которого называются грунтовыми, зеркало представляет собой границу, разделяющую зону *аэрации* и зону *полного насыщения.* В этом случае зеркало грунтовых вод представляет собой горизонт подземных вод. Глубина расположения этого горизонта зависит еще и от физико-географических условий местности и в первую очередь от климата. Чем засушливее климат, тем глубже опускается уровень подземных вод.

В зависимости от количества водоносных слоёв существует и несколько горизонтов подземных вод. Вертикальное расстояние между водоупором, над которым расположен водопроницаемый слой, и зеркалом подземных вод носит название *мощность водоносного слоя*. При таком залегании подземных вод они, как правило, являются *безнапорными*. В этом случае вскрытые буровой скважиной или колодцем горизонты воды оказываются на том же уровне, на котором они залегают в грунте. При выходе на дневную поверхность такие воды формируют безнапорные источники (*родники*). Если же в водоносном горизонте отметки уровня в области питания и в области разгрузки не совпадают, то возникает гидростатическое давление, и воды становятся *напорными*. Чем больше разность этих отметок, тем больше напор. Такие воды при вскрытии их буровыми скважинами или колодцами под действием напора поднимаются и устанавливаются приблизительно на уровне соединяющим области питания и разгрузки. Из таких скважин вода будет изливаться в виде фонтанов. По условиям залегания такие воды делятся на *артезианские* (пластовые) и *жильные*.

На рис. 3.13 представлена общая схема залегания различных типов подземных вод.

В самых верхних частях земной коры, как правило, сосредоточены безнапорные воды, которые делятся на почвенные, почвенно-грунтовые и грунтовые воды.

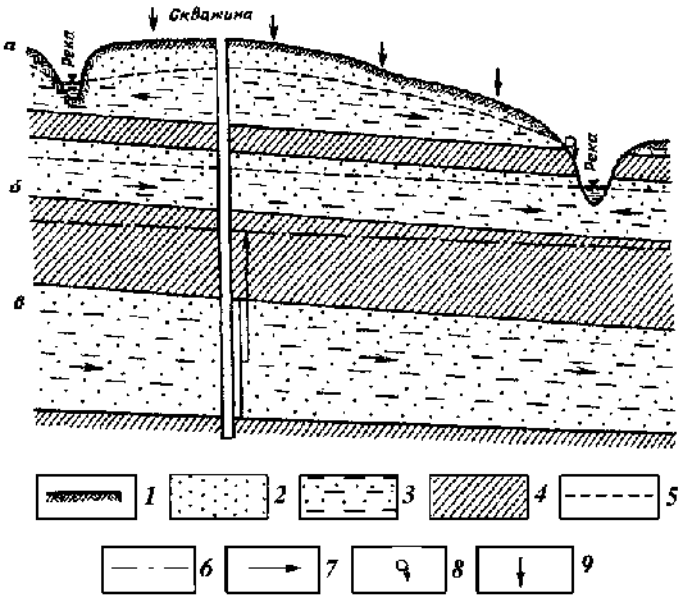


Рис. 3.13. Типовые схемы залегания водоносных горизонтов (по С.Л. Шварцеву с добавлениями): *1* – почвенно-растительный слой; *2* – зона аэрации; *3* – водоносные горизонты, *а* – грунтовые воды, *б* – межпластовые ненапорные воды, *в* – артезианские; *4* – водоупорные породы; *5* – уровень ненапорных вод; *6* – пьезометрический уровень напорных вод; *7* – направление движения подземных вод; *8* – родник грунтовых вод; *9* – атмосферные осадки

Почвенные воды залегают в толще почвенного покрова у самой дневной поверхности. Они не имеют под собой постоянного водоупора. Эти воды питаются атмосферными осадками, поэтому максимальное насыщение почв формируется в сезоны дождей или в периоды таяния снежного покрова, а минимальные запасы характерны для засушливых периодов или зим. Области распространения этих вод совпадают с областями их питания. В зависимости от количества выпавших осадков, влага, попавшая в почву путём инфильтрации, проникает на некоторую глубину, ниже которой грунт может оставаться воздушно-сухим. Такие воды носят название *подвешенных* и находятся в гигроскопическом, плёночном и парообразном состоянии. При полном насыщении почвы водой под действием гравитационных сил вода перемещается в нижележащие грунты. В некоторых случаях под действием солнечного

тепла и за счёт транспирации воды растениями самые верхние слои почвы через некоторое время становятся сухими.

Почвенно-грунтовые воды формируются на первом от поверхности земли водоупоре, расположенном в грунтовой толще, а их зеркало находится в почве. В отличие от почвенных вод, движение которых осуществляется вертикально вниз, движение почвенно-грунтовых вод происходит в направлении уклона водоупора, образуя внутрипочвенный сток. Наиболее часто почвенно-грунтовые воды формируются в периоды повышенного увлажнения (периоды дождей, снеготаяние), когда почвенные воды смыкаются с грунтовыми. Скопления почвенных и почвенно-грунтовых вод иногда называют *верховодкой*. Мощность горизонта почвенно-грунтовых вод, чаще всего, не превышает 2–5 м.

Грунтовые воды представляют собой подземные воды, расположенные ниже почвенного покрова. Эти воды чаще всего безнапорные, но в некоторых случаях существуют местные напоры. Залегают грунтовые воды весьма разнообразно и, как правило, приурочены к рыхлым отложениям четвертичного периода. Наряду с водоносными горизонтами, которые залегают на водоупорных породах и вода в которых движется в сторону уклона, существуют и бассейны грунтовых вод. Такие бассейны формируются в котловинах или на горизонтальном водоупорном ложе. Область питания вод этого класса может совпадать с областью их распространения, но может и располагаться где-нибудь в стороне. Например, грунтовые воды, движущиеся от предгорий на равнину, имеют область формирования – предгорья, где выпадает больше осадков, горные породы более водопроницаемы. Наряду с атмосферными осадками в формировании грунтовых вод могут принимать участие и реки при наличии гидравлической связи речных и подземных вод. Наличие влаги выше уровня грунтовых вод, но ниже почвенного покрова, связано с её капиллярным поднятием, которое образует *капиллярную кайму*.

Формирование грунтовых вод, их режим во многом зависит от рельефа местности. Поэтому различают грунтовые воды междуречий, находящихся на водораздельных равнинах, склонах долин и грунтовые воды долин, заполняющие отложения аллювия. Эти воды распространены повсеместно. Особый вид грунтовых вод пред-

ставляют воды ледниковых отложений, залегающие в моренах в виде линз и водоносных горизонтов. Их распространение связано с положением ледниковых образований. Запасы грунтовых вод ледниковых отложений, как правило, велики. Например, из конечных морен, относящихся к Валдайскому оледенению, берут начало такие крупные реки, как Волга, Днепр, Западная Двина.

Глубина залегания грунтовых вод увеличивается от пойм к водораздельным пространствам и от зон избыточного и достаточного увлажнения к засушливым. Даже во влажных областях отметка горизонта этих вод может опускаться до 20 м, а в зонах сухих степей и пустынь она нередко превышает 30–40 м. При этом почвенные и почвенно-грунтовые воды могут вообще отсутствовать или существовать очень непродолжительное время. Грунтовые воды на больших глубинах чаще встречаются в виде линз, размеры которых могут быть самые различные. Например, в пустыне Каракумы размеры Ясханской линзы достигают 2000 км^2 при её мощности в центре более 70 м. Слабый водообмен таких линз приводит к возрастанию минерализации воды.

В горных областях грунтовые воды распространены в породах коры выветривания, а также тектонических трещинах, разломах дочетвертичного периода. Такие воды носят название *трещинно-жильные*. Увеличение атмосферных осадков с высотой предопределяет более интенсивное питание подземных вод, которые, как правило, выклиниваются у подножий склонов речных долин и ущелий. Большие запасы грунтовых вод содержатся в межгорных впадинах и конусах выноса в предгорьях.

Грунтовые воды, залегающие в водопроницаемой толще пород ниже первого водоупорного слоя, оказываются заключёнными между двумя водоупорами и носят название *межпластовых вод*. Большие запасы грунтовых вод встречаются в карстовых областях. Двигаясь в области распространения, подземные воды, в конце концов, попадают в область разгрузки и выходят на поверхность Земли или переливаются в другой водоносный горизонт. В местах выхода подземных вод на поверхность земли образуются источники или родники. Чаще же всего подземные воды выходят на поверхность при прорезании водоносных горизонтов эрозионной сетью. При этом разгрузка происходит не только на дневную по-

верхность, но и непосредственно в реки, озера, болота, другие водоносные горизонты.

Особые условия залегания подземных вод наблюдаются в зоне распространения многолетнемёрзлых пород. Эта зона занимает 22 % площади суши, из них почти 35 % находится на территории России. При этом мощность мёрзлых пород достигает 1000–1500 м. По характеру залегания подземные воды зоны многолетнемёрзлых пород делятся на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные (рис. 3.14).

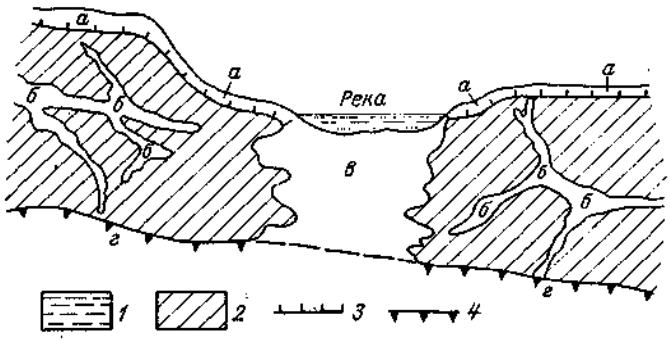


Рис. 3.14. Схема взаиморасположения мерзлых и талых пород и взаимосвязи над-, меж- и подмерзлотных вод (по Н.И. Толстихину). *а* – надмерзлотные, *б* – межмерзлотные, *в* – сквозного талика, *г* – подмерзлотные. *1* – воды реки, *2* – мерзлые породы, *3* – подошва надмерзлотных вод, *4* – кровля подмерзлотных вод

Надмерзлотные подземные воды залегают в слое сезонно оттаивающего грунта на толще многолетнемёрзлых пород, которые образуют водоупор. Эти воды чаще всего сосредоточены на дне речных долин, озёр, у подножий склонов. На склонах долин и на водораздельных пространствах запасы вод незначительны. Надмерзлотные воды, как правило, безнапорные и в жидком состоянии встречаются лишь в тёплую часть года. Мощность сезонно оттаивающего грунта в зоне сплошного распространения многолетнемёрзлых пород часто не превышает 0,1–0,5 м. Питаются надмерзлотные воды преимущественно атмосферными осадками и представляют собой горизонт аналогичный верховодке.

Межмерзлотные воды заключены в толще горных пород, постоянно имеющих отрицательную температуру, и представляют собой главным образом скопления ископаемого льда. Эти скопле-

ния встречаются в форме пластов, линз, жил, глыб и т.п. образований. Частичный переход этих вод в жидкое состояние может быть связан лишь с общим потеплением, продолжающимся, по крайней мере, несколько лет. Основным источником питания этих вод являются надмерзлотные воды и восходящие потоки подмерзлотных. Межмерзлотные воды, питающиеся преимущественно водами деятельного слоя, обычно связаны с подрусловыми таликами, с водами рек, озёр, наледей.

Подмерзлотные воды залегают ниже толщи многолетнемёрзлых пород и всегда находятся в жидком состоянии. Характер залегания, условия движения этих вод практически не отличается от глубоких подземных вод в немерзлотных районах. Скопление подмерзлотных вод наблюдается в виде грунтовых потоков, заполненных водой трещин, полостей в горных породах. Сообщаются эти воды с поверхностными лишь через глубокие таликовые зоны, чаще всего расположенные под руслами крупных рек. В реки и происходит основная их разгрузка. Иногда эти воды бывают напорными и изливаются на поверхность в виде ключей, которые зимой образуют мощные наледи.

Наряду с безнапорными *нисходящими* водами при определённом строении водоносных горизонтов формируются напорные *восходящие* воды. Такими восходящими напорными водами являются уже упоминавшиеся артезианские воды.

Артезианские воды заключены в водоносных горизонтах, представляющих собой геологические структуры, обеспечивающие напор, к которым относятся синклинали, моноклинали, впадины, мульды и т.п. Эти образования представляют собой перегибы земных слоёв с вершинами, направленными вниз (рис. 3.15).

На рисунке хорошо прослеживаются зоны питания, разгрузки и обозначены условия формирования напора.

Совокупность водоносных горизонтов таких структур образует *артезианские бассейны*. Эти бассейны имеют различные размеры, площади которых иногда превышают 1 млн км^2, а глубина залегания водоносных горизонтов может достигать 1–2 км. В артезианских бассейнах также имеются области питания и разгрузки. При этом различают внешние и внутренние области питания. Внешние находятся за границей артезианских бассейнов, в преде-

лах структур, обрамляющих бассейны. Внутренние представляют собой так называемую зону поглощения атмосферных осадков и речного стока, расположенную в границах бассейна. Здесь же находятся и области разгрузки. Интенсивность водообмена артезианских бассейнов зависит от их местоположения, размеров, напора и т.п. Чем больше проницаемость пород и напорных градиентов, чем меньше горизонтов, тем интенсивнее происходит водообмен.

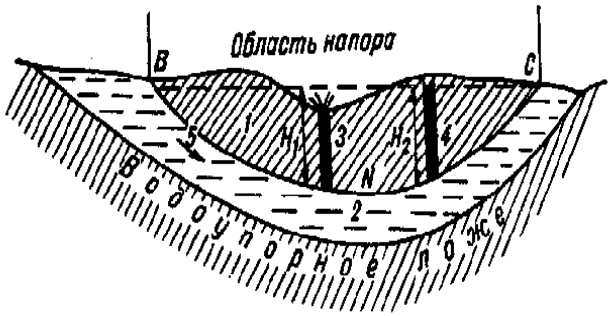


Рис. 3.15. Схема строения артезианского бассейна.
1 – водонепроницаемые породы; *2* – напорный водоносный слой;
3, 4 – скважины; *5* – направление потока, пьезометрический уровень;
BNC – нижняя поверхность водоупорных пород; H_1, H_2 – высота напора

Занимая огромные территории и распространяясь на большие глубины, артезианские бассейны захватывают воды всех трёх вертикальных гидродинамических зон. Поэтому химические свойства артезианских вод самые разнообразные – от пресных до солёных.

Одной из разновидностей деятельности подземных напорных вод являются гейзеры. *Гейзеры* – периодически фонтанирующие горячие источники, распространённые в районах современной или недавно прекратившейся вулканической деятельности.

3.3.4. Динамика подземных вод, подземный сток

Подземные водоносные горизонты постоянно пополняются взамен израсходованной воды, поступившей непосредственно в реки, озёра, болота, другие водные объекты, в атмосферу. Таким образом, подземные воды активно участвуют в глобальном гидрологическом цикле. Поскольку существуют зоны питания и разгрузки подземных вод, то в этом направлении в толще земной ко-

ры под действием гидравлического уклона или пьезометрического напора формируется *подземный сток*. При этом движение воды происходит как в почве, так и в грунтах (*почвенный* и *грунтовый сток*).

В зависимости от поставленной задачи подземный сток количественно можно оценивать по-разному. *Расход воды* ($Q_П$, м^3/с) представляет собой количество воды, проносимое подземным потоком или водотоком через его поперечное сечение в единицу времени. *Объём стока* ($W_П$, км^3) – расход за время *T*. *Модуль подземного стока* [$q_П$, л/(с·км^2)] – расход потока подземных вод с единицы площади распространения водоносного горизонта, бассейна подземных вод, в пределах которого этот расход формируется. *Удельный расход* [$Q_{ПУ}$, м^3/(с·км^2)] – расход, приходящийся на единицу ширины фронта подземного потока (длина русла, береговая линия реки, куда выклинивается этот поток). *Слой подземного стока* (h, мм) – объём подземного стока равномерно распределённый по площади, на которой этот объём сформировался. При исследовании подземного стока также часто употребляются понятия *модуль разгрузки* [$q_{ПР}$, л/(с·км^2)] и *модуль питания* [$q_{ППГ}$, л/(с·км^2)], представляющие собой расходы, отнесённые к единице площади питания или разгрузки. *Коэффициент подземного питания рек* ($K_{пп}$, %) показывает долю участия подземного стока в общем стоке рек и характеризует подземное питание рек и водоемов. Вместе с жидким стоком оценивается и ионный сток подземных вод. Под *ионным стоком подземных вод* (C, мг/л) понимается вынос подземными водами химических соединений, находящихся в воде в виде ионов.

Для оценки $Q_П$ необходимо определить скорость фильтрации воды ($K_ф$), которая зависит для водоносных горизонтов со свободной поверхностью от механического состава пород, заполняющих эти горизонты, и уклона. В этом случае движение воды подчиняется закону Дарси.

Закон Дарси связывает расход подземного потока с потерями энергии при его движении. В дифференциальной форме этот закон может быть представлен уравнением

$$Q = \omega U = -K_ф\, \omega (dH/dL), \qquad (3.34)$$

где Q – расход фильтрационного потока; ω – площадь, через кото-

рую осуществляется фильтрация; dH/dL – гидравлический градиент в направлении L (уклон); U – скорость движения подземного потока; $K_ф$ – коэффициент фильтрации.

Коэффициент фильтрации характеризует водопроницаемость грунтов, и его значения приведены в табл. 3.2.

Таблица 3.2

Коэффициенты фильтрации различных грунтов

Грунт	Коэффициент фильтрации $K_ф$, м /сут.
Галька	100–200
Песок с галькой	50–100
Песок крупнозернистый	15–50
Песок среднезернистый	5–15
Песок мелкозернистый	1–5
Песок глинистый	0,5–1,0
Супесь	0,1–0,5
Суглинок	0,01–0,1
Глина	0,01 и менее

При $dH/dL = 1$ сток осуществляется в виде фильтрационного потока, а $K_ф$ носит название *скорости фильтрации*, представляющей собой скорость фиктивного потока, который должен заполнять целиком все пространство ω. Однако эта площадь занята минеральными частицами горных пород. Поэтому скорость течения в отдельных порах характеризует так называемая *действительная скорость* ($U_д$), которая связана с $K_ф$ отношением

$$U_G = K_Ф/n, \qquad (3.35)$$

где n – пустотность горной породы, равная отношению объема свободного пространства ($V_п$) к некоторому рассматриваемому объему, заполненному горной породой. При этом $n < 1$, следовательно, $U_д$ всегда больше $K_ф$.

Скорость движения воды в мелкозернистых грунтах даже при значительных уклонах небольшая, а движение носит чаще всего ламинарный характер. В этих случаях закон Дарси справедлив. Однако есть предел применимости закона Дарси, который наступает, когда нарушается прямая пропорциональность между скоро-

стью фильтрации и гидравлическим градиентом. Например, если водоносные горизонты сложены крупнообломочными, сильно трещиноватыми или закарстованными породами, то скорости движения подземных вод могут быть значительными, режим потока становится турбулентным. При этом критическая скорость потока может быть определена как

$$U_{кр} = (0{,}75N + 0{,}23)\nu R / d_{д}, \qquad (3.36)$$

где n – пористость, доли единицы; ν – кинематический коэффициент вязкости, м^2/с; $d_д$ – действующий диаметр зерен породы, мм; Re – число Рейнольдса, равное при $U_{кр}$ – 7,5 – 9.

Величину Re можно определить по формуле

$$Re = R\overline{U} / \nu, \qquad (3.37)$$

где R – гидравлический радиус, равный отношению площади поперечного сечения к смоченному периметру потока (подробнее в п. 5.1.11).

При $U > U_{кр}$ определение скорости фильтрации следует производить по зависимости, имеющей структуру формулы Шези (см. п. 5.1.11).

$$U_{П} = K_{тф}\sqrt{I}, \qquad (3.38)$$

где $K_{тф}$ – коэффициент турбулентной фильтрации, определяемый опытным путём; I – уклон.

Определения скорости фильтрации напорных вод также можно производить по формуле (3.34), заменяя I на величину гидродинамического напора ($I_Г$).

Непосредственное измерение средней действительной скорости движения подземного потока производится путём фиксации времени прохождения через контрольную скважину красителя, запущенного в другую скважину, отстоящую на расстояние L от контрольной. Зная сечение рассматриваемого горизонта, можно определить расход подземного потока. Другим способом определения $Q_П$ является определение расхода (*дебита*) объёмным способом в месте выхода подземного потока на дневную поверхность (источник, родник и др.) или путем решения уравнения водного баланса.

3.3.5. Взаимодействие подземных и поверхностных вод

Взаимодействие подземных и поверхностных вод заключается в обмене всех видов подземной воды с водами, заключёнными в океанах, морях, озёрах, болотах, реках и других водных объектах. Двигаясь по подземным водоносным горизонтам, подземные воды разгружаются в эти водные объекты и, в конечном счёте, попадают в океаны, атмосферу, участвуя в глобальном круговороте воды, а небольшая их часть – во внутриматериковом влагообороте. Наибольшая доля подземных вод дренируется реками и сбрасывается в океаны и внутренние моря, меньшая разгружается в борта котловин озёр, морей, океанов. В то же время запасы подземных вод постоянно пополняются, в том числе за счет поверхностных.

Характер связи речных и подземных вод различен и зависит от условий залегания водоносных пластов, глубины вреза русел, долин в толщу пород, плотности гидрографической сети и положения мест выхода подземных вод по отношению к уровню воды в реках. Последнее определяет наличие или отсутствие гидравлической связи между речными и подземными водами. Аналогичный характер связи с подземными водами наблюдается на озерах, болотах (рис. 3.16). На рисунке представлено поперечное сечение русла реки относительно слоя водонепроницаемых пород.

Отсутствие гидравлической связи наблюдается, когда выход подземных вод находится выше уровня воды в реке, и последний не оказывает влияния на режим подземных вод (рис. 3.16, *а*). Тогда при отсутствии постоянного притока к подземному горизонту происходит постепенное истощение запасов подземных вод, которые разгружаются в реки. Характер этой разгрузки можно представить в виде *кривых истощения*, описываемых уравнением Буссинеска:

$$Q_T = Q_0 e^{-\alpha T}, \tag{3.39}$$

где Q_0, Q_T – соответственно, начальный расход грунтовых вод при $T = 0$ и в момент времени T; α – коэффициент истощения, зависящий от гидравлических свойств водоносных пластов.

Наличие гидравлической связи наблюдается, когда выход подземных вод находится, наоборот, ниже уровня речных вод, и колебания последних передаются подземным водам. При этом возмож-

ны несколько вариантов взаимодействия подземных и речных вод.

Отсутствие гидравлической связи в межень и её возникновение в период прохождения высоких половодий и паводков (рис. 3.16, *б*, *в*). В это время речные воды поступают в подземные горизонты, увеличивая запасы подземных вод в прибрежной области. Запасы подземных вод пополняются постоянно (рис. 3.16, *г*, *д*). Такой вариант взаимодействия чаще всего наблюдается в засушливых и карстовых областях. В случае питания реки из напорного водоносного горизонта гидравлическая связь действует постоянно. В этом случае подземные воды поступают в реку по тектоническим разломам, трещинам или путём фильтрации, происходящей под напором через пласты водопроницаемых пород, воды которых дренируются рекой (рис. 3.16, *е*).

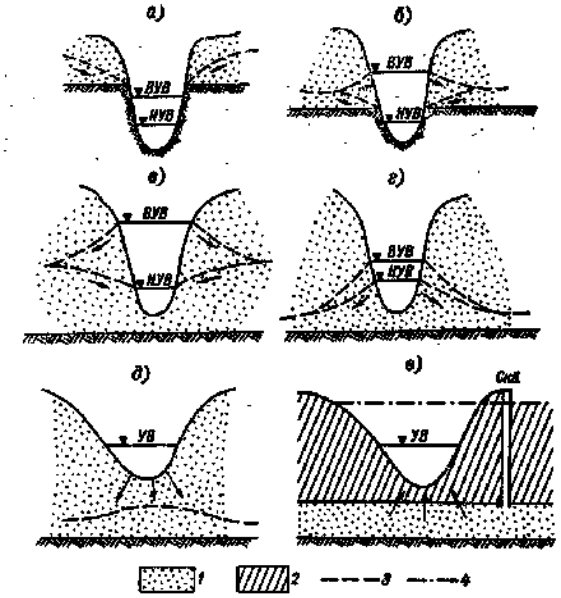


Рис. 3.16. Различные случаи соотношения грунтовых и речных вод.
1 – водопроницаемый слой, *2* – водоупорный слой,
3 – уровень грунтовых вод, *4* – пьезометрический уровень

В настоящее время существуют приемы, позволяющие количественно оценить виды и источники питания рек, в том числе

определить долю подземной составляющей. Эти приемы основаны на расчленении гидрографов стока рек. Выбор того или иного приема как раз и основан на установлении наличия или отсутствия гидравлической связи между подземными и речными водами (см. п. 5.1.4).

На основании массовых расчётов участия подземных вод в питании рек установлены величины подземного стока в разных частях рассматриваемой территории (рис. 3.17). В общем речном стоке подземные воды составляют существенную долю – до 30 %, что примерно равно 14 100 км^3, которые ежегодно поступают в океаны и внутренние моря.

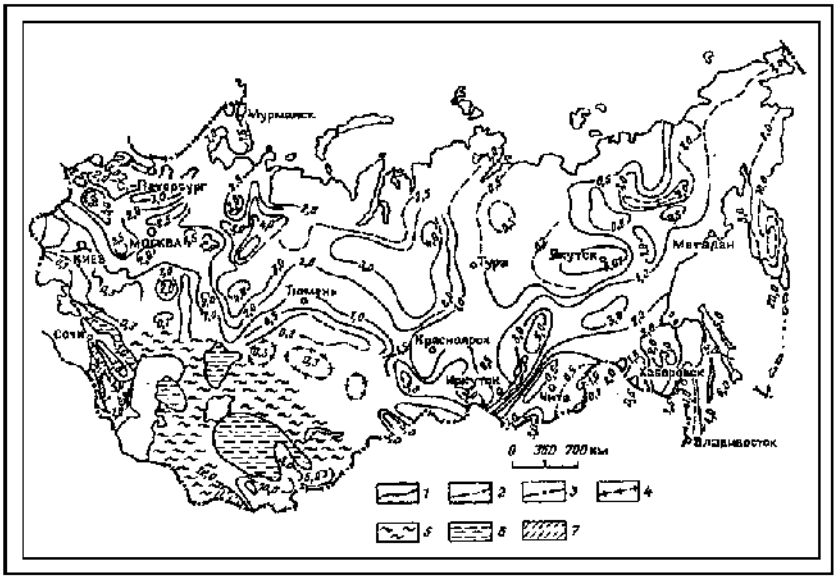


Рис. 3.17. Карта подземного стока рассматриваемой территории, л/(с км^2).
1 – изолинии модуля подземного стока; *2* – то же, приближенные; *3* – карстовые районы; области: *4* – с подземным стоком, рассчитанным по балансу озер; *5* – спорадического распространения пресных подземных вод; *6* – с пестрой минерализацией грунтовых вод; *7* – с колебанием стока в широких пределах

Распределение подземного стока в реки весьма неравномерно и в общем виде соответствует распределению речного стока, а также атмосферных осадков, т.е. зависит от климата и особенностей подстилающей поверхности (рельеф, высота над уровнем мо-

ря, геологическое строение, грунты и т.п.). Максимальные значения подземного стока в реки наблюдаются в районе выпадения обильных осадков, в наиболее увлажнённых частях материков. Например, на склонах гор Памира, Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Урала, на Северо-Западе ЕТР, на Сибирском плоскогорье, на Камчатке, Сахалине. Наименьшие значения подземного стока приурочены к районам Казахстана, юга Западной Сибири, Центральной Якутии. Невелико участие подземных вод в речном стоке в зоне сплошного распространения многолетнемёрзлых пород.

Контрольные вопросы

1. Какие из многочисленных видов атмосферных осадков являются главными источниками питания водных объектов? Закономерности выпадения осадков во времени и пространстве. Закономерности распределения осадков по территории.
2. Назовите различия в режиме поступления дождевой воды и воды, образовавшейся при таянии снежного покрова на поверхность водосборов.
3. Каковы физические основы процесса испарения? Особенности формирования испаряемости. Чем отличается испарение от испаряемости?
4. Перечислите основные способы (приемы) определения испарения с различных поверхностей. Закономерности распределения испарения и испаряемости по территории.
5. Какие существуют типы подземных вод, каковы особенности их залегания в земной коре и распространение по территории?
6. Каковы особенности формирования и режима грунтовых вод в зоне активного водообмена? Раскройте механизм движения грунтовых вод и способы определения подземного стока.
7. Раскройте механизм и виды разгрузки грунтовых вод в водные объекты. Перечислите необходимые условия для установления вида взаимодействия поверхностных и подземных вод.

Литература: 4; 13; 14; 15; 17; 25; 30;33; 34; 36; 38; 40; 44; 47; 49; 59; 63; 64; 66; 67; 69; 70; 76.

Глава 4.
ВОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ СУШИ

4.1. Формирование водных объектов суши

Основные скопления воды на материках сосредоточены в водных объектах, к числу которых в первую очередь следует отнести: реки, озера, болота, заболоченные земли, ледники, подземные воды. В качестве самостоятельных водных объектов суши можно также рассматривать морские устья рек и некоторые другие, менее значимые скопления воды – наледи, снежные лавины, снежники и т.п.

Образование и эволюция всех перечисленных объектов связаны с естественными причинами – особенностями климата и подстилающей поверхности. Из климатических элементов наиболее важными являются атмосферные осадки и температура воздуха, т.е. тепло и влага. Подстилающая поверхность – это рельеф, почвогрунты, растительность, т.е. ландшафтные условия. Взаимодействие климатических факторов и факторов подстилающей поверхности происходит в режиме самоорганизации. Выпадающие атмосферные осадки или талые воды снежного покрова, ледников или сами ледники, двигаясь по поверхности земли, просачиваясь подземным путем, накапливаясь в понижениях рельефа, участвуют в его формировании наряду с тектоническими процессами и вулканической деятельностью. При этом перечисленные виды движения воды вместе с деятельностью ветра представляют экзогенные процессы, а тектоника и вулканизм – эндогенные. Таким образом, основными рельефообразующими процессами, связанными с деятельностью текучих вод, являются: эрозия, абразия, экзарация, коррозия. *Эрозия* (лат. *erosio* – разъедание) – процесс разрушения почвогрунтов текучей водой и перемещение продуктов разрушения. *Абразия* (лат. *abrasio* – соскабливание) – процесс разрушения берега водоема волновым прибоем. *Экзарация* (лат. *exaratio* – выпахивание) – ледниковое выпахивание горных пород движущейся массой ледника с образованием понижений, борозд и т.д. *Коррозия* (лат. *corrosio* – разъедание) – разрушение поверхности горных пород под влиянием растворяющего действия воды. Перечисленные

рельефообразующие процессы вместе с деятельностью ветра принимают самое активное участие в образовании водных объектов. К наиболее важным процессам следует отнести эрозию, отражающую работу текущих вод, которая определяется величиной их кинетической энергии (N, ватт)

$$N = mU^2 / 2, \tag{4.1}$$

где m – масса воды, пропорциональная ее расходу; U – скорость движения воды, зависящая от уклона местности, коэффициента шероховатости и средней глубины (слоя) потока воды. Таким образом, чем больше поток, чем круче его падение, тем интенсивнее процесс разрушения пород, слагающих земную поверхность, и здесь большое значение приобретает строение и состав этих пород – они могут быть легко или трудно размываемыми, с высокой или низкой инфильтрационной способностью. При этом эрозия бывает боковая и глубинная.

Взаимодействие выпадающих атмосферных осадков за вычетом испарения с подстилающей поверхностью приводит к образованию перечисленных водных объектов. Если атмосферные осадки выпадают на участок земной поверхности, имеющей уклон, формируется водный поток – река. Часть осадков просачивается в почвогрунты, формируя подземные воды. Если на пути движения потока в земной коре встречаются депрессии, образуются озера. Отсутствие уклона – одна из главных причин заболачивания территории. Постоянно отрицательные температуры воздуха создают условия для образования ледников и т.п.

Таким образом, одни и те же атмосферные осадки и факторы, определяющие испарение, иначе – одинаковое воздействие климата в случае разнообразной подстилающей поверхности, приводят к образованию разных водных объектов.

Меняющийся климат, его разночастотные колебания предопределяют эволюционные преобразования водных объектов, которые меняют свои размеры, форму, свойства, условия взаимодействия между собой и т.п. По прошествии длительного времени эти водные объекты приобретают современные формы, свойства, одновременно вырабатываются условия формирования определенных режимных характеристик.

В XX в. большую роль в изменении объектов начали играть антропогенные факторы, а такие объекты, как водохранилища, каналы, пруды и т.п., полностью созданы человеком, который определяет и их режимные характеристики.

Все перечисленные водные объекты связаны между собой и представляют единое целое, являясь частью гидросферы в пределах материков, а совокупность самих объектов образует *гидрографическую сеть* (рис. 4.1). Назначение гидрографической сети – отвод воды с материков и «замыкание» глобального гидрологического цикла. Гидрографическая сеть – продукт самоорганизации – рек больше там, где выше увлажненность территории и, соответственно, требуется большее количество «артерий» для отведения излишков воды. При этом в первую очередь реки, в меньшей степени подземные потоки и являются такими артериями, по которым вода поступает с материков в океаны. Все остальные объекты являются *регуляторами* этого стекания, испаряющей поверхностью.

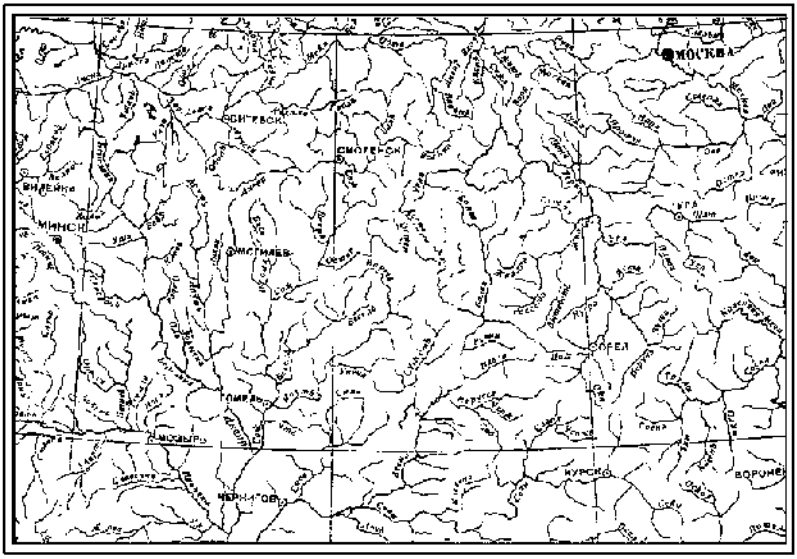


Рис. 4.1. Гидрографическая сеть центральной части Русской равнины

Атмосферные осадки поступают в реки не сразу. Сток их осуществляется в виде временных потоков с территории, прилегающей к рассматриваемой реке. Эта территория называется водо-

сбором, который отделяется от водосборов других рек линией водораздела. Образовавшиеся потоки, постепенно сливаясь, дают начало постоянным водотокам, которые, в конце концов, превращаются в главные реки, непосредственно впадающие в главные водоприемники – океаны. Некоторые реки, протекающие в замкнутых пространствах, не имеющих выхода к океанам, что характерно для засушливых районов, впадают во внутренние водоприемники – бессточные озера или теряются в песках.

Существование других водных объектов в большинстве случаев также связано с реками, которые питают озера, некоторые типы болот или вытекают из них. Таким образом, все водные объекты имеют водосборы – области питания. Свои водосборы имеют и горные ледники, и подземные воды зоны активного водообмена. Поэтому все водные объекты вместе с их водосборами представляют собой некие природные системы, которые, принимая входную величину (атмосферные осадки, талая снеговая вода), трансформируют ее в выходную (речной сток для рек, объемы и уровни воды для озер и болот, запасы льда для ледников и т.п.).

4.2. Речные системы (бассейны)

4.2.1. Формирование и строение речной сети

Река – поток воды сравнительно больших размеров, как правило, постоянный, питающийся влагой атмосферных осадков со своего водосбора и текущий в разработанном им самим русле. Часто употребляется и другое определение. *Река* – водный поток, движущийся под действием силы тяжести в естественных берегах. Такими потоками являются также и каналы, но вода в них течет в берегах искусственных. Очень малые реки называются *ручьями*. Все потоки, вода в которых движется под действием силы тяжести, объединяются понятием *водотоки*. Однако следует знать, что каналы являются искусственными сооружениями, водотоками многоцелевого назначения и в отличие от рек не имеют четко выраженных водосборов.

Перечисленные водотоки, образующиеся в результате выпадения атмосферных осадков, как раз и являются теми артериями, по которым с материков в моря и океаны осуществляется отток воды.

В зависимости от климатических условий и размеров реки могут быть постоянными или периодически действующими. Совокупность таких водотоков образует *русловую сеть*. При этом в состав русловой сети входят и временно действующие реки, но имеющие разработанное русло. Если рассматривать совокупность лишь постоянно действующих водотоков, то применяется понятие *речная сеть*. Русловая и речная сети являются составной частью гидрографической сети.

Русловая и речная сети и их особенности формируются под действием большого количества факторов. Главными являются: *климатические*, определяющие величину и интенсивность поступления воды на поверхность суши и факторы подстилающей поверхности, к которым относятся *гидрологические*, определяющие условия стекания этих вод, *геоморфологические*, определяющие сопротивляемость размыву земной поверхности, и др. Многие из этих факторов являются зональными, поэтому и речная и русловая сети представляют собой вполне определенное отражение сложного физического процесса, протекающего на поверхности суши в данной географической зоне. Следовательно, в структуре речной и русловой сети должны быть закономерности, проявляющиеся в виде достаточно тесных зависимостей между морфометрическими, гидравлическими, гидрологическими характеристиками рек (см. п. 4.2.3), определяемыми особенностями физико-географических зон.

Из общего количества (4740 км^3) воды, ежегодно поступающей в океаны с рассматриваемой территории, по рекам стекает 4413 км^3, в том числе подземным путем. 441 км^3 стекает в водоприемники в областях внутреннего стока. Для пропуска такого большого количества воды требуется очень большое число рек. Всего на рассматриваемой территории таких артерий около 3 миллионов, их общая длина превышает 9,65 млн км. Однако в океаны и моря впадают, как правило, крупные реки, собирающие воду с огромных пространств. Такие крупные водотоки формируются не сразу. Вначале выпавшие дожди и воды, образующиеся при таянии снежного покрова, собираются в отдельные струйки, затем ручьи и далее, соединяясь, образуют реки. Иногда реки начинаются из подземных ключей, озер, болотных массивов или ледников. В этих случаях реки сразу могут иметь значительные размеры. Например,

р. Нева, вытекающая из Ладожского озера, или р. Сунгач – из оз. Ханка и др. Заканчивается река в месте ее впадения в другую реку, озеро или любой другой водоприемник.

Таким образом, в каждой реке можно выделить ее исток и устье. *Истоком* называется место начала реки. За начало обычно принимается место появления постоянного русла. Если река образуется от слияния двух рек, то за ее исток принимается начало более длинной, и общая длина реки должна отсчитываться от наиболее удаленного истока. Это так называемая *гидрографическая длина* главной реки. Часто за начало реки принимается место слияния двух рек, и образующаяся третья река является совершенно новым русловым потоком с резко увеличивающейся водностью и, следовательно, с другими морфометрическими и гидравлическими характеристиками. Например, Амур образуется от слияния Шилки и Аргуни, Енисей – от слияния Бий-Хема и Каа-Хема (Большого и Малого Енисея). При этом длина Амура от точки слияния до устья – 2824 км, Енисея – 3487 км, в то время как их гидрографическая длина, соответственно, равна 3775 и 4042 км.

При изучении условий стока воды по реке обычно принимается во внимание ее гидрографическая длина. Поэтому при слиянии двух рек за исток принимается начало более длинной реки. Так, для Амура за исток принято начало более длинной р. Шилки, а для Енисея – Бий-Хема. В то же время фактический исток Енисея – верховья р. Селенги. В этом случае длина этой р. Селенга-Ангара-Средний и Нижний Енисей – 5060 км, т.е. фактически Енисей впадает в Ангару, а не наоборот.

Особого внимания заслуживают реки, вытекающие из озер. Например, упомянутая выше р. Нева, вытекающая из Ладожского озера, имеет длину всего 74 км, в то время как наиболее удаленная точка всей гидрографической сети Невы приходится на исток р. Ловать, впадающей в оз. Ильмень, из которого вытекает р. Волхов и впадает в Ладожское озеро. Это также гидрографическая длина, равная 1200 км.

Место впадения реки в другую реку, озеро, море или другой водоприемник называется *устьем*. В случае если река впадает двумя и более рукавами, за устье принимается окончание более длинного рукава.

В районах аридного климата из-за очень высокого испарения река часто теряется в песках, и понятие «устье» в этом случае отсутствует. Конец реки фиксируется в месте исчезновения воды и носит название «слепой конец». Например, в песках Кара-Кумов теряются многоводные р. Теджен и Мургаб, берущие начало в горах Памира; много таких водотоков в центральной Азии, Австралии, Африке.

Речная сеть включают в себя *главную реку*, впадающую в океан, море, бессточные озера или оканчивающиеся в пустынях. Реки, впадающие в главные, называются *притоками*, у которых есть свои притоки и т. д. В каждой речной сети притоки, непосредственно впадающие в главную реку, называются *притоками первого класса (порядка)*; реки, впадающие в притоки первого класса, называются притоками *второго класса* и т. д.

Такое сочетание водотоков речной сети иногда называется *речной системой*.

Однако в настоящее время существует, и физически более обоснованный, другой порядок назначения класса притоков, предложенный Н.А. Ржаницыным. В этом случае самые малые неразветвленные притоки носят название притоков первого класса. Сливаясь, два притока первого класса образуют приток второго класса и т. д. Самый высокий класс присваивается главной реке и всей рассматриваемой речной сети (рис. 4.2).

Следует помнить, что число классов будет зависеть от масштаба карты, по которой производится оценка. Чем крупнее масштаб карты, тем больше классов притоков может быть учтено, тем больше будет и суммарная длина всех рек. На абсолютное количество рек влияют также физико-географические и климатические условия, включающие такие характеристики местности, как состав грунтов, рельеф, растительный покров, количество выпадающих осадков и др. Так, в условиях легко проницаемых грунтов, а в лесу в лесной подстилке из-за повышенной фильтрации часть воды перемещается подземным путем и количество рек уменьшается. В горных же районах осадков больше, чем на равнинах, поэтому и рек больше.

Более полно характеристику речной сети раскрывает понятие «гидрологическая система» (речная сеть в пределах водосбора главной реки) (см. стр. 39, 40).

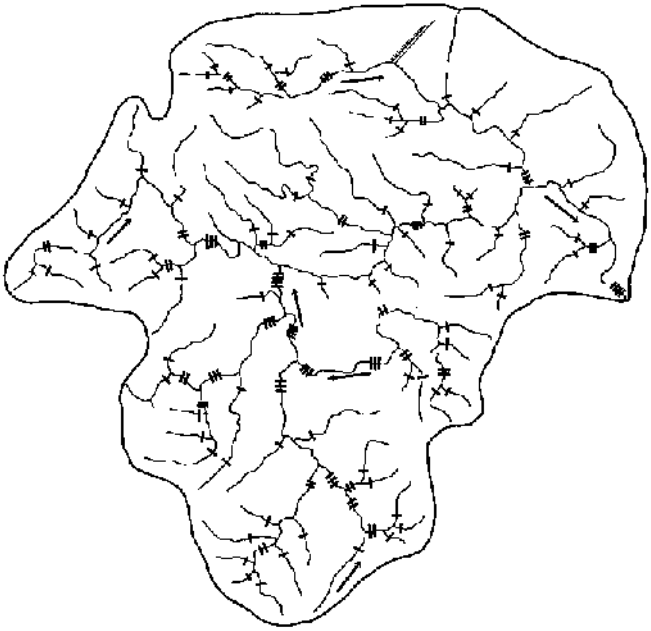


Рис. 4.2. Деление речной сети на классы.
Штрихи – класс (порядок) рек, стрелки – направление течения

В общем, количество рек в речном бассейне возрастает с увеличением увлажненности территории. Так, в северных, наиболее увлажненных районах гумидного климата число рек, разветвленность речной сети значительно выше, чем в засушливых областях аридного климата. Количественно эту закономерность можно выразить с помощью *коэффициента густоты речной сети*, который обычно определяется как отношение длины всех водотоков данной площади $\left(\sum L\right)$ к величине этой площади (A):

$$D = \left(\sum L\right) / A, \text{ км/км}^2. \qquad (4.2)$$

Чем выше D, тем более развита русловая сеть. Этот коэффициент позволяет проводить сравнение степени развития речной сети в различных частях территории при условии определения D по картам одного масштаба.

Анализ распределения D по территории материков показывает, что густота речной сети имеет выраженную географическую

зональность и уменьшается с севера на юг, возрастая в горных местностях, следуя за изменением количества атмосферных осадков. При этом более четкие связи прослеживаются в аридных областях. Однако есть и заметные отклонения от перечисленных закономерностей, связанных с геологическим строением, залесенностью территорий. Так, например, для условий холмистых равнин, низменностей и возвышенностей России D последовательно изменяется: 0,50 (0,52) в зоне тундры; 0,56 (0,57) в лесной зоне; 0,37 (0,39) в лесостепной зоне; 0,26 (0,27) в степной зоне; 0,23 (0,24) в полупустынной зоне. Очень высокие значения D, как правило, больше 1, наблюдаются в горных местностях (Кавказ, Карпаты), в районах муссонного климата (о. Сахалин, побережье Охотского моря и др.). В скобках приведены величины D для тех же зон, но для возвышенностей и увалов, где густота речной сети оказалась, что и следовало ожидать, несколько больше. Другие примеры распределения D по территории приведены в параграфе 4.7. Из всего многообразия длин рек основное их количество приходится на очень малые. Так, практически везде реки длиной менее 10 км составляют > 90 % от общего числа рек речных систем, от 10 до 25 км – уже не более 5 %. Малые реки имеют также и наибольшую суммарную длину. Например, для рассматриваемой территории при общей длине всех рек 9,65 млн км на реки длиной менее 10 км приходится около 60 % общей длины, а для крупных, длиной более 1000 км, – 0,002 %.

Рек высшего класса, впадающих непосредственно в океаны или внутренние моря, с длиной более 1000 км на земном шаре всего 76, в Евразии – 41, в том числе на рассматриваемой территории – 25. При этом некоторые из них представляют собой *трансграничные объекты*, протекающие по территориям нескольких государств. К ним можно отнести такие крупные реки, как Амур, Обь, Дунай и др.

Отмеченные закономерности позволяют получить для различных географических зон эмпирические уравнения, характеризующие наряду с коэффициентом густоты речной сети ее структуру. Так, количество рек порядка N в пределах речной системы выражается в виде члена убывающей геометрической прогрессии при возрастании класса данной реки – C (C = 1, 2, 3, …, S, где S – порядок главной реки):

$$N = K_i^{S-C}, \tag{4.3}$$

где K_i – знаменатель прогрессии, называемый коэффициентом *бифуркации* (дробления), равный отношению числа потоков более низких классов к числу более высоких. $N_i = \frac{N_1}{N_2} = \frac{N_2}{N_3} = \cdots = \frac{N_{S-1}}{N_S}$.

Для условий плоского рельефа K_i = 2–3, для горных районов K_i = 4,0.

Средняя длина потоков L класса C выражается в виде члена возрастающей геометрической прогрессии:

$$\overline{L}_S = \overline{L}_1 K_Z^{C-1}, \tag{4.4}$$

где K_Z – знаменатель прогрессии, представляющий собой отношение средних длин потоков смежных классов. Для степных районов K_Z = 1,8; для лесных K_Z = 1,4; для заболоченных K_Z = 1,3; $\overline{L}_1$ – средняя длина рек первого класса, которая для условий России примерно равна: для зоны тундры – 0,40 км, для лесной и лесостепной зон – 0,65 км, для степной – 0,85 км, для полупустынь – 1,4 км.

Общее число рек всех классов в речной системе (до S) может быть определено по уравнению, представленному в виде суммы геометрической прогрессии:

$$\sum_1^S N_S = (K_i^S - 1)/(K_i - 1), \tag{4.5}$$

их суммарная длина в пределах речной системы равна:

$$\sum_1^S (N\overline{L}_S) = \overline{L} \tag{4.6}$$

или

$$\overline{L} = L_1 K_i^{1-S} \left[\left(\frac{K_2}{K_i} \right)^S - 1 \right] \Big/ \left[\left(\frac{K_2}{K_i} \right) - 1 \right]. \tag{4.7}$$

Зная $\sum_{1}^{S}(N\overline{L_S})$ и размеры территории соответствующей речной системы (A), можно определить коэффициент густоты речной сети (4.2). Установленные закономерности в строении речной сети позволяют не только получить длину водотоков разных классов, определить их суммарную длину, но и составить представление об особенностях строения этой сети в разных природных зонах.

Классификация рек по длине. Все реки, входящие в состав речной сети, можно разделить на классы. В скобках приводится общее число рек, относящихся к каждому классу на рассматриваемой территории. *Очень малые* реки длиной менее 10 км (2,81 млн), *малые* – 10–100 (147 тыс.), *средние* – 100–500 (3,84 тыс.), *большие* – 500–1000 (197), *очень большие* > 1000 (63).

4.2.2. Строение речных систем

Речной водосбор – территория земной поверхности, включающая толщу почвогрунтов, откуда рассматриваемая река получает водное питание. Таким образом, водосбор можно разделить на поверхностный и подземный. Часто из-за особенностей геологического строения территории размеры этих частей водосборов могут различаться, а границы не совпадать. Как правило, эти особенности учесть достаточно сложно. Наиболее точно можно определить поверхностный водосбор, традиционно называемый *речным бассейном*. Бассейны рек разделяются водоразделами, которые представляют собой границу *(водораздельную линию),* проведенную по наиболее высоким точкам земной поверхности, расположенными между этими бассейнами. Для условий плоского рельефа, заболоченных территорий, например в зонах тундры или степей, проведение водораздельных линий может вызвать затруднения, и размеры бассейнов будут определены с ошибками. В то же время в этих условиях в пределах бассейнов часто образуются замкнутые понижения, аккумулирующие стекающую воду и не отдающие ее в речную сеть. Особенно это характерно для засушливых областей. В глобальных масштабах аналогичными являются уже упоминавшиеся области внутреннего стока Земли, вода из которых поступает в океаны путем атмосферного влагопереноса. В отдельных речных бассейнах бессточные области занимают большие простран-

ства. Например, в бассейне р. Тобол (г. Кустанай) при общей его площади 44 800 км^2 16 300 км^2, или 59 % территории, не имеют стока в главную реку. Причем размеры этих понижений не остаются постоянными, а меняются в зависимости от водности, и в них удерживается разное количество воды, которое исключается из стока главной реки. На рис. 4.3 представлена схема поверхностного и подземного водосборов реки и показаны направления движения воды при условии несовпадения их границ.

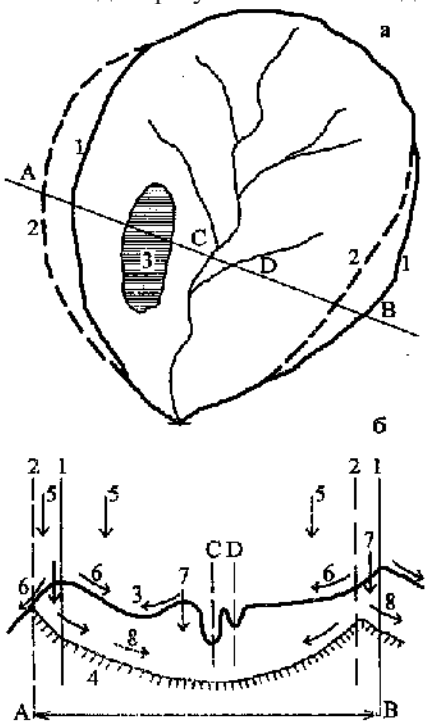


Рис. 4.3. Схема бассейна и водосбора реки.
а – в плане, *б* – поперечный разрез по линии АВ.
1 – граница поверхностного водосбора (поверхностный водораздел),
2 – граница подземного водосбора (подземный водораздел),
3 – бессточная область),
4 – водоупор,
5 – атмосферные осадки,
6 – поверхностный сток,
7 – инфильтрация воды,
8 – подземный сток

При нечетко выраженных водоразделах может происходить перетекание воды из соседних бассейнов, особенно в периоды повышения водности при выпадении обильных дождей или интенсивного снеготаяния. Примером могут служить бассейны рек, впадающих в озеро Аксуат в Казахстане.

Есть примеры деления вод. Вытекающие из одной заболоченной местности р. Кемь и Кеть текут в разных направлениях, но р. Кемь принадлежит бассейну Енисея, а р. Кеть – бассейну Оби.

Неустойчивость границ бассейнов проявляется при непрерывно продолжающейся в течение многих лет процесса эрозии, который может закончиться прорывом линии водораздела и соединением двух рек. Такое явление встречается достаточно часто и называется *перехватом* (рис. 4.4). Известны случаи перехвата рек в нашей стране. Например, часть стока р. Нимелен, впадающей в р. Амгунь (бассейн Амура), уже в послеледниковое время стала поступать в р. Тугур, впадающую в Охотское море из-за усилившейся эрозии водораздельного пространства между этими реками (Чемеков Ю.Ф. Изв. ВГО, т. 101, 1969).

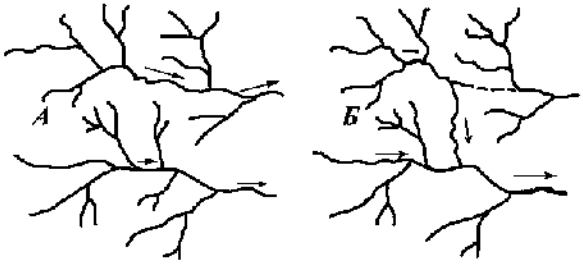


Рис. 4.4. Боковой перехват реки.
А – намечающийся; *Б* – осуществившейся

Состоявшийся перехват приводит к резкому увеличению площади бассейна рассматриваемой реки за счет бассейна перехваченной.

Подобные изменения площадей бассейнов могут наблюдаться и при антропогенном вмешательстве, например, при искусственном объединении или разъединении бассейнов.

Значительно сложнее обстоит дело с определением границ и, следовательно, размеров подземного водосбора. В этом случае необходимо располагать сведениями о геологическом строении территории, распределении горизонтов подземных вод и т.п. Поэтому в силу таких трудностей при анализе и расчетах речного стока приходится пользоваться допущением о совпадении границ и размеров поверхностного и подземного водосборов. Исследования показали, что для средних и больших равнинных рек указанные различия, как правило, незначительны, но могут быть заметны на малых реках и реках, протекающих в горных областях. Тем не менее, чаще всего понятия «водосбор» и «бассейн» отождествляются.

Речные бассейны могут иметь самые разные размеры. Так, самая крупная река в мире Амазонка собирает воду с площади 6,9 млн км^2, площадь бассейна р. Оби равна 3,3 млн км^2, Невы – 280 тыс. км^2 и т.д. Вся суша представляет собой огромный водосбор, состоящий из множества водосборов разных классов. Наряду с размерами бассейны различаются формой (вытянутые, округлые и т.п.) и целым рядом морфометрических характеристик.

Перечисленные особенности речных бассейнов, неустойчивость во времени и пространстве их размеров, несовпадение поверхностных и подземных водосборов, наличие или отсутствие бессточных понижений и т.п. постоянно должны вносить элементы неопределенности при анализе формирования и расчетах речного стока. Поэтому для гидрологов знание причин резкого увеличения или уменьшения речного стока не только за счет изменения климатических и погодных условий, но и за счет изменения различных черт подстилающей поверхности, – задача исключительно актуальная.

Разделив реки на классы, очевидно, можно также разделить на классы и соответствующие им площади водосборов, полагая, что чем выше класс реки, тем больше площадь его водосбора. По исследованиям того же Н.А. Ржаницина уравнение $A = f(C)$ имеет вид:

$$A_c = A_1 K_F^{C-1}, \qquad (4.8)$$

где $A_A = A_c / A_{C-1}$ – параметр, зависящий от характера бассейна данного водотока и равный: для степной зоны K_F = 1,44, для лесной K_F = 1,27, для заболоченных бассейнов K_F = 1,24. При этом величина F каждого водотока представляет собой площадь, непосредственно примыкающую к нему (линейная площадь водосбора). Учитывая большие сложности в строении водосборов, приведенное уравнение может дать лишь приближенные значения площадей.

Классификация рек по размерам площадей их бассейнов составлена в соответствии с классификацией рек по длине. Очень малые бассейны имеют площадь менее 100 км^2, малые – 100–1000 км^2, средние – 1000–10 000 км^2, большие – 10 000–50 000 км^2, очень большие – > 500 000 км^2.

Речные долины – морфологические образования, являющиеся одним из элементов речных бассейнов, представляющие собой

относительно узкие и вытянутые в длину, большей частью извилистые формы рельефа, имеющие уклоны. Долины являются вместилищем речных русел и пойм, по которым происходит сток воды.

Образование долин связано с деятельностью факторов эндогенного и экзогенного происхождения, которые принимают участие в формировании рельефа и перечислены ранее. Эти факторы, действующие в течение длительного времени, вызывают эволюционные преобразования поверхности бассейнов и создают разнообразие долин. Эти образования различаются очертаниями в плане, формой и размерами сечений, длиной и другими характеристиками.

По преобладающей причине образования современные долины можно разделить на эрозионные, тектонические, вулканические, ледниковые. Эрозионные долины связаны с деятельностью текучих вод. Тектонические процессы создают первоначальные углубления в земной коре, которым свойственны эволюционные преобразования. Первоначальные долины образуются в синклинальных складках, в грабенах и сбросах и т.п. Ледниковые долины встречаются в районах древних или современных горных оледенений и представляют собой продольные углубления, образованные движущимся ледником. Такие долины получили название *трогообразные* (нем. *trog* – корыто).

Несмотря на такое их разнообразие всем долинам свойственны определенные элементы (рис. 4.5).

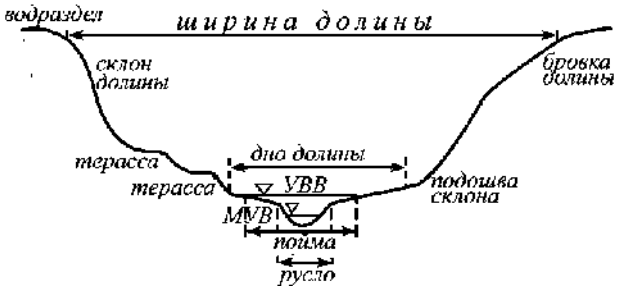


Рис. 4.5. Поперечный профиль долины.
УВВ – уровень высоких вод, *МУВ* – меженный уровень вод

На поперечном профиле долины можно выделить: *водораздельное пространство* бассейна – расстояние от водораздела до бровки долины. Размеры этого пространства зависят от рельефа

местности: его относительная ширина больше для равнинных территорий. *Ширина долины* – расстояние между бровками. *Склоны долины* – участки суши, ограничивающие с боков ложе долины. Высота склонов зависит от геологического строения бассейна и возраста долины. *Террасы* – горизонтальные площадки, располагающиеся уступами в пределах склонов долины. Террас бывает несколько. Первая снизу – *надпойменная терраса*, располагающиеся выше ее – первая, вторая и т.д. Образование террас связано с эрозионной деятельностью речного потока, который приносит с верховьев размытый материал (песок, гальку и т.п.) в среднюю и нижнюю части образующейся долины. В этих частях поток врезается в отложения собственного аллювия и образуется терраса, высота которой уменьшается вверх по течению. Одновременно возрастание водоносности реки в связи с меняющимся климатом или образованием перехвата соседней реки производит размыв на более высоких отметках, образуя следующую террасу и т.д. К числу других факторов, также способствующих образованию террас, можно отнести тектонические процессы, внезапно понижающие базис эрозии. В этом случае терраса представляет остаток дна прадолины.

Ниже надпойменной террасы располагается современное *дно долины*, представляющее собой относительно ровную горизонтальную часть, включающую русло и пойму. Глубина речных долин достигает на равнинных территориях до 200–300 м, в горах – до 3000–4000 м. Ширина долин может достигать многих десятков и сотен километров. Наиболее широкие долины приурочены к равнинным территориям и во многом характеризуют возраст реки и ее порядок. Например, ширина долин Волги Оби и других крупных рек достигает многих десятков километров.

По форме поперечного профиля долины можно разделить на ящикообразные. трапецеидальные, *V*-образные, каньоны, ущелья, теснины (рис. 4.6).

Ущелья – почти отвесные склоны, дно занято руслом. Как правило, длина склонов больше ширины долины. Ущелья – молодые образования. *Каньоны* представляют собой также глубоко врезанные, крутостенные образования, где преобладает глубинная эрозия, а на склонах развиты процессы денудации. Это указывает на более зрелый, чем ущелья, возраст. *V-образные долины* имеют

ширину между бровками большую, чем глубина долин, но дно долин плохо выражено. *Трапецеидальные долины* имеют широкое дно, значительно превосходящее ширину реки в межень и выраженную пойму. Такой вид долин сформировался за длительный период эволюции. *Ящикообразные долины* представляют собой наиболее старые образования, где главную роль играет боковая эрозия. Русло врезано в широкое дно долины. К первым двум типам относятся реки Кавказа – Терек, Баксан, Средней Азии – Теджен, Мургаб. В то же время Волга, Дон, Северная Двина имеют хорошо выраженную трапецеидальную форму.

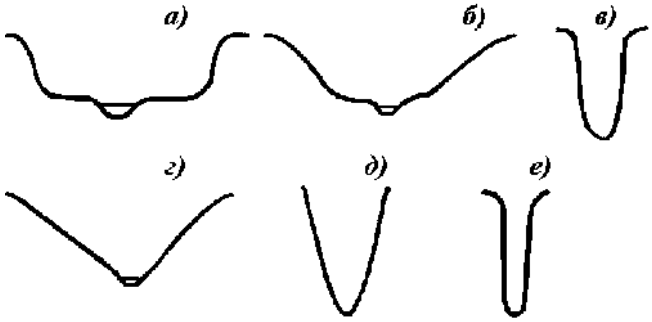


Рис. 4.6. Типы долин по форме поперечного профиля. *а* – ящикообразная; *б* – трапециидальная; *в* – каньон; *г* – *V*-образная; *д* – ущелье; *е* – теснина

В плане долины чаще всего бывают извилистыми, а их ширина возрастает сверху вниз по течению. Заметно возрастает ширина долины после ее соединения с другой долиной. Тем не менее, в случае неоднородности геологического строения бассейна или пересечении его различными по составу горными породами можно наблюдать расширения и сужения долин.

Долины состоят из нескольких звеньев, которые представляют собой морфологические образования, чаще всего водно-эрозионного происхождения. *Ложбина* – самая верхняя по течению часть долины, представляющая собой слабовыраженную впадину с пологими склонами, собирающую воду с площади не более 10–50 га. *Лощина* – следующий по течению участок долины, склоны которого становятся круче, и на ее дне намечается русло. Площадь этого образования достигает 10–15 км^2. *Суходол* – составная часть долины с разработанным руслом, которое наполняется при выпа-

дении дождей или таяния снега. Суходолы образуются при площадях водосборов более 10–15 км^2 и превышают 20–25 км^2 при слаборасчлененном рельефе. Следующим за суходолом звеном является собственно долина с постоянным речным потоком. Линия, соединяющая наиболее низкие отметки всех звеньев долины, называется *тальвег*.

Все перечисленные звенья долины, в которых по наиболее пониженным местам временно или постоянно осуществляется сток воды, входят в состав гидрографической сети.

Пойма – часть дна долины, приподнятая над меженним уровнем воды в реке, как правило, покрытая растительностью и затопляемая во время прохождения половодий и паводков. Границей поймы является верхняя часть пойменной террасы, на которой зафиксирована максимальная отметка уровня воды, образовавшегося в условиях современного климата. Другой границей является отметка уровня воды меженнего русла. Образование пойм связано с наличием переменных уровней воды в реках. Пойма примыкает к руслу с двух сторон, но и односторонняя пойма тоже не редкость.

В зависимости от ширины дна долины, ее морфологических особенностей поймы могут иметь самые разные размеры и форму. Так, для трапецеидальных и ящикообразных долин крупных рек поймы могут достигать ширины десятков километров. Например, ширина поймы р. Оки в ее среднем течении в районе г. Калуги достигает 10 км. В то же время на горной реке, долина которой представляет каньон, пойма вообще может отсутствовать. При асимметричных поймах русло смещается к подошве долины, что связано, как показано ранее, с действием силы Кориолиса, с отклоняющей силой вращения Земли. Так, на большей части р. Волги справа практически нет поймы, а русло расположено у подошвы склона долины. Зато левый берег имеет пойму шириной до 20–30 км.

На поперечном разрезе дна долины на пойме можно выделить несколько частей (рис. 4.7).

При этом следует обратить внимание на то, что наиболее возвышенная часть поймы прилегает непосредственно к берегу реки. Эта часть называется *прирусловой поймой*. Именно здесь происходит наиболее интенсивная аккумуляция наносов вынесенных рекой на пойму, и отметка этой части, как правило, выше, чем высо-

та остальных частей поймы. Здесь постоянно встречаются скопления свежеотложенных наносов, образующих *прирусловой вал*. От прируслового вала в сторону подошвы склона долины располагается *центральная пойма*, далее – *средняя пойма*, которые имеют более низкие отметки. Часть дна долины, прилегающая к первой террасе, называется *притеррасной поймой* и представляет собой, как правило, заболоченную ложбину. В этой части чаще всего встречаются старицы, временные русла и другие отрицательные формы рельефа. Наиболее часто затапливаемая часть поймы называется *активная пойма*.

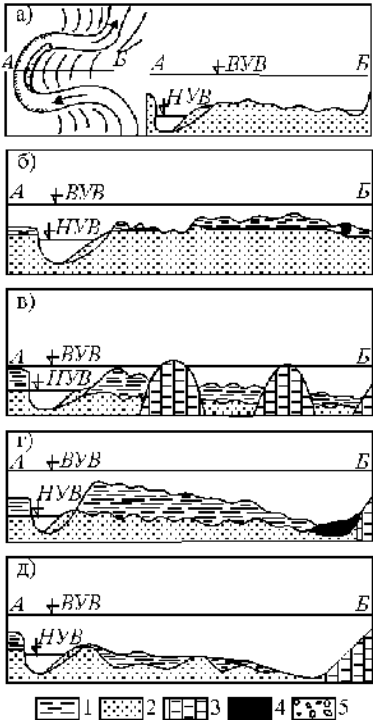


Рис. 4.7. Типичные поперечные разрезы пойм свободно меандрирующей реки (через центральную часть массива) (по данным ГГИ).

а – песчано-гривистая пойма;
б – ступенчато-гривистая пойма;
в – останцево-гривистая пойма;
г – возвышенно-глинистая пойма;
д – пониженно-суглинисто-гривистая пойма.
1 – пойменная фация аллювия (суглинки);
2 – русловая фация аллювия (пески);
3 – коренные породы;
4 – торф;
5 – гравий, галька.
ВУВ – высокий уровень воды,
НУВ – низкий уровень воды

Русло представляет собой часть дна долины, по которой осуществляется сток воды и перемещение наносов. При этом в зависимости от увлажненности территории, строения и размеров речной системы русла могут быть постоянно или временно действующими, а количество протекающей по руслу воды изменяется во

времени. На рис. 4.8 представлено поперечное сечение русла, которое представляет собой плоскость, перпендикулярную направлению движения потока и ограниченную снизу *дном*, с боков – *откосами*, сверху – уровнем воды.

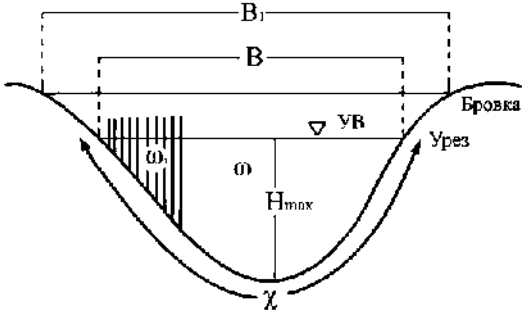


Рис. 4.8. Поперечное сечение русла реки.
B_1 – максимальная ширина русла, B – ширина русла при УВ, H_{max} – максимальная глубина при УВ, χ – смоченный периметр, ω – живое сечение русла, ω_1 – мертвое сечение, $\omega+\omega_1$ – общее сечение русла при УВ

Часть русла, по которой осуществляется сток, в период низкой водности называется *коренным*, или *меженным*, руслом. При возрастании расхода воды сечение русла увеличивается, и вода выходит на пойму. На поперечном профиле также различают *бровку берега, берег, урез воды*.

Непостоянство поперечного сечения русла связано не только с изменениями уровня воды, но и с изменениями самого сечения, которое со временем меняет свои очертания из-за постоянно совершающейся эрозии. Причем эти изменения происходят как в многолетнем разрезе, так и внутри года (сезонные размывы, намывы и т.п.).

В плане русло, как правило, имеет извилистую форму, которая возникла благодаря размывающей деятельности потока, являющейся следствием неустойчивости его прямолинейного движения. При этом различают гидрографическую и орографическую извилистости. В первом случае русло формируется в пределах широкого дна долины, во втором оно приспосабливается к извилинам самой долины (рис. 4.9). Гидрографическая извилистость образуется при наличии условий свободного перемещения русла по дну широкой долины.

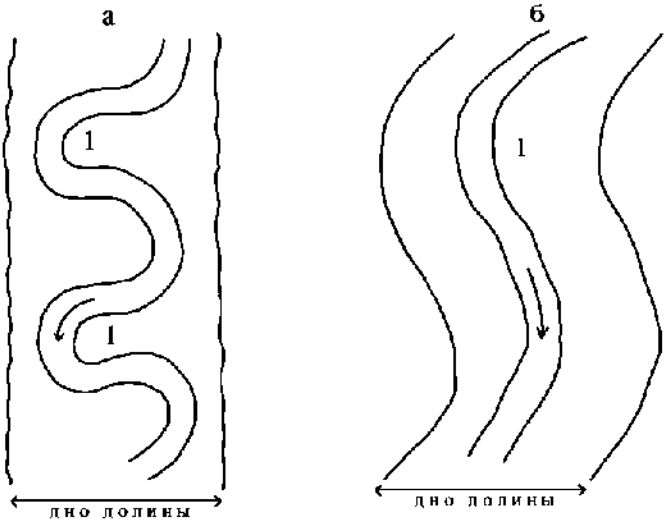


Рис. 4.9. Дно долины и меандрирующее русло.
а – гидрографическая извилистость, *б* – орографическая извилистость

Орографическая извилистость характерна для рек, текущих в трудно размываемых породах, и определяется наличием препятствий, которые поток вынужден обтекать. Примером гидрографической извилистости являются р. Волга, Амур.

Орографическая извилистость хорошо выражена на р. Ока, Дон, Днестр, Кама и др., в долинах которых имеются выходы трудно размываемых пород. Извилины русел носят название *меандр* или *излучин*, а наиболее распространенная форма переформирования этих излучин носит название *меандрирование*. Различают ограниченное, свободное и незавершенное меандрирование. *Ограниченное меандрирование* развивается на реках с узкими поймами и в плане имеет слабоизвилистую форму, близкую к синусоиде, которая мало изменяется на всем протяжении реки. *Свободное меандрирование* развивается на реках с широкой поймой, и излучины русла последовательно проходят все стадии развития вплоть до петлеобразных. Цикл развития излучины завершается прорывом ее перешейка и образованием *старицы*, которая является пойменным озером. Далее все повторяется сначала. *Незавершенное меандри-*

рование представляет собой процесс, при котором происходит промыв перешейка излучины, не достигшей петлеобразного вида. При этом образуется спрямляющее русло, а прежнее отмирает. Таким образом, в процессе меандрирования русло перемещается по дну долины, а излучины приобретают различные очертания. Все это оказывает влияние на функционирование поймы.

В процессе своего развития русло, помимо меандрирования, разветвляется на рукава, создавая другие русловые образования. *Рукав* – часть русла реки, отделенная от берега островом. *Остров* – часть поймы, ограниченная рукавами или протоками и покрытая растительностью (без растительности – *осередок*). *Проток* – ответвление реки, отличающееся от основного русла меньшими размерами. *Залив* – участок реки, глубоко вдающийся в берег. На судоходных реках он называется *затон* – место отстоя судов. *Отмель* – мелководное место в русле, обсыхающее при низкой воде. *Приплесок* – узкая песчаная или галечная полоса по береговому склону, затапливаемая при небольших подъемах воды. *Пляж* – широкая береговая полоса, сложенная речными наносами и незатапливаемая водой.

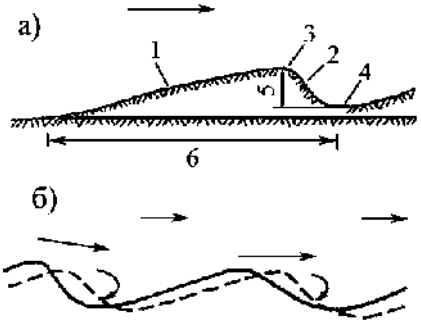


Рис. 4.10. Основные элементы гряды (*а*) и схемы ее перемещения (*б*). *1* – лобовой откос, *2* – низовой откос, *3* – гребень, *4* – подвалье, *5* – высота, *6* – длина гряды

Плановые очертания русла, его форма, элементы тесно связаны с распределением глубин и формами подводного рельефа. Это, прежде всего, эрозионно-аккумулятивные формы русловых образований, определяемые подвижными скоплениями наносов. К простейшим формам таких образований относятся *гряды*, представляющие собой скопления мелкозернистых наносов на дне русла и перемещающиеся вниз по течению рек с различными скоростями (рис. 4.10). В каждой гряде различают: *верховой (лобовой)* и *низовой (тыловой) откосы, гребень, подвалье*, высоту,

длину, крутизну. Гряды обычно располагаются по оси потока, занимая почти всю его ширину. Иногда гряды могут располагаться под некоторым углом. Такой вид гряд носит название *перекошенные гряды*. На слабоизвилистых участках русла гряды могут располагаться дугообразно, представляя особую форму подвижного скопления наносов в русле, занимающую всю или большую его часть. Такие гряды называются *ленточными*. В межень при понижении уровня прибрежные части ленточных гряд обсыхают и превращаются в *побочни*, располагающиеся относительно друг друга в шахматном порядке.

Образование гряд, скорости и режим их перемещения представляют разновидность волновой формы движения, которая возникает на границе двух сред (наносы, вода), движущихся с разными скоростями. К числу основных факторов образования и скорости движения гряд относятся глубина, скорость течения потока, особенности движения, описываемые числами Фруда. Поэтому параметры гряд, скорости их движения различны для разных рек. Например, на Волге в ее среднем течении высота гряд может превышать 1,5 м при их длине около 60 м. На р. Мсте менее многоводной, чем Волга, эти размеры составляют 0,8 и 22 м.

К числу особенностей строения речных русел и преимущественно на равнинных реках относится чередование на них глубоких и мелких участков. Эти образования получили, соответственно, названия плесы и перекаты. *Перекаты* образуются в местах, где в русле появляются условия, при которых резко уменьшаются скорости потока, снижается его транспортирующая способность и происходит отложение наносов. Это возможно, например, при резких расширениях русла, при разрушении подмываемых берегов и т.п. Отсюда, *перекатом* называется более или менее устойчивое образование в русле обычно в виде косого поперечного вала из наносов, пересекающего русло (рис. 4.11).

Возникновение перекатов приводит к формированию целого ряда новых русловых образований, являющихся элементами перекатов. К ним относятся: *седловина* или *гребень* – наиболее повышенная часть вала из наносов, *корыто переката* – наиболее глубокая часть седловины. *Верхняя коса* или верхние пески (верхний побочень) расположены выше по течению от корыта переката.

Нижняя коса, или нижние пески (нижний побочень), расположены ниже корыта. Верхняя и нижняя *плесовые лощины* (ложбины) – глубокие части русла, расположенные, соответственно, выше и ниже переката. Напорный (верхний) *скат* – верховая часть седловины, обращенная к верхней плесовой лощине. *Подвалье* – низовая часть седловины переката, обращенная к нижней плесовой лощине. Подвалье, как правило, более крутое, чем напорный скат. *Фарватер* – линия, соединяющая наиболее глубокие части переката и прилегающих к нему плесовых лощин. Частью фарватера является корыто.

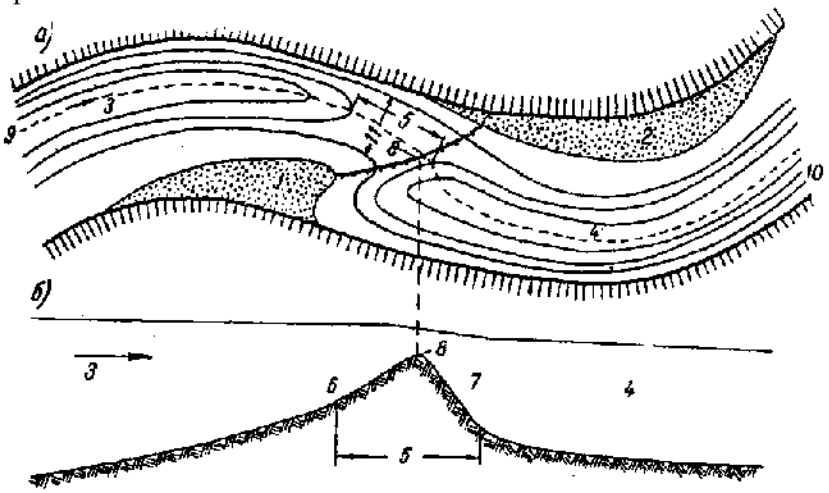


Рис. 4.11. Схема переката. *а* – план, *б* – продольный профиль по фарватеру: *1* – верхняя коса, *2* – нижняя коса, 3 – верхняя плесовая лощина, *4* – нижняя плесовая лощина, *5* – седловина, *6* – напорный скат, *7* – подвалье, *8* – гребень, *9* – фарватер, *10* – изобаты, *11* – корыто переката

В зависимости от состава грунтов, слагающих дно долины, от особенностей морфологии, условий движения водного потока встречаются перекаты различных типов. *Перевал* – вид переката, когда в местах изгиба русла наблюдаются плоские возвышения дна с малыми глубинами. Перекат называется *нормальным*, когда фарватер плавно переходит из одного плеса в другой, *сдвинутый* – когда фарватер представляет собой искривленную линию.

Перекаты, как правило, чередуются с плесами. *Плес* – более глубокий участок реки по сравнению с выше- и нижерасположенными.

Плесы и перекаты тесно взаимодействуют между собой и постепенно смещаются вниз по течению. Вместе с тем, на участках рек с искривленными, но не затопляемыми коренными берегами, перемещение плесов и перекатов затруднено.

Помимо разнообразия плановых очертаний русла неодинаковы и продольные профили рек, форма которых, как и поперечных профилей, зависит от режима водности, литологического состава горных пород и морфологических особенностей территории. Наиболее часто встречаются: плавно-вогнутые, имеющие вид асимметричной гиперболы, прямолинейные, характеризующиеся примерно равномерными уклонами на всем протяжении реки; выпуклые или сбросовые; ступенчатые в районах выхода трудно размываемых горных пород.

Перечисленные наиболее часто встречающиеся формы русловых образований отражают микро-, макро-, мезорельеф русел. При этом основными факторами, влияющими на формирование этого рельефа, являются речной сток, движение наносов, с одной стороны, и морфология, литологический состав пород, слагающих дно долины, – с другой. Взаимодействие этих факторов во времени определяют характер деформаций русел и приводят к образованию различных сочетаний элементов рельефа.

Наиболее полная классификация типов руслового процесса для равнинных рек разработана в ГГИ Н.Е. Кондратьевым и И.В. Поповым, в качестве классификационного признака принята извилистость русла, определяемая транспортирующей способностью потока. Всего выделено семь типов деформаций речных русел (рис. 4.12).

Ленточно-грядовый тип связан с перемещением ленточных гряд на прямолинейных участках русел без поймы во все фазы водного режима. *Побочневый тип* характерен для русел без поймы, которые не имеют закономерной извилистости. Образующиеся крупные гряды сползают вниз с перекошенным в плане положением их гребней. При этом гребень затопленной части гряды образует перекат, а ее подвалье – плес. *Ограниченное меандрирование* имеет место при деформации слаборазвитых излучин во время сползания их по течению. При этом размыв происходит у вогнутого берега ниже вершины излучины, а намыв – у выпуклого.

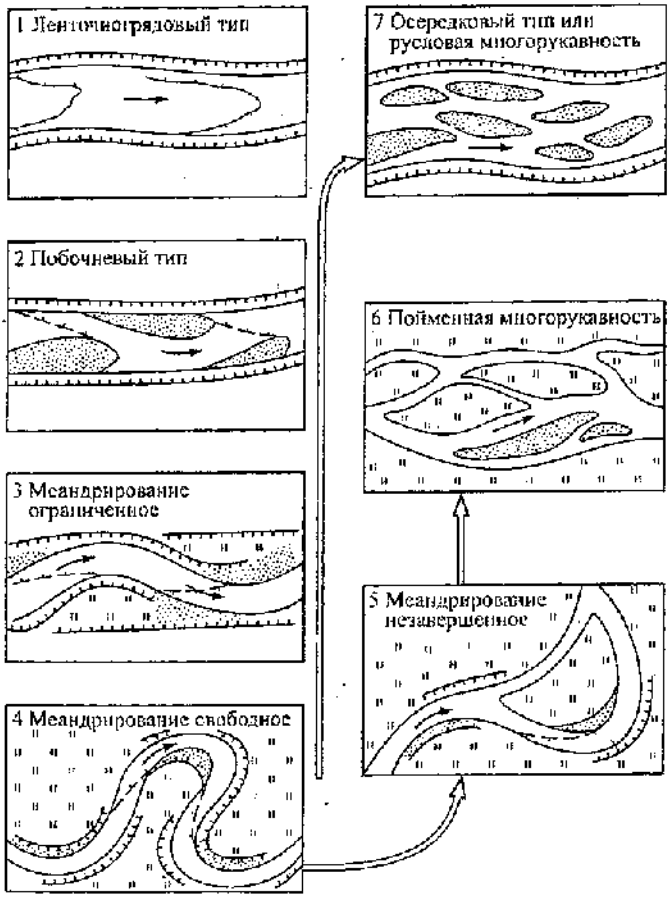


Рис. 4.12. Классификация рек ГГИ

При таком типе меандрирования образуются побочни. *Свободное меандрирование* сопровождается увеличением извилистости русла, а излучины достигают предельного значения. В этом случае происходит прорыв перешейка и образуется новое русло. *Незавершенное меандрирование* происходит при затопляемых поймах и различий в крупности донных и взвешенных наносов. В затопленной пойме образуются спрямляющие протоки, среди которых формируется главный, который, постепенно увеличиваясь, принимает в себя и меженные расходы. Старое главное русло

отмирает, а образовавшийся проток начинает повторять весь цикл развития. *Пойменная многорукавность* представляет более сложную форму незавершенного меандрирования, когда образовавшееся новое русло успевает развиться и создать свой спрямляющий рукав. При этом первоначальное основное русло продолжает существовать, что приводит к образованию широкой многорукавной поймы. *Русловая многорукавность* образуется в условиях перегруженности потока наносами в условиях малых уклонов. Для обеспечения перемещения наносов река вынуждена расширять русло, что приводит к образованию дополнительных рукавов и, как следствие, образованию осередков.

Перечисленные типы русел имеют различную пропускную способность, в том числе при движении наносов.

В настоящее время в ГГИ разработана количественная оценка пропускной способности типов русел с помощью критерия типа русла ξ:

$$\xi = I_0 B_0 / I, B, \qquad (4.9)$$

где I_0 – уклон дна по оси долины; B_0 – ширина активной поймы; I – уклон потока по тальвегу; B – ширина русла в бровках.

Величина ξ изменяется в широких пределах и равна 36,6 (номер 4 классификации), затем последовательное уменьшение – свободное меандрирование 14,65 (5), 7,93(6), 5,93(3), 2,6(2) до 1,97(7).

4.2.3. Физико-географические условия и морфометрические характеристики речных систем и их частей

Речные системы и их составные части могут быть параметризованы, т.е. представлены в виде некоторых числовых показателей, называемых *морфометрическими характеристиками.* Особенности речных систем отражают *физико-географические условия*, некоторые из которых также могут быть представлены в виде количественных характеристик. Морфометрические и физико-географические характеристики позволяют сравнивать речные системы между собой и являются важнейшими показателями условий формирования речного стока. При этом представленные ранее законы самоорганизации в природе позволяют выявлять взаимозависимость и взаимообусловленность морфометрических характеристик внутри территорий однородных по физико-географическим

условиям, что, в конечном счете, подтверждает существование одинаковых условий формирования речного стока и условий стекания воды.

Физико-географические условия – комплекс природных факторов, влияющих на формирование всей речной системы, структуры гидрографической сети и определяющих характер гидрологических процессов на той или иной территории.

К таким условиям, прежде всего, следует отнести местоположение речной системы (бассейна), определяемое географическими координатами, остальные факторы можно разделить на две группы: климатические (метеорологические) и факторы подстилающей поверхности. К первой относятся, прежде всего, атмосферные осадки и температура, количество, режим, распределение по территории (климатические сигналы). Ко второй группе – факторы, отражающие реакцию бассейнов на эти климатические сигналы, связанную с условиями формирования стока и его естественное регулирование (реактивные факторы). К ним относятся: геологическое строение и почвы бассейнов, орография и рельеф, растительный покров, наличие озер, болот, ледников.

Геологическое строение и почвы бассейна определяют количество подземных вод, участвующих в питании рек, условия инфильтрации атмосферных осадков. Орография и рельеф, ориентировка склонов (расчлененность рельефа) по отношению к направлению движения влагонесущих воздушных масс влияют на распределение атмосферных осадков и температур, снежного покрова по площади и по высоте. Для количественного описания структуры рельефа, для учета его расчлененности можно использовать известный *геоморфологический фактор* А.Н. Бефани (Ф):

$$\Phi = l / \sqrt{I}, \qquad (4.10)$$

где l – длина склонов, м; I – уклон склонов, ‰.

Чем больше величина Ф, тем сильнее расчлененность рельефа. Степень расчлененности рельефа косвенно отражает и коэффициент густоты речной сети (D).

Растительный покров и, прежде всего, лес также влияют на условия формирования речного стока через характер распределения осадков, дополнительного испарения за счет транспирации, увеличения инфильтрации в лесную подстилку.

Другие водные объекты, расположенные в бассейне, а также лес, являются естественными регуляторами речного стока, выравнивая его во времени. К этим объектам относятся озера, болота, ледники. Уровень их влияния оценивается величинами коэффициентов озерности ($f_{оз}$), заболоченности ($f_б$), оледенения ($f_{ол}$), залесенности ($f_л$), представляющих отношение суммарной площади этих объектов к площади рассматриваемых бассейнов (%).

Морфометрические характеристики речных систем и их частей определяются по географическим картам с нанесенными горизонталями. При этом масштаб карты влияет на точность определения характеристик. В настоящее время все шире используется информация, полученная с ИСЗ и представленная в виде фотоснимков.

К числу основных морфометрических характеристик бассейнов относятся:

– площадь бассейна A (км^2) – это важнейшая характеристика, определяющая общее количество воды в бассейне;

– средняя высота бассейна $\overline{H}$ (м):

$$\overline{H} = (f_1h_1 + f_2h_2 + \ldots + f_nh_n) / A, \qquad (4.11)$$

где f_1, f_2, ..., f_n – частные площади, заключенные между горизонталями; h_1, h_2,…, h_n – средняя высота между горизонталями; $A = \Sigma f_i$;

– средний уклон поверхности бассейна, определяющий скорость стекания воды (‰):

$$\bar{I} = (i_1f_1 + i_2f_2 + \ldots + i_nf_n) / A, \qquad (4.12)$$

где i_1, i_2, ..., i_n – уклоны, представляющие собой частное от деления разности отметок соседних горизонталей h на среднюю ширину площади между горизонталями ($\bar{l}$), вычисленную как полусумма длин смежных горизонталей l_n и l_{n-1}, $i = h/\bar{l}$ (%). Тогда

$$\bar{I} = \left[h\left(\frac{l_0 + l_n}{2} + l + l_2 + \ldots + l + \ldots + l_{n-1} \right) \right] / \mathrm{A} = h\Sigma l / A. \qquad (4.13)$$

Распределение площадей водосбора на разных высотах показывает гипсографическая кривая, являющаяся интегральной кривой гистограммы распределения площадей по высотным зонам (рис. 4.13). Кривая строится на основании данных о площадях f_i и соответствующих средних высотах h_i.

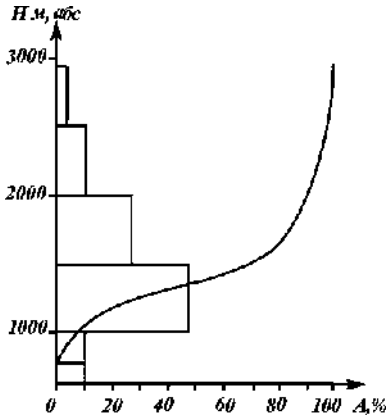


Рис. 4.13. Гипсографическая кривая р. Агаякан (бас. р. Индигирки)

Мерой асимметричности бассейна служит коэффициент

$$A = (A_л - A_п)/A, \qquad (4.14)$$

где $A_л$, $A_п$ – площади, соответственно, левой и правой частей бассейна по отношению к главной реке.

Длина реки L измеряется от истока к устью с введением поправочного коэффициента на извилистость, который изменяется от 1,0 для слабо извилистых русел с плавными излучинами до 1,25 при очень извилистых руслах. Для определения этих коэффициентов разработана специальная шкала образцов извилистости. *Коэффициент извилистости* представляет собой отношение фактической длины реки (L) к длине прямой (l) в масштабе карты, соединяющей исток и устье.

При изучении долин наибольший интерес представляет ширина поймы, которая также определяется по картам.

Для русел важнейшими характеристиками являются:

– продольный уклон реки:

$$I = (H_1 - H_2) / L, \qquad (4.15)$$

где H_1 и H_2 – соответственно, отметки истока реки и ее устья (или начала и конца участка); L – длина реки.

Уклоны по длине реки не остаются постоянными, а продольные профили могут иметь разнообразные очертания. Поэтому величины I, определенные по (4.14), в полной мере не отражают эти

особенности. Расчет выровненного уклона связан с проведением выравнивающей линии на построенном профиле $y = f(x)$. Эта линия должна проходить через точку с координатами $x = L/2$, $y = f/L$, f – площадь, ограниченная линией профиля и выравнивающей линией. При этом величина f должна быть одинаковой для площадей, расположенных выше и ниже выравнивающей линии. Закрепленная таким образом выравнивающая линия дает возможность определить новые отметки истока и устья и вычислить выровненный уклон реки также по формуле (4.14).

– площадь живого сечения русла ω для конкретного створа (рис. 4.8) определяется на основании измерения глубин (H) на промерных вертикалях, расстояния между которыми (l). Тогда $i = Hi\ li$;

– ширина реки B – расстояние между урезами воды на противоположных берегах;

– смоченный периметр χ – длина подводного контура живого сечения;

– максимальная глубина H_{max} – расстояние от поверхности воды до наиболее удаленной точки дна русла – средняя глубина $\overline{H} = \omega / B$, гидравлический радиус $R = \omega / \chi$ (ω – поперечное сечение русла). Во многих случаях, особенно для широких и мелководных рек, величина χ мало отличается от B, поэтому $R \approx B$.

Важнейшее значение для пропуска воды имеет форма русла, которая может изменяться от правильной параболической до очень сложной.

Чаще всего сечение русла (ω) можно описать уравнением, выведенным на основании имеющейся параболической зависимости между шириной русла B и максимальной глубиной H_{max}:

$$B = B' H_{max}^{m} . \tag{4.16}$$

Интегрируя от 0 до H_{max}, имеем:

$$\omega = \int_0^{H_{max}} B dH_{max} = B' \int_0^{H_{max}} H_{max}^{m} dH = \frac{B_0 H_{max}^{1+m}}{1+m} = \frac{BH}{1+m}, \tag{4.17}$$

где B' – ширина русла при $H_{max} = 1$, m – показатель формы русла, изменяющийся от 0 до 1, от прямоугольника до треугольника. При $m = 0{,}5$ сечение приобретает вид параболы, при $m = 0{,}67$ – вид треугольника.

Результатом параметризации элементов речных систем явилась возможность еще раз подтвердить важность законов самоорганизации и саморегулирования при формировании и развитии этих систем. Были установлены достаточно тесные связи между их элементами, которые аппроксимированы эмпирическими уравнениями, количественные характеристики которых меняются по географическим зонам. Например, существуют достаточно тесные зависимости между площадью бассейна и длиной главной реки:

$$A = aL^n, \tag{4.18}$$

где a и n – географические параметры. Например, для европейской территории России a = 0,58. N = 1,75; для территории Северной Америки a = 0,55, n = 1,76.

Между площадью бассейна и средним уклоном реки также существует зависимость:

$$\bar{I}_{\text{ср}} = bA^{-0,42}, \tag{4.19}$$

где также для Европейской территории России b = 28 для рек с A < 2500 км^2 и b = 14 для рек с A > 2500 км^2.

Установлены также зависимости между A и $\overline{H}$, между шириной реки и ее длиной и др. Обращает на себя внимание то, что большинство зависимостей представлены степенными уравнениями, т.е. нелинейны. Среди этих зависимостей встречаются связи как прямые, так и обратные. Например, длины рек возрастают с увеличением их бассейнов, но уклоны рек, наоборот, уменьшаются.

Поэтому, зная размеры некоторых элементов речных систем, можно ориентировочно составить представление о размерах других элементов в пределах одних и тех же физико-географических условий. Подобные зависимости представлены в п. 4.2.1, где в качестве аргументов выступают классы рек.

4.3. Озера и водохранилища

4.3.1. Формирование и строение озер, водохранилищ и их водосборов

Озеро – естественный водоем замедленного водообмена, не имеющий обратной связи с океаном. *Водохранилище* – рукотворный водоем, также имеющий замедленный водообмен, созданный

для накопления воды и ее дальнейшего использования в хозяйственных целях и для регулирования речного стока. Режимные характеристики водохранилищ во многом отличаются от характеристик естественных озер, тем не менее, у этих водных объектов можно обнаружить и много общих черт. Поэтому озера и водохранилища рассматриваются под общим названием – *водоемы*.

Всего озер на земном шаре по самым приближенным подсчетам – 8–9 млн, а запасы воды превышают 176 тыс. км^3. На рассматриваемой территории – 2,95 млн, в России – 2,2 млн. Водохранилищ в мире насчитывается около 60 тыс. с полным объемом воды, превышающим 6000 км^3 . На рассматриваемой территории число таких водохранилищ превышает 2,5 тыс., их полный объем – более 1000 км^3.

Все водоемы представляют собой котловины, заполненные водой и имеющие водосборные площади, с которых вода поступает в эти котловины. В этом случае водоемы и их водосборы образуют системы, плановые размеры которых ($A_с$) представляют собой сумму площадей водоемов ($A_о$) и их водосборов ($A_б$):

$$A_с = A_о + A_б. \qquad (4.20)$$

Систему можно также охарактеризовать через так называемый «удельный водосбор» (K), равный:

$$K = A_б/A_о\ . \qquad (4.21)$$

Величина удельного водосбора – очень важная характеристика, которая определяет многие черты гидрологического режима озер и водохранилищ. Например, для Ладожского озера K = 15,5, для оз. Ильмень K = 67,0, для оз. Селигер K = 10,9. Для водохранилищ, особенно долинного типа, величины удельных водосборов значительно больше. Например, для Братского водохранилища K = 133, для Волгоградского K = 386 и т.п. Так как размеры озер часто меняются во времени, непостоянными являются и коэффициенты K. А это может быть связано с изменениями увлажнения или хозяйственной деятельностью. Непостоянными могут быть и площади водосборов. Более консервативной величиной является общая площадь системы, хотя в засушливых районах или в зоне тундры из-за низкого рельефа, нечетких водоразделов появляется вероятность перелива воды из соседних бассейнов. Напри-

мер, в Казахстане водосборные площади из года в год не остаются постоянными, сильно варьируют и площади озер, вплоть до их полного исчезновения. Так, в системе оз. Аксуат (многолетнее значение $A_о$ = 123 км^2, $A_б$ = 4870 км^2, $A_с$ = 4993 км^2) значение $A_б$ изменяется от 3300 км^2 в маловодные годы, до 16 000 км^2 – в многоводные. Каждые 20–30 лет резко увеличивается площадь бассейна оз. Кучук, расположенного на юге Западной Сибири за счет соединения его с бассейном соседнего Кулундинского озера ($A_б$ оз. Кучук 3240 км^2, оз. Кулундинского $A_б$ = 24 000 км^2).

Одной из важных особенностей озерных систем является наличие в их бассейнах других озер. При этом могут быть как одиночные озера, так и цепочки озер (*линейная озерность*), соединенные между собой участками рек или протоками. В этом случае имеют место озерно-речные системы. Особенно широко озерно-речные системы распространены на Северо-Западе России, в странах Балтии, Беларуси, Казахстане. Крупнейшей озерно-речной системой в России является система Ладожского озера. Это очень сложная система, состоящая из нескольких озерно-речных систем. Крупнейшей озерно-речной системой в мире является система Великих Американских Озер (Верхнее, Мичиган, Гурон, Эри, Сент-Клер, Онтарио), площадь их поверхности превышает 246 тыс. км^2. В зоне недостаточного увлажнения также встречаются озерно-речные системы, как постоянно действующие при современном климате, так и временные. Встречаются озера, которые соединялись ранее, но в связи с усыханием территории превратились в разобщенные водоемы. Например, система Боровых озер в Казахстане, приуроченная к древней речной долине, куда входят, по крайней мере, 11 озер (Большое и Малое Чебачье, Боровое, Жупей, Куртыколь и др.).

Аналогом озерно-речных систем при изучении водохранилищ являются каскады водохранилищ. Например, только на Волге имеется 9 водохранилищ, 5 водохранилищ на Ангаре и т.п.

Озера и водохранилища являются частью гидрографической сети и участвуют в большом круговороте воды в природе, замедляя водообмен между речными системами и океаном. В засушливых областях озера могут быть конечными звеньями гидрографической сети – водоприемниками. Замедленный водообмен приводит также к изменению физико-химических и биологических про-

цессов по сравнению с реками. Можно также отметить, что озера в геологическом масштабе являются временными образованиями, продолжительность жизни которых меняется от суток до миллионов лет. Продолжительность работы водохранилищ в основном определяется человеком.

Для образования водоемов требуются котловины и вода. Поэтому естественные озера распространены практически повсеместно, но наибольшие их скопления приурочены к областям древнего и современного оледенения, к районам крупных тектонических разломов земной коры и к засушливым районам, не имеющим стока в океан.

Водохранилища создаются человеком в экономически развитых районах и основная их задача – хранение воды и регулирование речного стока.

4.3.2. Котловины водоемов

Происхождение котловин. Современные котловины водоемов являются результатом преобразования в процессе эволюции первоначальных депрессий, образовавшихся в земной коре, или емкостей, образованных естественным или искусственным путем, которые могут удерживать воду. Эти депрессии и емкости образуются под действием большого количества разнообразных причин, включающих климатические, геологические, морфологические факторы. Действие этих факторов осуществляется одновременно или последовательно – один за другим, что и приводит к формированию котловин, чрезвычайно разнообразных как по своей форме, размерам, так и местоположению.

Озерные котловины наряду с простыми почти правильными воронкообразными формами имеют сложные и даже причудливые формы. Не менее разнообразны очертания котловин в плане: от округлых, вытянутых до неправильно лопастных, изогнутых и др. В широком диапазоне колеблются и размеры котловин. Площади поверхности и объем крупнейших котловин достигают сотен тысяч квадратных километров. При этом в горных районах глубины котловин могут достигать сотен метров, в то же время в полупустынных и пустынных районах глубины даже очень больших котловин могут составлять всего несколько десятков сантиметров.

Все факторы, первоначально действующие при формировании котловин, можно разделить на три основные группы: эндогенные (внутренние), экзогенные (внешние), антропогенные (человеческая деятельность).

Под *эндогенными* факторами понимаются процессы, происходящие внутри земной коры и вызывающие ее движения. Таким образом, образуются трещины в земной коре – рифты, синклинали (вогнутые складки), грабены (оседание участка земной поверхности вдоль системы вертикальных трещин) и т.п. Подобные процессы участвуют и при формировании речных долин. Перечисленные процессы образуют *тектонические* котловины. К эндогенным факторам относится вулканическая деятельность, благодаря которой образуются кратеры вулканов, а кратеры потухших вулканов представляют собой котловины будущих озер. Такие котловины называются вулканическими. Тектонические котловины обычно глубокие, чаще всего вытянуты в длину. Образуются в районах, где была активная тектоническая деятельность. К тектоническим относятся котловины крупных озер: Иссык-Куля, Севана, Онежского и др., и меньших по размерам: Телецкого, Рицы и др. Типично *рифтовая котловина* у оз. Байкал. *Вулканические котловины* имеют небольшие площади, округлые очертания, воронкообразную форму и большие глубины. Они встречаются в районах проявления вулканической деятельности. Например, на Камчатке, на Курильских островах. К этому типу относится котловина озера. Наиболее крупной из вулканических котловин является котловина оз. Орегон в Кордильерах, площадь которого около 20 км^2, а глубина достигает 650 м.

Экзогенные факторы действуют на поверхности Земли и к ним относятся: водная эрозия, движение ледника, ветровое и морозное выветривание, карст, термокарст, запруды разного происхождения, образовавшиеся естественным путем, изменения речных русел, морских заливов т.п. *Эрозионные* котловины связаны с размывающей деятельностью речных вод. К ним относятся небольшие котловины, образовавшиеся в поймах рек при отшнуровывании излучин от главной русла. При этом образуются озера – старицы. Таких котловин очень много в поймах Волги, Оби, Амура и других крупных рек с широкими поймами. К разряду эрозионных можно

отнести *плесовые* котловины, представляющие собой разобщенные в межень плесы пересыхающих рек, что свойственно районам недостаточного увлажнения.

Движение древних ледников – также разновидность эрозионных процессов в периоды трансгрессии, когда происходит выпахивание поверхности земли и образуются *ледниковые* котловины. Такие котловины широко распространены в районах древнего оледенения. Например, на территории Карельского перешейка, Карелии, Кольского полуострова. Особенностью таких котловин является их вытянутость в направлении движения ледника.

Результатом деятельности ледника является также образование *аккумулятивных* котловин, образовавшихся среди моренных отложений при отступании ледника. Такие котловины распространены на северо-западе России, в странах Балтии, средней и северной части Западной Сибири. Такие котловины могут также образоваться при движении современных ледников в предгорьях Кавказа, в Восточной Сибири и носят название *моренных*.

Целый класс котловин связан с образованием провалов в земной поверхности, вызванных действием подземных вод, таянием ископаемого льда. Например, *просадочные (суффозионные)* котловины образуются в районах, где подземные воды вымывают из почв некоторые соли, растворяют их, почва оседает, образуя котловину. Такие котловины распространены в лесостепных, степных районах юга Западной Сибири, в Казахстане.

Карстовые котловины образуются в районах распространения горных пород подверженных растворению. Такие котловины, как правило, представляют собой воронки правильной формы, небольшой площади поверхности, но значительной глубины. Карстовые районы распространены на северо-востоке Русской равнины, в Предуралье, на Кавказе и в некоторых областях центра Русской равнины.

В районах распространения многолетнемерзлых пород распространены *термокарстовые* котловины, образующиеся при протаивании этих пород и их оседании. Эти котловины также имеют овальную форму, но небольшие глубины. К числу котловин экзогенного происхождения можно отнести котловины, возникшие в результате горных обвалов, перегородивших речные долины.

К числу таких *завальных котловин* можно отнести котловину Сарезского озера на Памире, которое возникло в 1911 г. в результате горного обвала, произошедшего во время землетрясения и перегородившего р. Мургаб. Такое же происхождение имеет котловина Кроноцкого озера на Камчатке.

Под действием ветра образуются *эоловые котловины* – котловины выдувания, встречающиеся чаще всего на открытых пространствах засушливых районов Казахстана Средней Азии. К числу редко встречающихся котловин можно отнести *вторичные* котловины, возникшие на месте зарастающих озер и на болотах. Лиманы и лагуны образуются вследствие отчленения от морей и крупных озер, пересыхающих заливов и бухт и при затоплении устьев рек.

Метеоритные котловины возникают в результате падения метеоритов, образующих углубления в земной поверхности. Например, оз. Каали в Эстонии.

Каровые котловины обязаны деятельности горных ледников, формируются в карах – циркообразных углублениях в горах, встречаются на Кавказе, в горах Средней Азии.

При образовании котловин очень часто участвуют одновременно несколько факторов. Например, котловины Ладожского и Онежского озер расположены в крупном тектоническом прогибе, в то же время южные части котловин этих озер сформированы ледником. Сложное происхождение имеет котловина Телецкого озера на Алтае. Котловина Аральского моря образовалась под действием тектонического фактора и процессов выдувания.

Антропогенные факторы – это результат действия человека. Котловины антропогенного происхождения образуются при возведении подпорных сооружений на реках, в первую очередь для образования водохранилищ, или для создания искусственных углублений в земной поверхности при разработке карьеров для строительных целей, или для образования прудов, также имеющих хозяйственное значение.

В зависимости от производственных задач водохранилища создаются на различных реках и имеют разные технические характеристики, во многом зависящие от вида и размеров котловины, образовавшейся при возведении плотины.

По генезису котловины водохранилищ можно разделить на русловые и долинные. *Долинные* котловины включают часть речной долины, которая служит им ложем. *Русловые* котловины находятся в пределах русла и низкой поймы реки. При заполнении этих котловин водой образуются русловые и долинные водохранилища, главным признаком которых является увеличение глубин от верхней части водохранилища к приплотинной. Как правило, такие водохранилища узкие и вытянутые в длину. К их числу относятся водохранилища, расположенные в волжском каскаде: Горьковское, Куйбышевское, Волгоградское. Красноярское на Енисее, Братское на Ангаре и др. В тоже время в зависимости от морфологии долины котловины могут иметь и другую форму. Например, Рыбинское водохранилище образовалось при затоплении обширной низменной территории в месте слияния р. Шексны и Мологи с Волгой.

В случае если плотина строится на реке, вытекающей из озера, и подпор от нее распространяется на это озеро, то образовавшаяся котловина включает долинную (русловую) часть реки и котловину озера. Водохранилища такого типа называются озерно-речными. Такими водохранилищами являются Иркутское на Ангаре вместе с оз. Байкал, Верхне-Свирское на Свири вместе с Онежским озером и др. Такие водохранилища иногда называют хвостовыми, подчеркивая, что их регулирующая емкость находится в зоне выклинивания подпора, то есть на озере.

При перегораживании русла непосредственно в месте вытекания реки из озера образуются озерные водохранилища, котловинами которых служат котловины озер. Таких водохранилищ много в Карелии. Например, превращены в водохранилища такие крупные озера, как Топозеро, Пяозеро и др.

По мнению известного специалиста в области изучения водохранилищ Ю.М. Матарзина, создание водохранилищ в последние годы требует включения новых генетических групп водохранилищ, таких как морские (лиманные, фиордовые и т.п.) и подземные (замкнутые гидрогеологические бассейны).

Отмеченные выше искусственно вырытые котловины, заполненные водой, представляют собой особый класс наливных водохранилищ. Такие водохранилища образуются в карьерах, горных выработках и т.п.

Эволюция котловин. С заполнением котловин водой, т.е. образованием озер и водохранилищ, начинается преобразование котловин. Меняются их размеры, очертания, форма. К основным факторам преобразования относятся: отложения наносов принесенных реками (заиление), разрушение берегов и образование береговых отмелей, поступление твердых частиц принесенных ветром, химические и биологические процессы, протекающие в воде, и др. Интенсивность этих процессов определяется главным образом климатическими факторами, которые определяют водность периода, режим наполнения водоема, деятельность ветра, термический режим. Важное значение также имеют первоначальное строение котловин, размеры и состав грунтов водосборных площадей. Для водохранилищ важным фактором является режим его работы. Чем раньше образовался водоем, чем продолжительнее период его эволюции, тем большим изменениям подверглась котловина.

Количество поступивших по рекам твердых частиц и отложившихся в котловине зависит от условий формирования твердого стока на водосборе и от интенсивности водообмена самого водоема. Чем интенсивнее водообмен, тем меньшее их количество откладывается в котловине, тем большая часть транзитом уходит за пределы водоема. Только в бессточных водоемах все поступившие твердые частицы задерживаются полностью. Учитывая, что твердый сток выше в районах недостаточного увлажнения, что там расположены и бессточные озера, то и заполнение котловин наносами происходит быстрее. Одновременно в самом водоеме постоянно происходит отмирание живых организмов, растительности, продукты отмирания также откладываются в котловине.

Переформирование берегов происходит под действием ветровых волн, а сам процесс носит название «абразия». При этом продукты разрушения откладываются ниже уреза воды, образуя береговую отмель, а часть перемещается в глубоководную зону котловины, увеличивая толщину слоя донных отложений. Вид первоначального берега и переработанного приведен на рис. 4.14, на котором представлены его элементы. В случае изменения многолетнего уровня воды в водоеме процесс абразии будет происходить на других отметках, а образовавшаяся береговая зона приобретет более сложную форму.

С течением времени в прибрежной мелководной зоне формируются одинаково пологие участки берега, происходит выравнивание береговой линии, а склоны котловины преобразуются в мелководную область – *литораль*, куда входят прибрежная и береговая отмели. Аналог в морях – шельф. Размеры литорали могут быть самыми разнообразными. На крупных водоемах эта часть котловины может простираться на десятки километров. В этой части волнение непосредственно воздействует на дно. Продолжение литорали – *сублитораль* также входит в прибрежную зону, но по сравнению с литоралью имеет большие уклоны. Глубинная область котловины, где откладываются наносы, называется *пелагиаль*.

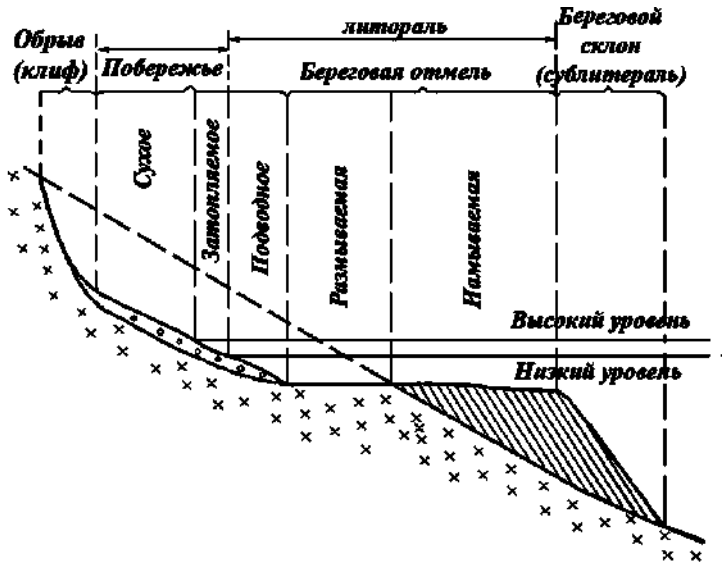


Рис. 4.14. Схема береговой зоны водоема

Соотношение размеров элементов береговой зоны зависит не только от волновой деятельности, но и от состава грунтов, слагающих склоны котловин. Существует понятие «коэффициент аккумуляции», равный отношению объемов (площадей) аккумуляции и размыва ($K_а$), показывающий, какая часть размытой породы откладывается в зоне аккумуляции. Чем более трудноразмываемые грунты, тем больше $K_а$. Например, для суглинков, супесей, тонких песков $K_а$ = 5–10 %, для песков $K_а$ = 20–50 %, для галечников и

щебня $K_а$ = 60–70 %. В период эволюции берега глубины мелководной части побережья уменьшаются, что способствует разрушению волн вдали от берега, и процесс абразии прекращается. В этом случае чаще для озерных котловин вырабатывается *профиль равновесия* и переформирование берега замедляется или прекращается вообще. Для водохранилищ, как более молодых образований, этот процесс может продолжаться.

В плане котловины водоемов могут приобретать также сложные формы, которые определяются не только перечисленными процессами, но и геоморфологическими особенностями окружающей местности. Как и на реках, на водоемах можно различать: заливы, бухты (небольшие заливы) – части водоема более или менее далеко врезающиеся в сушу, имеющие специфические черты режима, отличные от режима самого водоема. *Плесы* – расширенные и глубоководные, обособленные части водоемов. Особенно часто эти образования встречаются у долинных и русловых водохранилищ. Например, Куйбышевское водохранилище состоит из 9 плесов, оз. Селигер – из 23. Острова – части суши, окруженные водой. Например, на Ладожском озере более 500 островов общей площадью 500 км^2.

Иногда долинные водохранилища делят на речную и приплотинную части. В первом случае гидрологический режим близок к речному, во втором – к озерному.

Таким образом, пройдя длительный путь эволюции, котловины водоемов приобрели современный вид. Следует заметить, что преобразование котловин происходит и в настоящее время. При этом постоянно возникают новые котловины, а старые исчезают (заиление, уменьшение водности, антропогенные факторы).

4.3.3. Морфометрические характеристики водоемов и их бассейнов

Для количественного выражения особенностей строения котловин используются их морфометрические характеристики (показатели). Эти показатели широко применяются в практических целях. Ряд характеристик представляются очень важными и определяют многие особенности гидрологического, гидрохимического, гидробиологического режимов водоемов. Кроме того, они позво-

ляют сравнивать котловины между собой. Основой для определения морфометрических характеристик служит план озера или водохранилища в изобатах (изобаты – линии равных глубин) и план их бассейнов. Большинство характеристик и озер, и водохранилищ являются одинаковыми. Однако есть и некоторые различия.

К основным морфометрическим показателям озер относятся: длина, ширина и изрезанность береговой линии, площадь зеркала, объём, средняя и минимальная глубина, форма котловины.

Длина (L) – кратчайшее расстояние между двумя наиболее удалёнными точками береговой линии озера, измеряемое по его поверхности. В зависимости от формы озера эта линия может быть прямой или ломаной. В случае сложной формы поверхности озера длина определяется как сумма отрезков, соединяющих центры вписанных окружностей (рис. 4.15).

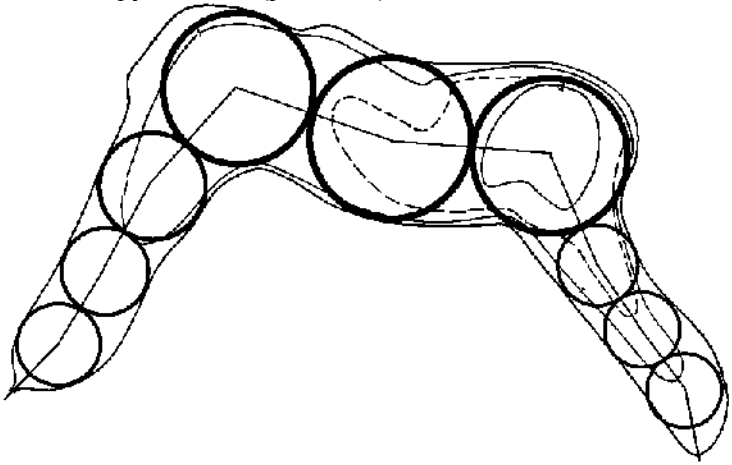


Рис. 4.15. К определению средней длины водоема сложной формы

Ширина (B) – различаются: средняя ($\overline{B}$) – частное от деления площади поверхности озера (A_0) на его длину (L) и максимальная (B_{max}) – наибольшее расстояние между берегами по перпендикуляру к линии длины озера.

Длина береговой линии (l_0) измеряется по урезу воды (нулевой изобате).

Изрезанность береговой линии (развитие) характеризуется отношением длины береговой линии к длине окружности круга, площадь которого равна площади озера.

$$m = l_0 / 2\sqrt{\pi A_0}\,. \qquad (4.22)$$

Высокое значение *m* говорит о большой изрезанности берега, наличии бухт, заливов.

Площадь поверхности (зеркала) A_0 и площади, ограниченные изобатами (A_1, A_2,…, A_n), определяются планиметрированием. Объём (V_0) – сумма объёмов слоёв воды в озере, ограниченных плоскостями изобат и принимаемых за правильные геометрические тела – призмы, усечённые конусы:

$$V_0 = 0{,}5[(A_0 + A_1)h_1 + (A_1 + A_2)h_2 + \ldots + (A_{n-1} + A_n)h_n], \qquad (4.23)$$

где h_1, h_2, …, h_n – сечение изобат, или усеченные конусы:

$$V_0 = 0{,}33[h_1(A_1 + A_2 + \sqrt{A_1 A_2}) + h_2(A_1 + A_2 + \sqrt{A_1 A_2}) + \ldots + h_n(A_{n-1} + A_n\sqrt{A_{n-1} A_n})]. \qquad (4.24)$$

Обозначения – как в (4.23). Последнее слагаемое может представлять обычный конус. Максимальная глубина (H_{max}) находится по данным промеров. Средняя глубина ($\overline{H}$) равняется частному от деления объёма озера на его площадь $\overline{H} = V_0 / A_0$.

Форма котловины характеризуется коэффициентом формы (Ф), представляет собой приближение к какой-либо правильной геометрической фигуре и определяется как отношение средней глубины к максимальной Ф = $\overline{H}/H_{max}$. При этом для конуса Ф = = 0,33, полуэллипсоида – 0,67, цилиндра – 1.

Большинство перечисленных характеристик заметно изменяется при разном наполнении озёр.

Помимо этих характеристик, иногда используются и менее распространённые:

– средний уклон дна водоема (*I*, ‰) представляет собой

$$I = (0{,}5l_0 + l_1 + l_2 + \cdots + l_{n-1})n^{-1}H_{max}A_0^{-0{,}5}, \qquad (4.25)$$

где l_1, l_2, …, l_{n-1} – длина изобат; *n* – число изобат;

– островность (*a*, %) – отношение суммарной площади всех островов ($\sum A_{остр}$) к общей площади озера A_0: $a = \sum A_{остр} / A_0$;

– коэффициент глубинности (*B*) $B = \overline{H} / \sqrt[3]{A_0}$ и коэффициент открытости (*C*) $C = A_0 / \overline{H}$.

Существуют определенные зависимости между глубиной (или уровнем) озера, площадью его зеркала и объёмом воды. Эти зависимости позволяют определить по данным *H* соответствующие им *A* и *V*. Связи *A* = *f*(*H*) и *V* = *f*(*H*) имеют различный вид, зависящий от формы котловины, и называются, соответственно, *батиграфической* и *объёмной кривыми* (рис. 4.16).

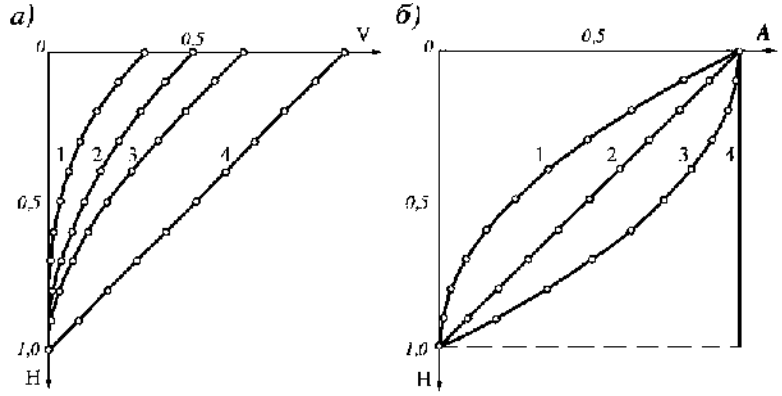


Рис. 4.16. Объемные (*а*) и батиграфические (*б*) кривые классических геометрических фигур. *1* – конус, *2* – параболоид, *3* – полуэллипсоид, *4* – цилиндр

На рис. 4.17 даны батиграфические и объёмные кривые некоторых крупнейших озёр и водохранилищ земного шара. Названия этих водоемов приведены в [25, 72].

В природе наблюдается большое разнообразие форм котловин. Прежде всего, это различие определяется их происхождением и эволюцией. Считается, что котловины одного и того же происхождения и возраста должны иметь схожие относительные размеры. Так, котловины тектонического происхождения более глубокие, чем, например, ледникового, а формы котловин, соответственно, ближе к конусу и параболоиду. Карстовые котловины невелики по площади, но относительно глубокие, в то время как котловины эолового происхождения имеют малые глубины и т.п. На рис. 4.18 приведена зависимость *V* = *f*(*A*) для северо-западного озерного района России.

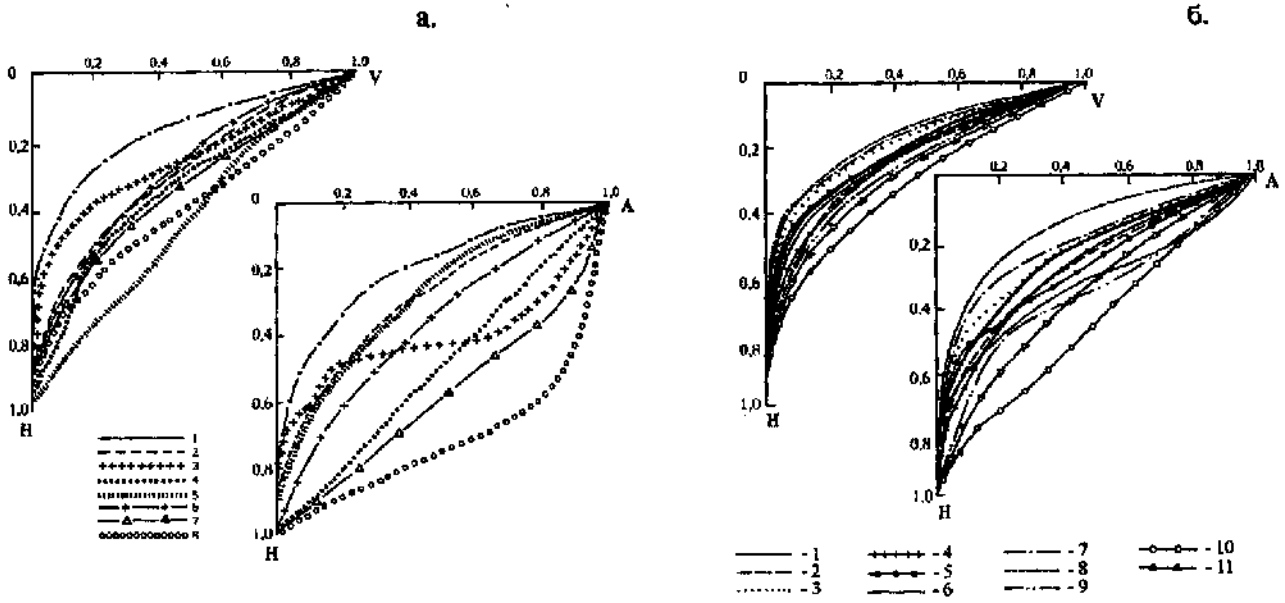


Рис. 4.17. Безразмерные батиграфические и объемные кривые озер (*а*)
и водохранилищ (*б*) (по К.К. Эдельштейну)

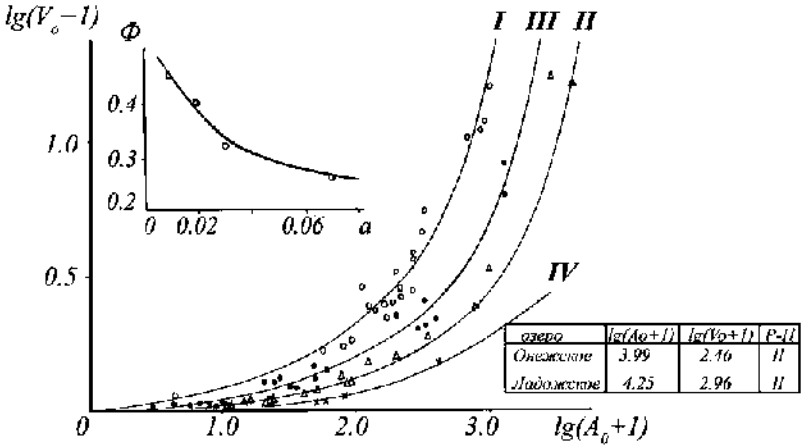


Рис. 4.18. Зависимость $V_o = f(A_o)$ объема воды в озере от его площади (по А.М. Догановскому)

Несмотря на небольшой объем выборки, озера района можно разделить на четыре генетические группы:

1) озера Карелии и Кольского полуострова с высотами расположения озер более 100 м. Котловины преимущественно тектонического происхождения;

2) озера восточной части Карелии и Кольского полуострова, высота менее 100 м. Озера озерно-аллювиальных равнин;

3) озера, приуроченные к главному моренному поясу. Высоты более 100 м;

4) более старые и более мелкие озера, образовавшиеся при отступлении московского ледника.

Соответственно, делятся и русла вытекающих из озер рек. Подобные зависимости справедливы и для других районов и других групп озер. Общая закономерность установленных зависимостей выражена уравнением:

$$Y = a\, X^m e^{x-1}, \qquad (4.26)$$

где $X = A_0 + 1$; $Y = V_0 + 1$; a и m – параметры, зависящие от геоморфологических, геологических особенностей района. Например, a зависит от формы котловины (Ф). Эта зависимость приведена на «врезке» на рисунке. Детализация таких зависимостей позволит ориентировочно определять водные ресурсы озер по данным об их площадях.

Подобные зависимости характерны и для водохранилищ с учетом типов их котловин.

Помимо классификации озёр и водохранилищ по генезису котловин их можно классифицировать по морфометрическим характеристикам: по глубине (мелкие, глубокие …), по форме котловины (цилиндрические, округлые …) и по размерам.

По размерам площади зеркала все озёра можно разделить: очень малые – до 1 км^2; малые – 1–10 км^2; средние – 10–100 км^2; средние вторые – 100–1000 км^2; крупные – 1000–10 000 км^2; великие >10 000 км^2. Для водохранилищ существуют несколько иные разделения площадей: самые малые – менее 10 км^2; малые – до 50 км^2; средние – до 250 км^2; большие – до 1000 км^2; крупные – >1000 км^2.

4.4. Болота и заболоченные земли

4.4.1. Общие условия заболачивания земель

Болото – природное образование, представляющее собой переувлажнённый участок земной поверхности с образовавшимся слоем торфа и наличием специфических форм растительности, приспособленных к условиям избытка влаги, слабой проточности и недостатку кислорода. При этом процесс торфообразования и торфонакопления происходит на поверхности минеральных пород в результате неполного разложения ежегодно отмирающей массы растений. Территории, на которых слой торфа не превышает 30 см, называются *заболоченными землями*. Растительность заболоченных земель отличается от растительности болот тем, что её корневая система во многом получает питание из минерального грунта. Однако в мировой практике к болотам причисляют не только торфяники, но и минеральные болота с аллювиальным субстратом, заболоченные луга, леса, участки тундры. К болотам также можно отнести огромные пространства заболоченных тропических лесов, морских побережий и сезонно переувлажненных земель саванн. Все эти объекты объединяет избыточное застойное увлажнение, небольшое количество торфа, а иногда и его отсутствие. Такие разновидности болот также можно отнести к заболоченным землям. Тем не менее, наличие большого количества торфа создает особые условия водного режима, который во многом определяется

физическими и химическими свойствами этого субстрата. Поэтому при рассмотрении болот основное внимание будет уделено собственно болотам и заболоченным землям, где есть торф. Тем более что на территории нашей страны наибольшее распространение как раз и получили такие водные объекты – *торфяные болота*.

Участок земной поверхности, на котором расположено болото в пределах одного замкнутого контура, проведённого по границе торфяной залежи, называется *болотным массивом*. Именно на периферии болотный массив часто переходит в заболоченные земли. Если болотный массив образован из одного первичного очага заболачивания – это простой болотный массив, если из нескольких – сложный болотный массив. Вместе с водосборными площадями болота образуют *болотные системы.*

Образование болот происходит повсеместно в условиях как тёплого, так и холодного климата, за исключением областей постоянных снегов и льдов, а также пустынь гипераридного климата. Эти образования можно встретить в различных физико-географических зонах, как на равнинах, так и в горах, на дне и склонах речных долин, на водораздельных пространствах. При этом необходимо выполнение следующих условий: постоянный избыток влаги в почве и на её поверхности при слабом общем водообмене, в том числе с подземными водами. Такой избыток влаги вызывает недостаток кислородного обмена, затрудняет доступ воздуха в почвогрунты и обусловливает неполное окисление отмирающих остатков растений. Это и приводит к постепенному превращению их в органическую породу – *торф*. Торф характеризуется большой водоудерживающей способностью и исключительно высоким содержанием воды – до 97 % по объёму.

Таким образом, по мере торфонакопления болото удерживает огромное количество воды, временно изымая её из влагооборота и регулируя речной сток вытекающих рек. В болотных массивах всех континентов одновременно содержится примерно 11 470 км^3 воды при общей площади болот 2682 тыс. км^2. Это количество в течение времени не остаётся постоянным, поэтому меняется структура и состав растительного покрова болотных массивов, а это, в свою очередь, приводит к изменению основных физических свойств поверхности земли и к образованию *болотных ланд-*

шафтов. Площади этих образований на равнинных территориях могут достигать десятков тысяч квадратных километров.

В зоне избыточного увлажнения заболачивание может происходить как на водораздельных пространствах, так и в замкнутых котловинах. В первом случае заболачивание начинается в местах понижений на плоских и слабовыпуклых формах рельефа. По мере накопления торфа отметки его поверхности достигают отметок окружающей местности, и болото начинает развиваться вширь, постепенно захватывая более высокие отметки и превращаясь в болотные массивы (рис. 4.19).

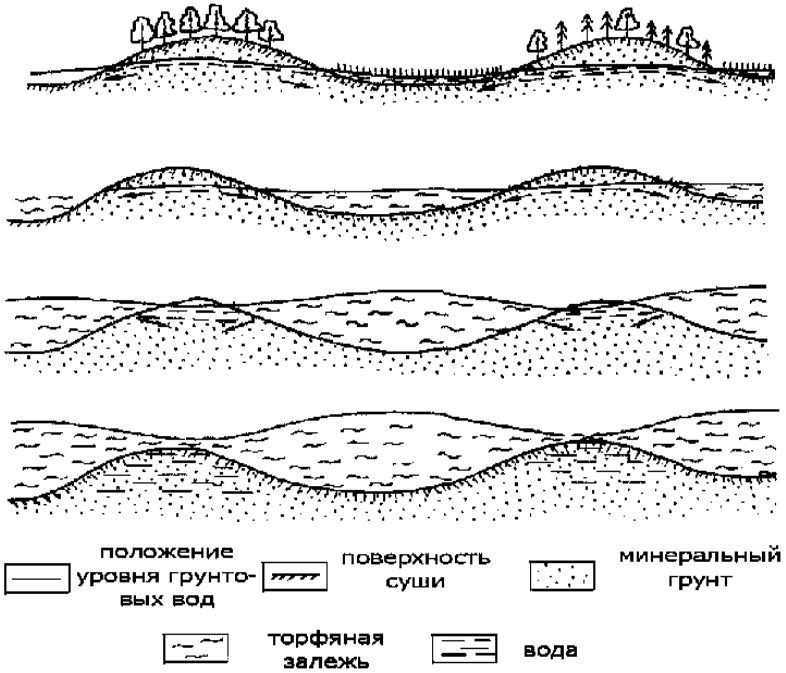


Рис. 4.19. Заболачивание долин и водоразделов

Этот процесс приводит к повышению уровня грунтовых вод в торфе и уменьшению притока с окружающей болото местности (болотного водосбора). Таким образом, образовались огромные болотные массивы на плоских водоразделах севера Европейской равнины, Западно-Сибирской низменности (Васюганские болота), болота Белорусского Полесья, Севера и Северо-Запада России и др.

Благоприятные условия образования болот наблюдаются на месте прежних сосновых и еловых лесов, сведённых человеком или уничтоженных пожарами. В этом случае неизбежно уменьшается транспирация, развивается травяной покров, создающий твёрдую дернину, которая уменьшает инфильтрацию, повышает уровень грунтовых вод. Одновременно появляется влаголюбивая болотная растительность и начинается торфообразование. Болота могут образовываться в поймах, занятых естественной луговой растительностью, которая в определённых условиях также превращается в дернину. Возрастание заболоченности речных бассейнов часто связывается с уменьшением их уклонов, способствующих замедлению отвода избытка влаги.

Небольшие болотные массивы нередко образуются на горных склонах или у их подножий, а также на склонах речных долин, где на поверхность выходят подземные воды. Такие болота широко распространены в центре Восточно-Европейской равнины. В зоне распространения многолетнемёрзлых пород верхняя граница мёрзлого грунта служит водоупором, над которым в деятельном слое скапливаются воды, способствующие заболачиванию. Такие болота встречаются в Восточной Сибири, в Центральной Азии. Превращаются в болота и озёра, зарастающие водной растительностью и развивающейся сплавиной. *Сплавина* представляет собой слой водной растительности, нарастающей со стороны берегов и со временем образующий сплошной покров на поверхности водоема, на котором начинает формироваться торфяная залежь.

Огромные заболоченные пространства наблюдаются и в районах влажного тропического климата, например в Африке, Южной Америке, на юге Азии. Большая влажность и постоянно высокие температуры также создают условия для образования торфа. Переувлажнённость территории поддерживается разливами рек, а на морских побережьях – периодическими подъёмами морских вод. Отличительной чертой таких болот является развитие мангровой растительности (деревья и кустарники, ветви которых образуют многочисленные воздушные корни), поэтому и болота часто называют *мангровыми*. Распространены такие болота в бассейнах Амазонки, Конго, Нигера и др. Часто мангровые болота развиваются на побережьях океанов и морей тропической зоны.

В зоне недостаточного увлажнения, где осадков меньше, чем испарение, образование болот возможно лишь в долинах и поймах рек, в замкнутых котловинах или отмирающих озёрах. В этих случаях необходимое для процессов заболачивания застойное переувлажнение создаётся вследствие притока речных или подземных вод в количестве, которое непременно должно превышать возможные потери воды на испарение. Таким путём образовались обширные заболоченные пространства в дельтах рек: Или, впадающей в оз. Балхаш, Кулунды в Кулундинское озеро и др. Заболачивание приречных низменностей вследствие подъёма грунтовых вод, гидравлически связанных с речными, возможно и при хозяйственной деятельности. Например, при строительстве плотин и образовании водохранилищ. Такие болота встречаются во многих местах левобережья Волги в зоне подпора от волжских водохранилищ.

В засушливых областях саванн с сезонным распределением осадков возможно существование *сезонных болот*. Эти болота, а точнее, заболоченные земли, формируются в периоды выпадения дождей, а в сухой период представляют собой особый тип территорий с растрескавшейся от жары почвой.

Таким образом, зональным признаком болот зоны избыточного и достаточного увлажнения является их приуроченность ко всем как положительным, так и отрицательным формам рельефа, в то время как зональным признаком болот, расположенных в зоне недостаточного увлажнения, является их приуроченность только к отрицательным формам рельефа. В первом случае основным фактором образования и развития болот служат атмосферные осадки, во втором основную роль играет поверхностный и подземный приток. Следовательно, основной фактор заболоченности территории связан в первую очередь с условиями обводнения. Поэтому торфяные болота получили более широкое распространение в зоне избыточного и достаточного увлажнения. В зоне недостаточного увлажнения болота встречаются реже. Общая заболоченность континентов 2 %, а средняя мощность торфяников по некоторым источникам достигает 4,5 м. В то же время на севере восточной Европы площадь болот составляет до 40 % территории, а в северной части Западной Сибири – даже 50–70 %, в зоне тундры – 50 %. Для России в среднем заболоченность составляет 5,9 %.

По мере возрастания засушливости климата заболоченность территории уменьшается. Например, в лесостепной зоне Евразии общая заболоченность составляет менее 4 %, а в зоне степей – менее 1 %. В этом же направлении уменьшается и мощность торфяников, а следовательно, и количество воды, содержащейся в болотах.

Болота, являясь частью гидрографической сети и представляя переувлажненную территорию, играют заметную роль в глобальном и региональном гидрологических циклах, влияют на режим стока вытекающих из них рек. Заметную роль они играют и в изменении теплового баланса территорий. Торфяные болота – это также и производственный ресурс, из которого получают до 40 видов продукции и в первую очередь торф, который представляет собой прекрасное удобрение для многих сельскохозяйственных культур и высококачественный горючий материал. Таким образом, болота отличаются многофункциональностью. Но с точки зрения гидрологов, это гидрологический объект, это водные ресурсы, это составная часть гидрографической сети.

4.4.2. Формирование болотных массивов

Для формирования болота необходимы условия, при которых может начаться процесс образования, отложения и накопления торфа. В предыдущем разделе перечислены места земной поверхности, где могут происходить процессы торфообразования в условиях различной увлажненности. В общем случае в условиях избыточного увлажнения это любые понижения в рельефе местности: котловины, ложбины, русла древних рек, речные поймы, понижения на речных террасах, старицы, озера и т.п. Однако болота образуются и на обширных равнинных пространствах, где может и не быть таких четко выраженных локальных очагов заболачивания, и этот процесс происходит одновременно на довольно больших территориях. В обоих случаях этот первичный болотообразовательный процесс получает дальнейшее развитие, но протекает по-разному.

На рис. 4.20 представлены схемы образования и развития болот в глубоких понижениях и пологих депрессиях. Согласно К.Е. Иванову, при своем развитии от первоначального накопления торфа до образования болотного массива болото проходит несколько фаз и стадий развития. В первом случае (рис. 4.20, *а*) в глубоких понижениях торфонакопление происходит быстрее,

чем во втором, так как глубокая впадина имеет застойные воды, и скорость разложения растительных осадков наименьшая, а интенсивность образования торфа наибольшая. При этом отметки поверхности болота находятся ниже отметок окружающей местности (фаза I). Постепенное накопление образовавшегося торфа заполняет всю впадину, и поверхность болота становится горизонтальной, достигая отметок окружающей местности (фаза II). В процессе развития болота при прохождении фаз I и II в зависимости от уклонов котловины меняется размер зоны заболачивания. Чем круче борта депрессии, тем медленнее идет расширение болота (зоны $П_1$ и $П_2$). При дальнейшем торфонакоплении, которое происходит интенсивнее в центральной части болота, она начинает возвышаться над окружающей местностью (фаза III). При этом меняются условия увлажнения торфяной массы, т.к. прекращается приток поверхностных вод, и питание болота происходит за счет атмосферных осадков.

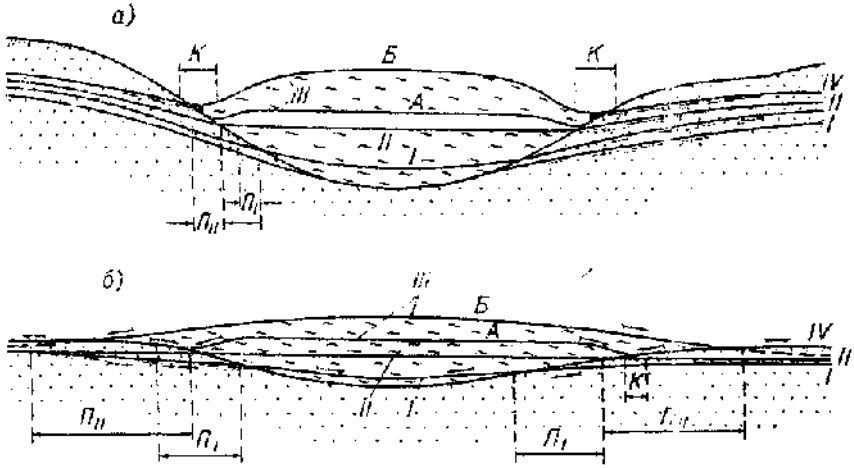


Рис. 4.20. Схема последовательного развития рельефа болотного массива и изменения поверхности грунтовых вод в различных фазах торфонакопления и водного питания при центрально-олиготрофном ходе развития. *а* – в глубоких водоемах, *б* – в пологих депрессиях

Грунтовые и поверхностные воды, стекающие с окружающей местности, попадают лишь в краевые участки болота (К). Таким образом, периферийные участки болота и примыкающие к нему

земли оказываются наиболее увлажненными, и процесс расширения болота, его наступление на минеральные почвогрунты ускоряется. Болото начинает разрастаться вширь, переходить от первичного очага заболачивания к *простому болотному массиву*.

Первичное заболачивание при неглубоких депрессиях с очень пологими склонами (рис. 4.20, *б*) на первой фазе происходит медленнее, зато во второй и третьей фазах зона заболачивания быстро увеличивается и может достигать очень больших размеров.

В обоих случаях увеличивающиеся простые болотные массивы могут соединяться с другими массивами и образовывать более крупные и сложные образования – *сложные болотные массивы*. При этом чем более пологие склоны имеют первичные очаги заболачивания, тем на более ранних стадиях развития могут образовывать сложные болотные массивы (рис. 4.21).

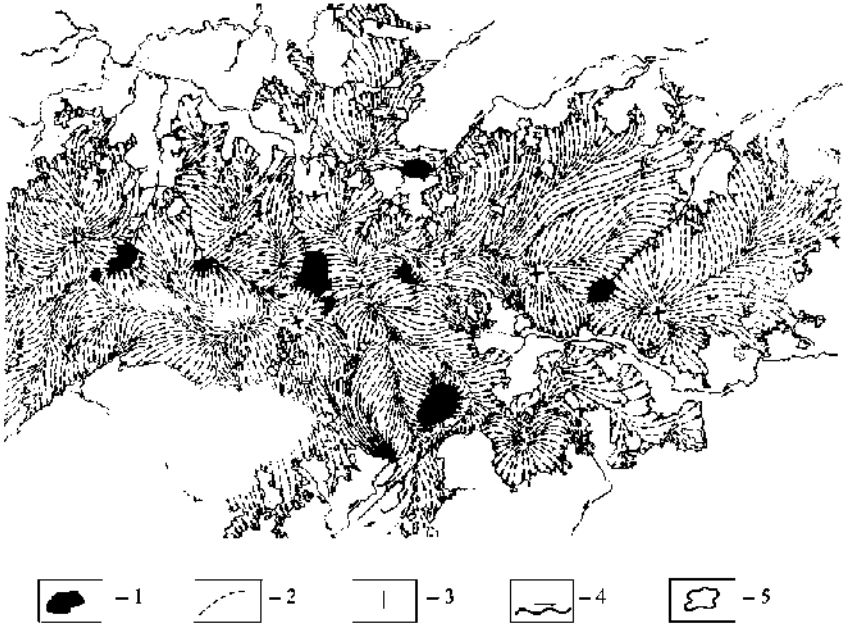


Рис. 4.21. Схема стекания поверхностных и фильтрационных вод с болотных макроландшафтов. *1* – внутриболотные озера, *2* – линии стекания болотных вод, *3* – начальные очаги заболачивания, *4* – направление стока болотных вод, *5* – минеральный грунт

В настоящее время известны сложные болотные массивы, имеющие площади более 1000 км^2, или группы таких массивов. Например, уже упоминавшееся Васюганское болото в Западной Сибири – самое большое в мире – занимает площадь более 50 тыс. км^2. Для зоны недостаточного увлажнения образование выпуклого рельефа болотного массива, имеющего отметки выше окружающей местности, физически невозможно, т.к. в этой зоне атмосферные осадки всегда меньше испарения. В этом случае торфообразование происходит лишь за счет поверхностных и подземных вод, поступающих с окружающих болото территорий, которые и компенсируют недостаток атмосферных осадков. Таким образом, в зоне недостаточного увлажнения могут существовать болота, характеризующиеся вогнутой или плоской формами поверхности, т.е. относящиеся к первой или второй фазам развития.

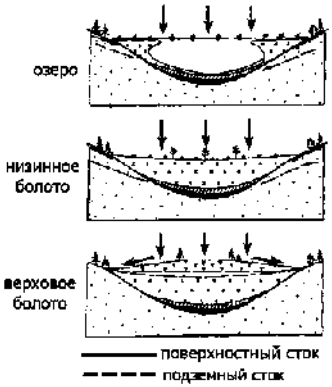


Рис. 4.22. Стадии развития болота (по Л.И. Инишевой)

Из других часто встречающихся видов образования болот можно выявить заболачивание озер, достигших последней стадии своего развития (рис. 4.22).

Как известно, эта стадия характеризуется интенсивным заилением, сопровождающимся уменьшением глубин, лучшим прогреванием водной массы, развитием высшей водной растительности. Все это создает условия для образования сплавин, постепенного их смыкания.

Образовавшаяся растительная поверхность, расположенная, как правило, ниже окружающей местности, представляет собой очаг заболачивания, где и образуется торф. Далее процесс развития болота протекает по известной схеме: болото проходит вторую и третью фазы. Покрытие водоемов сплавиной и дальнейшее развитие болот свойственно районам достаточного и избыточного увлажнения, здесь же сосредоточено большое количество озер. Например, болота такого происхождения свойственны северным районам ЕТР.

Таким образом, болото образуется при наличии определенных условий, которые связаны с климатическими факторами, и особенно с факторами подстилающей поверхности. При этом механизм формирования болота сводится к появлению начального центра заболачивания, где образуется торф. Путем эволюционных преобразований он превращается в торфяную залежь со специфической влаголюбивой растительностью, и болото выходит за пределы центра заболачивания, превращаясь в болотный массив. Три фазы, которые болота проходят при своем развитии, позволяют считать болота, соответственно, *низинными, переходными, верховыми* или *вогнутыми, ровными, выпуклыми*.

4.4.3. Морфологические особенности строения и растительность болот

Болота различаются не только по происхождению, но и целым рядом других характеристик. К ним относятся форма и уклоны поверхности, мощность торфяной залежи, размеры болотных массивов, наличие поверхностных водосборов и др. Форма характеризуется степенью расчленённости поверхности болота. Уклоны определяют направление и интенсивность фильтрационного потока, а мощность торфа позволяет оценить максимально возможное содержание влаги. Водосбор представляет собой территорию, с которой осуществляется поверхностный и подземный приток на болото. Такой водосбор всегда есть у болот, находящихся на первой и второй фазах развития. Для верховых болот поступающая с окружающей территории вода попадает лишь на их периферические области.

Поверхность болот может иметь плоскую, вогнутую или выпуклую форму, которой свойственно постоянное изменение рельефа во времени и в пространстве. Характерными элементами рельефа поверхности являются гряды и мочажины, кочки и межкочечные понижения, бугры, а также элементы болотной гидрографической сети, к которой относятся болотные озёра, водотоки и топи. *Гряды* – отдельные вытянутые в длину повышения, которые чередуются с понижениями – *мочажинами*. Направление гряд и мочажин перпендикулярно общему уклону поверхности болота. Уровень воды на грядах всегда остаётся ниже поверхности растительного покрова, а в мочажинах периодически поднимается выше.

Эти элементы представляют единый комплекс и формируют *болотный микроландшафт*. Чередование гряд и мочажин наиболее часто наблюдается через каждые 3–6 м, на крупных болотах это расстояние иногда превышает 10 м. Совокупность болотных микроландшафтов образует *болотный мезоландшафт*, который при дальнейшем укрупнении переходит в *болотный макроландшафт*. Иначе говоря, это образование представляет собой болотный массив, образующийся из нескольких первичных очагов заболачивания. Грядово-мочажинные микроландшафты наиболее часто встречаются на болотных массивах лесной зоны при поздней стадии их развития и являются следствием повышения уровня воды в болоте. *Бугры* – торфяные возвышения на болоте, иногда достигающие нескольких метров. Образование бугров наблюдается в болотах лесотундры и связано с морозным выпучиванием подстилающих торф суглинистых и глинистых грунтов. *Кочки* – невысокие образования, обусловленные неравномерной плотностью и усадкой растительной дернины, зависящей от состава и особенностей растительного покрова и водно-тепловых условий их произрастания.

В формировании болотного рельефа заметное участие принимают и внутриболотная гидрографическая сеть. *Болотные водоёмы* – озёра различных размеров с разной степенью проточности. Размеры таких водоемов могут достигать нескольких квадратных километров, а глубины превышать 10 м. Борта котловин озёр сложены торфяной толщей, а дно – грунтами, подстилающими торфяную залежь с накопившимся илом или торфяными отложениями. Такие озёра, как правило, располагаются в центре болотных массивов и являются рудиментами древних водоёмов, которые существовали ещё до образования болотных массивов. Сток воды из озёр осуществляется путём её фильтрации через торфяную толщу в сторону периферии болот, что говорит о значительном превышении уровней стояния воды в центре над краями болот. При вогнутой форме поверхности болота, наоборот, вода с периферии поступает в его центральную часть. Поверхность таких озёр часто покрыта сплавинами. Малые озёра, озерки, микроозерки обычно располагаются группами, состоящими из десятков и даже сотен объектов. В отличие от крупных озёр они чаще всего сосредоточиваются на склонах выпуклых болотных массивов, где приток

в озёра с вышерасположенных участков болот не компенсируется оттоком при низких горизонтах.

Болотные водотоки – заторфованные и зарастающие болотной растительностью речки, которые существовали ещё до образования болотного массива или возникли на уже сформированном болоте. Первые носят название первичных, вторые – вторичных. Размеры речек, как правило, невелики, и для первичных ширина русел может достигать 10 м при глубинах 1,5–3,0 м. Вторичные водотоки имеют ещё меньшие размеры. Иногда болотные водотоки текут под моховым покровом и лишь местами выходят наружу.

Топи – сильно переувлажнённые участки болотных массивов с разжиженной торфяной залежью, высоким стоянием уровня воды, непрочной, рыхлой дерниной растительного покрова. Топи, как правило, формируются на плоских участках болотных массивов, где встречаются участки открытой воды. Площади, занятые этими образованиями, могут достигать сотен квадратных километров. В зависимости от интенсивности водообмена топи делятся на застойные со слабым водообменом, происходящим путём фильтрации, и проточные со стоком воды по поверхности болота в периоды максимального увлажнения. Наряду с морфологическими и гидрографическими особенностями болотных массивов в формировании облика и типа болотных ландшафтов особую роль играет растительность.

Растительный покров болот представлен простыми и сложными *фитоценозами*. При этом различные участки одного и того же болотного массива могут быть заняты разными типами фитоценозов, расположение которых зависит от особенностей водного режима. Водное и минеральное питание является главным фактором, определяющим жизнь растительности. Большую роль в этом процессе играют также интенсивность водообмена, количество кислорода, подводимое к корневой системе растений. Поэтому тип фитоценоза или *растительная ассоциация* отражают условия среды и, в конечном счёте, определяют тип болотного массива, его трофический статус.

Фитоценозы, образующиеся при обильном водно-минеральном питании, представляют собой *эвтрофную* болотную растительность. Особенностью её является сочетание растений, требовательных к условиям водно-минерального режима. Основная

часть водного питания таких болот осуществляется грунтовыми водами и водами речных разливов, которые отличаются повышенным содержанием минеральных веществ. Представителями евтрофной растительности являются: ольха, берёза, гипповые зелёные мхи и травы (осока, хвощи, вейники, тростники и др.). Такое сочетание растительности характерно для болот, поверхность которых находится ниже отметок окружающей местности, т.е. болот, находящихся на ранней стадии развития, – низинных болот.

Фитоценозы, образующиеся в условиях бедного водно-минерального питания, характерного для верховых болот, то есть при преобладании питания атмосферными осадками и отсутствием притока с бассейна, представляют *олиготрофную* болотную растительность. Её особенностью является нетребовательность к условиям водно-минерального питания. В состав этого фитоценоза входят сфагновые мхи, кустарнички, вереск, багульник, касандра, клюква, пушица, а также угнетённая сосна. Такое сочетание растительности характерно для болот, поверхность которых находится уже выше отметин окружающей местности. В этом случае нарастание мхов и накопление торфа идут быстрее в центре болота, там, где водообмен более замедленный, чем на его периферии. Объединение различных фитоценозов, состоящих из растений, малотребовательных к минерализации болотных вод и произрастающих при обеднённых минеральными веществами водах при слабой и средней проточности, образует переходную *мезотрофную* растительность, характерную для переходного болота.

Болота влажных тропических лесов, которые большую часть года покрыты сплошным слоем воды, отличаются очень большим разнообразием видов растительности. Видовой состав зависит, главным образом, от химического состава и прозрачности воды. На таких болотах много плавающей растительности, в прозрачных водах – её подводные виды. Большое место здесь занимает древесная растительность, а ближе к океанам появляется мангровая. На болотах засушливой зоны Африки произрастают всевозможные папоротники, тростники, осоковые, папирусы, сфагновые мхи, разнотравье болота.

Таким образом, основным индикатором различных свойств болот является их растительный покров в его сочетании с разными формами обводненности. Поэтому одним из видов классификаций может быть выделение типов болот по ландшафтному признаку (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Классификация групп типов болотных микроландшафтов (по К.Е. Иванову)

Экологический тип растительности	Болотная формация (микроландшафты)						
	Лесная	Травяно-лесная	Мохово-лесная	Травяная	Травяно-моховая	Моховая	Комплексная
Эвтрофный (низинный)	Ольшанниковые Берёзовые Ельниковые Сосновые Ивняковые	Древесно-осоковые Древесно-тросниковые	Древесно-осоково-гипневые Древесно-осоково-сфагновые	Хвощевые Тростниковые Тростниково-осоковые Осоковые	Осоково-гипновые низинные Осоково-сфагновые низинные	Гипновые низинные Сфагновые низинные	Грядово-мочажинные с эвтрофным типом растительности на грядах и в мочажинах
Мезотрофный (переходный)	Древесные	Древесно-осоковые	Древесно-сфагновые	Шейхцериевые Осоковые	Сфагново-осоковые	Гипновые Сфагновые	Аапа-комплексы (грядово-мочажинные с различным экологическим типом растительности на грядах и в мочажинах)
Олиготрофный (верховой)	Сосново-кустарничковые	Сосново-пушицевые	Сосново-сфагновые	Пушицевые	Сфагново-пушицевые	Сфагнум-фусковые Сфагново-кустарничковые, облесённые сосной	Грядово-мочажинные с олиготрофным типом растительности на грядах и мочажинах Грядово-озерково-мочажинные Грядово-озерковые Озерково-мочажинные Островково-мочажинные

При описании типа болота, его гидрологического режима следует выделить болотные комплексы, в названия которых входят доминирующие морфологические элементы. Например, для болот России выделяются грядово-мочажинные, грядово-озерково-мочажинные, грядово-озерковые, озерково-мочажинные и др. Каждому такому микроландшафту соответствует определённая преобладающая растительность. Например, болота лесные, травянисто-лесные, древесно-моховые, травянистые, моховые, комплексно-моховые и др. Внутри каждого из перечисленных микроландшафтов в зависимости от трофического статуса различаются сосново-кустарничковые, сосново-пушицевые, древесно-осоковые, ольшаники, березняки, древесно-осоковые и т.п. (рис. 4.23).

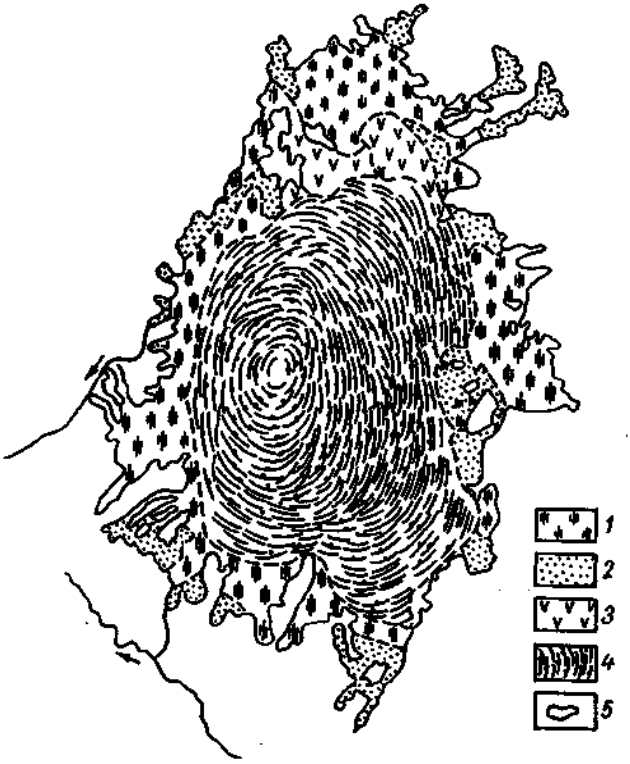


Рис. 4.23. План болотного массива с характерными микроландшафтами и болотной гидрографической сетью. Микроландшафты: *1* – сфагново-пушициевые, *2* – сфагново-кустарничково-пушициевые с редким сосняком, *3* – мохово-осоковые, *4* – грядово-мочажинные комплексы, *5* – болотные озерки

Исследования, проведенные в ГГИ, позволили среди большого количества болотных комплексов выделить господствующие, или преобладающие, типы для рассматриваемой территории. Эти типы болот отвечают определенным физико-географическим условиям, поэтому они зональны. Выделено пять болотных зон:

– зона полигональных болот, представленная простыми болотными массивами небольших размеров, расположенных на мерзлом основании. Поверхность болот имеет вид полигонов (многоугольников) разделенных трещинами;

– зона бугристых болот, поверхность которых представлена различными по величине (до 4 м) мерзлыми торфяными буграми. На периферии распространены мезотрофные мохово-травяные и травяные болота;

– зона выпуклых олиготрофных (сфагновых) болот, представленных микроландшафтами: грядово-мочажинными, грядово-мочажинно-озерковыми. На периферии болот этой зоны находятся мохово-лесные, моховые микроландшафты;

– зона плоских эвтрофных и мезотрофных болот с преобладающими типами микроландшафтов: осоко-гипповые, осоковые, осоко-сфагновые, лесные;

– зона вогнутых эвтрофных (тростниковах) и засоленных (травяных) болот с преобладающими типами микроландшафтов: тростниковые, тростниково-осоковые и олиготрофные «рямы» (*«рямы»* – сосново-кустарничковый тип биоценоза).

Средняя мощность торфяных залежей болот перечисленных зон возрастает от 0,5–1 м в первой зоне до 1,5–2 м в четвертой. В пятой зоне эта величина составляет 1 м. При этом максимальные мощности изменяются соответственно от 3–5, 6 и 2,5–6 м. Также различен и состав торфа.

Следует также отметить, что болота каждой зоны делятся на группы, различающиеся типами микроландшафтов.

4.5. Ледники

4.5.1. Общие сведения о ледниках на Земле, их типы

На земном шаре в областях постоянных или существующих очень продолжительное время отрицательных температур воздуха запасы влаги всегда находятся в твёрдом состоянии в виде льда,

снега, фирна. В условиях современного климата эти территории составляют более 10 % площади всей суши. Ещё на 41 % суши вода в твёрдой фазе представляет сезонное явление. Многолетние скопления льда, снега, фирна могут одновременно занимать как огромные территории в миллионы квадратных километров, так и располагаться на отдельных небольших участках суши. В любом случае мы имеем дело с водными массами в твёрдом состоянии, которые представляют собой водные объекты. Эти объекты имеют свои размеры (площади, формы, объёмы воды и т.п.), гидрологический режим (скорость движения, многолетние и сезонные колебания и т.п.) и участвуют в глобальном и региональном круговоротах воды. Некоторые такие объекты участвуют в формировании речного стока, наполнении озёр, формируя их особый режим. Такие скопления воды в твёрдом состоянии представляют собой ледники.

Ледником, или *глетчером* (англ. *glacier* – лёд), называются естественные скопления льда, фирна, обладающие постоянным собственным движением, расположенные, главным образом, на суше и образованные путём накопления и преобразования твёрдых атмосферных осадков. Всего в ледниках содержится около 30 млн км^3 пресной воды, что соответствует стоку всех рек Земли за 650–700 лет.

Ледники являются составной частью общего оледенения Земли, которое представляет собой совокупность длительно существующих природных льдов различного происхождения: морских, озёрных, речных, наледных, грунтовых, пещерных льдов и в том числе ледников. Все ледники по морфологическим признакам можно разделить на три большие группы: покровные, горно-покровные, горные. В свою очередь, эти группы делятся на подгруппы, которые также могут быть детализированы.

Покровные ледники представляют собой систему ледниковых щитов, куполов, ледяных потоков, выводных и шельфовых ледников, размещающихся на материках, крупных островах, в морях. К покровным ледникам можно также отнести их разновидность горно-покровные или сетчатые ледники, которые занимают сушу, континентальные шельфы. Большая часть покровного льда сосредоточена на суше в ледниковых щитах, представляющих собой выпуклый куполообразный ледник, налегающий на каменное ложе

и имеющий значительную толщину и большую площадь. Такие ледники характерны для Антарктиды, Гренландии, где сосредоточено более 25,7 млн км^3 воды на площади 15,7 млн км^2. Расход таких ледников осуществляется через так называемые выводные ледники и ледяные потоки, которые образуют плавающие ледяные поля – *айсберги*. К морским ледникам относятся плавающие льды или частично опирающиеся на морское дно и являющиеся продолжением наземных ледниковых покровов. Важнейшей составной частью морских ледников являются шельфовые ледники, наиболее часто встречающиеся в районах с низким относительно уровня моря положением границ питания ледника. Всего в покровных ледниках сосредоточено около 29 млн км^3 воды, а их общая площадь равна 16,3 млн км^2. Таким образом, в покровных ледниках содержится более 90 % воды всех ледников Земли.

Покровные ледники гидрологов суши могут интересовать лишь с точки зрения участия их талой воды в круговороте влаги, формирующей количество воды на материках. Поэтому большое внимание далее следует уделить горным ледникам и в некоторой степени – сетчатым. *Сетчатые ледники* представляют переходный тип ледников от горных к покровным и распространены, как правило, в полярных горных массивах.

Горные ледники – скопление многолетнего льда в горах. Ледники этого типа принимают непосредственное участие в формировании стока рек, придают особенность их режиму. Одновременно вода горных ледников участвует в круговоротах воды, в первую очередь, в региональном гидрологическом цикле. Всего в горных ледниках заключено 133,1 тыс. км^3 воды. По своему местоположению и морфологическим характеристикам горные ледники делят на ледники долин, склонов, вершин и их разновидности.

Ледники долин образуются на дне долин, опускаясь с высоких отметок к более низким. Такие ледники имеют вид линейно вытянутого поля, занимающего днища системы долин, которые, соединяясь, образуют основной долинный ледник. Разновидностью долинных ледников являются котловинные, занимающие депрессии в земной коре.

Ледники склонов можно разделить на склоновые, присклоновые, висячие, каровые, которые различаются формой, определяются их местоположением.

Склоновые ледники занимают пространство слабо расчленённых горных склонов и опускаются от их вершин до подножья.

Присклоновые ледники чаще всего представляют небольшие скопления льда, образующиеся у подножья крупных склонов за счёт схода снежных лавин и метелевого снега.

Висячие ледники образуются в слабовыраженных впадинах на крутых склонах гор и не достигают дна долины, а представляют собой ледяные обрывы, нависающие над дном. Как правило, размеры этих ледников невелики.

Каровые ледники образуются в чашеобразных углублениях склонов, называющихся карами. Несмотря на небольшие размеры, такие ледники могут достигать дна долины. Образуются они, как правило, за счёт метелевого снега и при сходе лавин. Смешанный тип таких ледников – *карово-долинные ледники*.

Ледники горных вершин образуются на конических вершинах гор, на кратерах действующих и потухших вулканов, покрывая их со всех сторон. Если вершина расчленена слабо, то ледник имеет относительно ровный нижний край и, наоборот, при сильном расчленении ледяной поток стекает по ложбинам и радиальным впадинам, и ледник становится звездообразным. В случае если вершина плоская, то ледник приобретает форму купола, на краях которого образуются крутые обрывы или выводные языки, спускающиеся по ложбинам.

Существование перечисленных типов ледников определяется двумя основными факторами: климатическими условиями, связанными с циркуляционными процессами в атмосфере, и рельефом земной поверхности. Циркуляционные процессы определяют количество и вид атмосферных осадков, направление их перемещения с океанов. Рельеф характеризуется высотными отметками, степенью расчленённости, ориентацией склонов по отношению к движению влагонесущих воздушных потоков.

4.5.2. Образование ледников

Для образования любых типов ледников, в том числе горных, необходимо сочетание определённых климатических и морфологических факторов и условий. К климатическим относятся количество атмосферных осадков и отрицательный тепловой баланс,

определяющий выпадение осадков в виде снега, ветер, обеспечивающий его перенос. В случае изменения знака теплового баланса и неизбежном таянии снега, количество выпавших твёрдых атмосферных осадков должно превышать их расходование. В противном случае условий для образования льда не будет. К морфологическим условиям относятся особенности рельефа местности, форма горных хребтов, вершин, крутизна и расчленённость склонов, которые способствуют накоплению, а затем и движению образовавшегося льда. Таким образом, основным источником влаги, образующей ледник, являются твёрдые атмосферные осадки, которые поступают как непосредственно на ледник из облаков, так и с прилегающей местности в виде метелевого переноса, снежных лавин и др. Следовательно, область питания ледника распространяется за пределы ледниковой поверхности на неледниковые склоны, т.е. ледник имеет водосборную площадь. Водосбор существует и в период таяния ледника: в зоне абляции с него на ледник поступают талые воды, увеличивая сток воды с ледника.

Поступивший на ледник снег постепенно накапливается, уплотняется под воздействием вышележащих слоёв и процесса рекристаллизации, частичного таяния и замерзания просочившейся воды и превращается сначала в зернистый снег, затем в зернистый лёд, называемый фирном.

Фирн – ледяная порода, состоящая из связанных между собой ледяных зёрен размером 0,5–5 мм, представляющих собой переходную стадию между снегом и ледниковым льдом. В табл. 4.2 приведены стадии преобразования свежевыпавшего снега в кристаллический лёд.

Таблица 4.2

Стадии преобразования снега в лёд

№ стадии	Вид льда	Плотность, кг/м^3
1	Свежевыпавший снег	до 100
2	Снег лежалый	100–200
3	Зернистый снег	200–400
4	Зернистый лёд. Фирн	400–800
5	Кристаллический лёд	800–900

Из таблицы следует, что образование ледникового льда происходит путём постепенного увеличения его плотности с изменением структуры. При этом в процессе возрастания плотности

в ледяном покрове возникают явления режеляции и конжеляции. *Режеляция* – смерзание льда в результате повторной кристаллизации воды, при этом возникающее повышенное давление вызывает процесс плавления. *Конжеляция* – образование ледяной породы, не разделенной на отдельные капли. Процесс преобразования происходит под действием совокупности перечисленных выше физических факторов. Однако участие каждого из них неодинаково, и поэтому этот процесс образования льда происходит по-разному даже на одном леднике. Например, может преобладать процесс рекристаллизации под давлением снега, фирна; при замерзании инфильтрованной талой воды в тоще фирна; при замерзании талой воды на поверхности льда. Во всех случаях образуются генетически различные виды льда: *рекристаллизационный, инфильтрационный, конжеляционный лёд*. Такое разнообразие ледообразования зависит от участия различных факторов и от различия климатических условий и морфологии. Известно, что климатические условия меняются с высотой, поэтому и область питания ледника также может находиться в различных условиях. Поэтому даже в пределах одного ледника может быть несколько зон, различающихся по характеру процессов ледообразования, а следовательно, структура льда может быть различной. П.А. Шумским выделено шесть таких зон.

– *снежная (рекристаллизационная) зона*, характеризующаяся отсутствием таяния выпавшего снега. Возможное повышение температуры ведёт лишь к образованию возгонки льда. Процесс превращения снега в фирн и лёд происходит исключительно путём уплотнения под действием веса вышележащих слоёв и рекристаллизации. Глубина слоя фирна, на которой он превращается в лёд, тем больше, чем ниже температура снежной толщи. Такой процесс ледообразования свойственен покровным ледникам Антарктиды, Гренландии и для горных ледников, расположенных на самых высоких вершинах мира, например, на Памире на высотах более 6200 м;

– *снежно-фирновая (рекристаллизационнно-инфильтрационная) зона* расположена ниже снежной зоны. Здесь возможно частичное таяние выпавшего снега, выпадение осадков в жидкой фазе и появление инфильтрации. Это приводит к тому, что вода замерзает у поверхности, образуя ледяные прослойки инфильтрационного льда. Тем не менее, образование льда идёт преимуще-

ственно путём уплотнения и рекристаллизации. Такие зоны встречаются на периферии покровных ледников Антарктиды, Гренландии, на арктических островах на высотах 500–1100 м. На горных ледниках снежно-фирновая зона встречается на Памире, на Эльбрусе, на высотах, превышающих, соответственно, 5800 и 5300 м;

– *холодная фирновая (инфильтрационно-рекристаллизационная) зона*. В годовом слое выпавшего снега наблюдается инфильтрация талой воды, которая просачивается в нижерасположенный и более старые слои и замерзает, увеличивая толщину ледяных прослоек. Таким образом, ледообразование происходит преимущественно за счёт инфильтрации и на одну треть – за счёт рекристаллизации. Холодные фирновые зоны в покровных ледниках занимают узкие окраинные полосы и широко распространены в горных ледниках, расположенных в районах континентального климата;

– *талая фирновая (инфильтрационно-рекристаллизационная) зона* характерна для горных ледников и островных ледниковых покровов в условиях морского климата. Вода, поступающая от таяния поверхностного слоя твёрдых осадков и выпавших жидких из-за относительно высокой температуры воздуха, замерзает не вся. Поэтому наблюдается сток воды с ледника. Образование льда происходит за счёт замерзания инфильтрационной воды и в равной степени за счёт рекристаллизации в процессе уплотнения фирна. В холодный сезон обычно промерзает не весь слой фирна, а его верхняя часть толщиной 10–15 м, ниже весь год сохраняется постоянная температура таяния. В сезон таяния просочившаяся вниз вода стекает сквозь активный слой фирна до льда и дальше движется по трещинам и каналам;

– *фирново-ледяная (инфильтрационная) зона*. Ледообразование происходит вследствие инфильтрации и замерзания воды в толще фирна, который сохраняется за счёт его накопления в предыдущие более холодные и снежные годы. Такая зона окаймляет снизу другие фирновые зоны или образуется вследствие изменения климата. При этом при большой толщине фирна граница этой зоны может опускаться ниже границы питания ледника. Такие условия присущи многим горным ледникам Полярного Урала, Тянь-Шаня, Новой Земли и др.;

– зона ледяного питания (инфильтрационно-конжеляционная) является промежуточной между фирновой линией и границей питания ледника. Ледообразование происходит при замерзании воды в нижней части годового слоя твёрдых осадков и образовании линз льда на поверхности прошлогоднего льда. Фирн является сезонным образованием, а лёд образуется сразу под слоем снега. При этом для ледяного покрова характерно наличие инфильтрационно-конжеляционного и *натечного* льда. Зона ледяного питания характерна для горных ледников района континентального климата с отрицательной среднегодовой температурой.

Перечисленные зоны входят в состав области питания ледника. Постепенное накопление снега, льда в этой области приводит к смещению ледника, обладающего пластичностью, под действием силы тяжести, в область абляции, где он тает. Эта область не имеет фирна, а тающий ледник состоит из кристаллического льда. Сложные условия формирования ледника обусловливают его сложную структуру, связанную с непостоянным выпадением снега, наличием фирна, кристаллического льда, изменением температуры и т.п. Например, можно выделить годичные слои фирна, между которыми могут быть прослойки льда, пыли и т.п. Также можно отметить часто встречающиеся моренные комплексы, включающие в себя погребенные льды или льды в толще обвально-осыпных масс.

Процесс образования горных ледников, его режим связан с изменениями климата за относительно короткие временные интервалы. Образование же покровных ледников связано с ледниковыми периодами, периодами глобального похолодания на Земле, когда огромные массы воды переходят в твёрдое состояние и аккумулируются в ледниках. С этим связано перераспределение воды на Земле, что приводит к понижению уровня океана. Современные покровные ледники являются рудиментами таких оледенений, а также возникают на низменностях, где температура ниже $0\ ^0$. Сетчатые ледники образуются в условиях очень большого питания, когда увеличивающаяся мощность льда настолько возрастает, что лёд переполняет долины и «перетекает» через пониженные участки хребтов, заполняя сопредельные пространства. Близлежащие долины полностью заполняются льдом, а наиболее высокие участки суши возвышаются в виде пиков, холмов, хребтов. Поэтому ледник в плане выглядит как сетка.

4.5.3. Строение и характеристика ледниковых систем

Под ледниковой системой следует понимать территорию, занятую ледником, и прилегающую местность, с которой снег поступает на ледник в виде снежных обвалов, лавин, метелевого снега и др. Ледниковые системы включают в себя зону, где идёт формирование ледника, накопление льда, и зону, где ледник тает (соответственно, *зоны аккумуляции и абляции*). Между этими зонами проходит линия, где наблюдается нулевой баланс твёрдых осадков. Среднее многолетнее положение этой снеговой линии называется *климатической снеговой линией*. Выше линии наблюдается положительный баланс снега, ниже – отрицательный. Зона положительного баланса носит название *хионосферы*.

При современном климате в сочетании с современным рельефом высота климатической снеговой линии может находиться на разных отметках. Например, в средних полярных областях она расположена на уровне океана. Чем ниже широта местности, тем выше поднимается снеговая линия, и ледники образуются лишь в горах. Максимум её поднятия приходится на субтропическую зону, где она достигает 6400 м. Согласно существующим представлениям, в этих районах мало твёрдых осадков, невысока влажность воздуха. К экватору эти характеристики увеличиваются, и снеговая линия снижается до 4400–4900 м. Большую роль, помимо высотной отметки, играет экспозиция (ориентировка) склонов по отношению к влагонесущим воздушным потокам. Так, на Алтае линия на северных склонах лежит на 200–250 м ниже, чем на южных, в северных хребтах Тянь-Шаня эта разница достигает 300–400 м, на Памире – 700–800 м. Вообще, местные особенности оказывают заметное влияние на расположение снеговой линии. На рис. 4.24 представлены профили, проведённые вдоль гор Северной и Южной Америки (Анды, Кордильеры), и вдоль меридиана, пересекающего Алтай, Тибет в Азии с нанесением климатической снеговой линии в современных условиях. Вершины, выступающие над этой линией, как правило, имеют ледники.

В случае изменения климата положение снеговой линии меняется. При потеплении линия перемещается на более высокие отметки (поднимается), при похолодании – опускается. При этом меняется соотношение площадей зоны формирования питания

ледника ($A_п$) и зоны абляции ($A_а$). Величина этого соотношения называется *ледниковым коэффициентом*.

$$K_л = A_п / A_а. \quad (4.27)$$

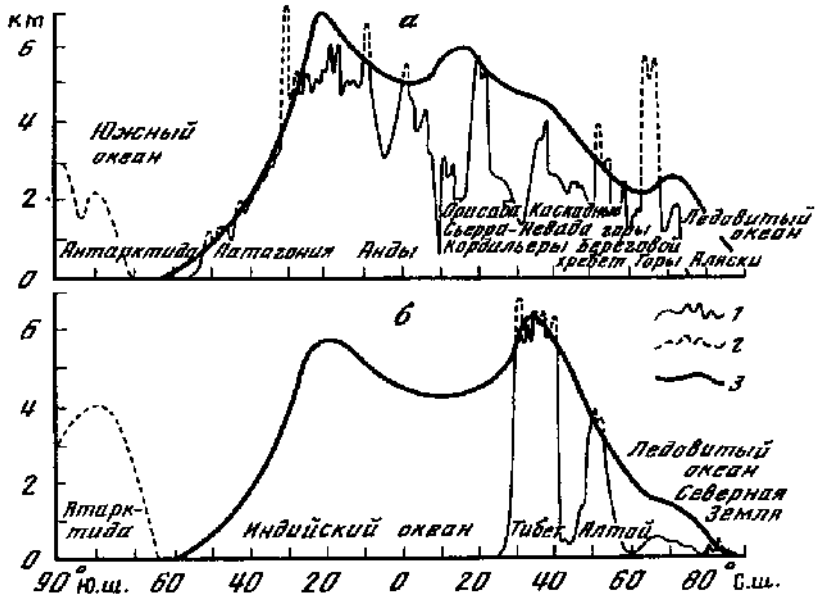


Рис. 4.24. Высота снеговой линии. *а* – вдоль Анд Южной Америки и Кордильер Северной Америки, *б* – вдоль 90–110 в.д. *1* – рельеф земной поверхности, *2* – области современного оледенения, *3* – снеговая линия

Величина $K_л$ может служить критерием оценки многолетних изменений состояния ледников, изменения условий из питания и абляции, сопоставления их характеристик. Например, для ледников, расположенных в долинах Альп, Кавказа, $K_л$ = 1,2–3,0, в то время как для каровых ледников $K_л$ < 1,0. Для большинства же горных ледников Земли значения $K_л$ в среднем равно 1,0–1,5. Подобным критерием может служить показатель доли площади питания ($K_п$). В этом случае

$$K_п = A_п / (A_п + A_а). \quad (4.28)$$

Помимо климатической снеговой линии имеется *фирновая снеговая линия*, которая отделяет в толще льда область ледника,

покрытую фирном, от области обнажённого льда при выходе его в зону абляции. При этом граница зоны питания часто расположена ниже фирновой линии, т.к. между ними находится участок с *наложенным льдом*, который является разновидностью инфильтрационно-конжеляционного льда. Этот вид льда формируется на поверхности ледников от намерзающих талых вод в смеси со снегом.

Высоту расположения фирновой линии ($H_ф$) можно ориентировочно определить по эмпирическим формулам. Например, для ледников Средней Азии такая формула выведена Н.Н. Пальговым и имеет вид:

$$H_ф = 3515 - 54{,}6t^0 - 0{,}18P_C, \qquad (4.29)$$

где t^0 – средняя температура воздуха на леднике за июль–август, °С; P_C – количество твёрдых осадков, выпавших с сентября предыдущего года по август текущего, мм.

В области питания происходит постоянное превращение снега в фирн, затем в лёд. Чем интенсивнее накапливается лёд, тем большее его количество поступает в зону абляции. В зоне абляции весь сезонный снег быстро стаивает, и начинается таяние глетчерного льда. При этом различают три вида абляции: *подлёдную, внутрилёдную, поверхностную*. Подлёдная абляция происходит за счёт трения ледника о его ложе и пропитывания талой водой. При этом вырабатывается геотермический поток тепла. Внутрилёдная абляция происходит за счёт тепла, выделяемого при движении слоев и глыб льда, и вследствие циркуляции внутри льда воды и воздуха. Поверхностное таяние играет главную роль при образовании воды и происходит при соприкосновении льда с тёплым воздухом. За счёт этого вида таяния образуется более 90 % талой воды.

Естественно, что величина абляции увеличивается по направлению от границы питания к нижней оконечности ледника, т.е. имеет место вертикальный градиент интенсивности таяния. Например, вертикальный градиент абляции большинства горных ледников, расположенных в средних широтах, изменяется от 6–10 до 3–5 мм/м в арктических районах.

Граница выпадения твёрдых атмосферных осадков изменяется ещё и по сезонам. Так, граница распространения снежного покрова в течение тёплого периода называется *сезонной снеговой линией* (*фронт ледника*) и поднимается по мере таяния снега. Наивысшее её положение в конце лета есть *истинная снеговая линия*.

Для изучения ледника, его гидрологического режима необходимо знать его морфологические характеристики. Помимо знания высоты (отметок) перечисленных снеговых линий, следует определять площадь ледника и его частей – аккумуляции и абляции. Интерес представляет длина ледника и его высота над уровнем моря, конец ледника, фирновой линии, высшей точки и т.п. Существенной характеристикой ледника является экспозиция его поверхности, от которой зависят процессы как накопления снега, так и абляции. Необходимой характеристикой является отношение не столько к сторонам света, сколько отношение к преобладающим направлениям движения влагообразующих воздушных потоков. Для получения этих характеристик необходимо располагать географическими картами.

Что касается самого тела ледника, здесь определяется его толщина, мощность, объём. Толщина ледника (h) – кратчайшее расстояние от его поверхности до ложа. Мощность ледника (H) – разность отметок поверхности ледника и его ложа. В случае если поверхность ледника не параллельна ложу, между величинами h и H существует зависимость:

$$h = H \cos \alpha, \tag{4.30}$$

где α – угол наклона поверхности ледника. При малых α, $h \approx H$. Различие между h и H следует учитывать при $\alpha > 10^{\circ}$.

При определении отметок поверхности и ложа ледника для расчёта h, учитывая неровности их поверхностей, необходимо проводить «сглаживание». Основным способом определения толщины являются радиолокационные измерения. При этом толщина горных ледников может достигать 900 м (ледник Федченко).

Объём ледника ($V_л$) равен:

$$V_л = A_л \overline{H}, \tag{4.31}$$

где $A_л$ – общая площадь ледника; $\overline{H}$ – средняя мощность ледника.

Если мощность ледника на разных его участках различна, допускается определять как

$$V_л = \sum A_i H_i, \tag{4.32}$$

где i – номер участка.

Оценка запасов льда задача сложная, т.к. необходимо учитывать изменчивость плотности фирна и неопределённость при оценке массы льда в зонах трещинообразования и т.п. Определение запасов воды (в весовых единицах) в леднике ($V_в$) производится как

$$V_в = V_л \rho, \qquad (4.33)$$

где ρ – плотность воды.

Так как величина ρ различна в разных частях ледника, то определение V – процесс достаточно трудоёмкий.

4.5.4. Снежные лавины

Лавина – движущаяся по горному склону снежная масса, захватывающая на своем пути новые порции снега и низвергающаяся до более пологих отметок склонов, где происходит ее отложение. Лавины чаще всего наблюдаются на склонах горных речных долин. Поэтому при сходе лавин образуются огромные выносы снега, часто достигающие противоположных склонов долин. Эта масса снега может перегораживать долину и русло, вызывая подъемы воды в реке выше по течению и изменяя ее режимные характеристики. Кроме того, огромное количество снега, отложившееся на более низких отметках, тает раньше, чем на склонах, что также может влиять на гидрологический режим реки. Особенно большое значение имеют лавины в питании горных ледников, которые окружены высокими и достаточно крутыми склонами. Лавинное питание наиболее характерно для долинных и каровых ледников. Все это позволяет рассматривать лавиноопасные территории как особые гидрологические объекты, имеющие локальное распространение, а сами лавины – имеющие гидрологическое значение.

Ежегодно в горных местностях рассматриваемой территории формируются и сходят сотни тысяч лавин, при этом перемещаются огромные массы снега. Объемы наиболее крупных выносов снега достигают 2–3 млн м^3. Движущиеся лавины обладают громадной разрушительной силой и, часто нанося ущерб хозяйству страны, препятствуют освоению горных районов.

Лавины возникают в условиях, когда снежный покров на склонах гор теряет устойчивость, а сила тяжести способствует движению этой массы снега. Одной из основных причин наруше-

ния устойчивости является увеличение количества снега в результате выпадения осадков и метелевого переноса. Одновременно, как правило, происходит ослабление удерживающих сил вследствие свойственных снежному покрову в горах процессов ползучести, метаморфизма и таяния. Начало движения лавины наступает при увеличении массы снега до некоторой критической величины, когда ее уже не могут удерживать силы длительного сопротивления сдвигу. При этом появляются признаки нарушения сплошности снежного покрова, и теряется сцепление с его основанием. Чаще всего это наблюдается во время снегопадов на склонах гор крутизной в 30–40 °. Сдвигающаяся масса снега двигается с ускорением и вовлекает в движение нижерасположенные массы снега, в том числе старого, более плотного. Участок склона и долины, где зарождаются и движутся лавины, носит название *лавиносбора* (рис. 4.25). В лавиносборах можно выделить три зоны: зарождения, транзита, отложения. Границы этих зон являются весьма условными, так как зависят от мощности (размеров) лавины.

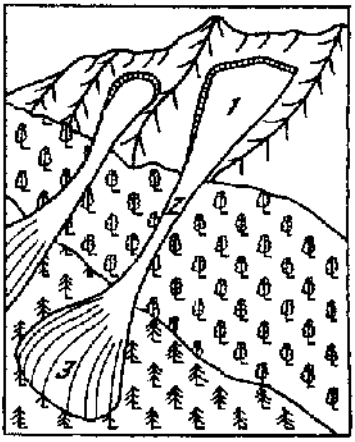


Рис. 4.25. Схема лавиносбора.
Зоны: *1* – зарождение лавин, *2* – транзита, *3* – отложение снега

Распространение лавин и их классификация. На рассматриваемой территории можно выделить пять групп лавиноопасных районов: 1) арктические районы с метелевыми и инсоляционными лавинами; 2) северные районы с лавинами из метелевого и свежевыпавшего снега; 3) внутренние континентальные районы с преобла-

данием лавин возникающих вследствие перекристаллизации снега и образования глубинной изморози; 4) районы южного горного пояса с лавинами из свежевыпавшего снега, снежных плит и лавин адвективного происхождения; 5) Тихоокеанские и Приморские районы с лавинами из мокрого метелевого и стратифицированного снега.

Лавины – очень распространенное явление, а лавиноопасные районы встречаются на всех континентах, где есть горы и образуется снежный покров. Изучаются лавины с помощью так называемых лавинных карт разного масштаба. Большую помощь в этом в настоящее время оказывают данные, полученные с ИСЗ.

Большое разнообразие типов лавин позволило Г.Н. Тушинскому разработать классификацию лавин, в основу которой положен характер движения снега по склонам. Всего выделено три типа лавин.

Осовы – соскользнувший широким фронтом снег, спустившийся вне строго фиксированного русла и отложившийся в зоне резкого уменьшения уклонов.

Лотковые лавины – лавины, движущиеся по строго фиксированным руслам (логам) и у подошвы склона создающие конусы выноса.

Прыгающие лавины – лавины, двигающиеся по логу, и при встрече с отвесными участками свободно падающие на дно долины. Этот вид лавин имеет наибольшую скорость движения.

4.6. Морские устья рек

4.6.1. Формирование и строение устьевых областей

Место впадения реки в водоприемник, которым может быть другая река, озеро, море и т.п. (см. п. 4.2.1), называется *устьем*. В этой части реки заметно меняются условия стока, уменьшаются скорости течения, происходит аккумуляция наносов и т.п. Особый вид устьев представляют морские устья рек, которые можно рассматривать как самостоятельные водные объекты. Их размеры, строение, водный режим, химический состав воды, термические условия и т.п. отличаются от речных. Эти особенности определяются взаимодействием речных и морских вод, которое происходит на значительной площади, называемой устьевой областью.

Устьевая область включает в себя поймы рек, острова, водотоки, а также прилегающие участки моря и берега и может рассматриваться как единая природная система, состоящая из двух основных структурных блоков: устьевой участок реки и устьевое взморье. Основные процессы, протекающие внутри этой системы, определяются процессами, происходящими на прилегающих участках моря и в нижних частях рек. В устьевых областях может быть сосредоточено огромное количество воды, которое соизмеримо с запасами воды всех рек бассейна. Например, только в Обской губе заключено более 445 км^3 воды. Очень большие запасы воды находятся в устьевых областях крупнейших рек рассматриваемой территории: Лены, Волги, Невы и др. Значительны по размерам и площади устьевых областей этих рек. Так, площадь устьевой области Лены – 28 500 км^2, Невы – 329 км^2.

Следует отметить, что форма и размеры устьевых областей, количество воды, заключённое в них, не остаются постоянными во времени. Увеличение размеров устьевых областей происходит, прежде всего, за счёт аккумуляции наносов, приносимых рекой в течение длительного периода времени, а также за счёт сверхвековых колебаний уровня моря, которые могут приводить к его регрессии, т.е. отступлении от суши. При трансгрессии, наоборот, море наступает на сушу и, следовательно, площади устьевых областей сокращаются.

Через устьевые области в моря и океаны происходит поступление растворенных и твердых веществ, а также тепловой сток, которые играют заметную роль в термическом и гидрологическом режимах не только прибрежной зоны моря, но и на довольно больших расстояниях от берега. Для устьевых областей характерно постоянное переформирование, которое происходит в условиях движения речного потока. При этом, как правило, транспортирующая способность потока снижается, вследствие чего большое количество взвешенных и влекомых наносов, переносимых рекой, аккумулируется в ее устье, а часть выносится в море. Аккумулированные наносы ещё больше уменьшают уклоны реки, которая начинает дробиться на рукава, протоки, и речная вода широким фронтом втекает в море (многорукавный вариант). Естественно, динамические процессы в прибрежной части моря (течения, волны, сгонно-нагонные явления, приливы и т. п.) также влияют на характер и количество отложившегося материала и особенно на его перемещение по территории.

Возможны и другие варианты образования устьевых областей, которые определяются геологическими процессами, вызывающими поднятие или опускание земной коры. Так как устьевые области формируются многие столетия, то колебания земной коры, безусловно, сказываются на создании особых условий втекания речного потока в море. В случае опускания суши, речные наносы будут продолжать поступать в море по главному руслу, и рукава образовываться не будут. Наоборот, в случае поднятия суши условия для образования многорукавности будут более благоприятными.

Другой причиной сохранения втекания реки в море одним рукавом является образование значительных отливных течений из реки, промывающих русло. Образование многорукавности также затруднено, если река несёт малое количество наносов.

Существует ещё много различных причин, формирующих другие формы устьевых областей. Однако все их можно свести к двум основным видам, основными элементами которых являются дельты и эстуарии (рис. 4.26).

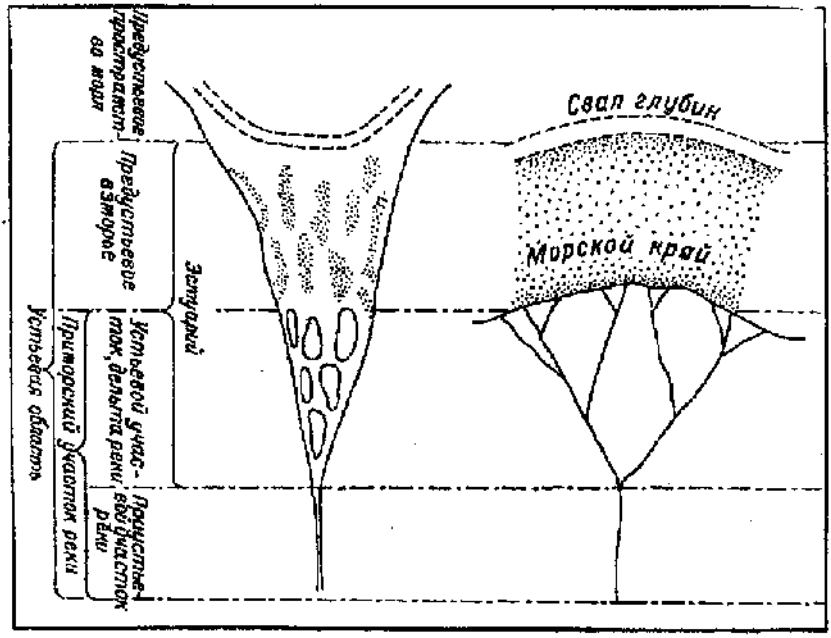


Рис. 4.26. Морские устья рек и их районирование

Дельта – особая форма устья реки, характеризующаяся большим количеством отложившихся наносов. В случае заполнения наносами заливов, вдающихся в сушу, образуются *дельты выполнения*, а при отложении наносов за пределами береговой линии – *выдвинутые дельты*.

Эстуарий – воронкообразное расширение устья реки, образующегося при условии малого количества отложившихся наносов и имеющего вид залива. Особой формой этого образования являются *лиманы*, представляющие собой затопленные морем устьевые части долин вследствие опускания береговой полосы. При этом часто лиман сохраняет извилистость, свойственную затопленной реке. Формирующиеся в море вдольбереговые течения в районе впадения реки часто образуют вытянутые вдоль берега песчаные косы, которые отделяют берег от основного морского пространства, а образовавшееся между ними водное пространство называется *лагуной*. Известная на Балтийском море Куршская коса в районе впадения р. Неман образует одноименный залив, являющийся лагуной. Таким образом, лиман является частью реки, а лагуна – моря.

Важной составной частью устьевой области является *бар*, представляющий собой вынесенные рекой в море наносы и отложенные за пределами собственно устья. Бар образует мелководное *взморье*.

Устьевую область можно разделить на несколько участков, определяемых действием реки, моря или совместно рекой и морем. *Приустьевой участок реки* заключён между створом на реке, на котором заканчивается действие приливных или нагонных явлений со стороны моря в меженный период, и началом деления реки на рукава при образовании дельты, или расширением – при образовании эстуария. Протяжённость этого участка самая различная. На реках с очень большими уклонами и быстрым течением, где влияние моря может ограничиваться устьевым участком, приустьевой участок может отсутствовать. *Устьевой участок реки* начинается с места деления реки на рукава или вершины эстуария. Нижней границей этого участка является его *морской край*, т.е. линия уреза. Приустьевой и устьевой участки образуют *приморский участок реки*. От морского края начинается *предустьевое взморье*, которое распространяется до пределов ощутимого в дон-

ном рельефе обмеления прибрежной полосы за счёт выноса и отложения речных наносов. Нижняя граница этого участка хорошо определяется по выпуклости изобат. В этой части устьевой области может хорошо прослеживаться затопленное продолжение дельты или эстуария. За пределами этого участка начинается *предустьевое пространство моря,* где наблюдается заметное увеличение глубин *(свал глубин)*, соленость резко увеличивается, но попрежнему поверхностный слой воды распресняется при прохождении по рекам половодий и паводков.

В каждом из выделенных участков происходит взаимодействие речных и морских вод, зависящее от водности и размеров реки, от времени года, от общей увлажнённости бассейна. Наиболее заметно это взаимодействие проявляется в местах сопряжения выделенных районов в вершине устьевого участка дельты или эстуария, вдоль морского края устьевого участка, в районе свала глубин. В первом случае наблюдается начало распластывания паводочной волны и растекания речной воды по рукавам или движение по эстуарию. Во втором случае происходит втекание речных вод в море, а в районе свала глубин практически заканчивается течение речной воды.

4.6.2. Типы устьевых областей

На рис. 4.27 представлена схема наиболее часто встречающихся видов устьевых областей. Однако в природе существует большое количество их разновидностей, которые обусловлены различными соотношениями между твёрдым стоком, приносимым реками, и размерами морских акваторий или заливов, в которые эти реки впадают; характером водного режима рек, гранулометрического состава наносов, подстилающих грунтов и другими местными условиями. На многих реках заметную роль в формировании рельефа в пределах устьевых областей играет хозяйственная деятельность человека. Всё это и предопределяет большое разнообразие устьевых областей по форме и размерам.

В настоящее время разработано много классификаций устьевых областей. Например, классификация устьевых областей по их внешнему виду. Однорукавные (Риони, Амур), воронкообразные (Обь, Енисей, Хатанга, Днепр), островные (Дон, Печора, Нева, Се-

верная Двина), лопастные (Кура, Урал), многорукавные (Волга, Терек, Амударья), лиманные (Кубань, Камчатка, Днестр). Также устьевые области можно разделить на морфолого-генетические типы, которые располагаются в порядке их развития и соответственно усложнения рельефа: однорукавные, двухрукавные, многорукавные, крупноостровные. Класс однорукавных областей представляет различные виды эстуариев. Остальные классы представляют разнотипные дельты. В настоящее время разработаны и более детальные типизации и районирования устьевых областей. Например, типизация В.Н. Михайлова, которая позволяет проследить эволюцию устьевых областей от простейших однорукавных до дельт выдвижения (табл. 4.3).

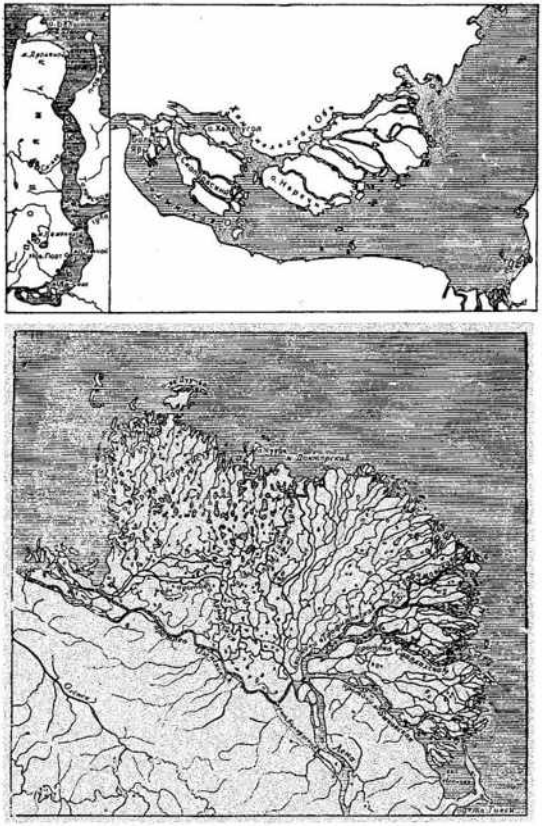


Рис. 4.27. Устьевые области. *а* – эстуарий, Обская губа; *б* – дельта р. Лены

Таблица 4.3

Типизация устьевых областей рек и их частей по морфологическим признакам

Объект и его части	Типы			
	1	2	3	4
Устьевая область реки в целом	Простая*	Эстуарная*	Эстуарно-дельтовая*	Дельтовая
Устьевой участок реки	Однорукавный, бездельтовый	Однорукавный, бездельтовый	С дельтой выполнения	С дельтой выдвижения
Устьевое взморье	Открытое	Полузакрытое*	Полузакрытое*	Открытое

Примечание. *Устьевая область в целом и полузакрытое устьевое взморье могут быть как с блокирующей косой, так и без нее.

Одна из наиболее хорошо выраженных многорукавных дельт принадлежит р. Лене, впадающей в море Лаптевых. Примерно за 350 км до впадения в море начинается резкое расширение долины реки и формируется дельта, площадь которой 32 000 км^2, причем более 25 % приходится на водную поверхность. В дельте Лены 6500 км проток и рукавов и 30 000 озёр. При этом 100 озёр имеют площадь зеркала более 10 км^2. Дельта глубоко вдаётся в море и постоянно растёт. Количество воды, ежегодно сбрасываемое в море, составляет около 500 км^3, а твердый сток достигает 12 млн т в год.

Типичным эстуарием представлена устьевая область р. Оби, впадающей в Карское море и носящая название Обская губа. Длина Обской губы около 800 км, ширина 35–100 км. В верховье губы обозначена небольшая дельта площадью около 4000 км^2. Годовой сток воды Оби 400 км^3, а твёрдый сток около 13,5 млн т в год.

Скорость роста устьевых участков различна и зависит от количества откладываемого твердого материала и от уровня воды в море. Например, все приносимые наносы Волги откладываются в дельте и на её морском крае. При этом скорость продвижения её в море составляет несколько километров в год. Однако падение уровня Каспия, уменьшение стока Волги привели к выдвижению морского края дельты на взморье на 30–40 км. Заметно уменьшилась скорость (в три раза) нарастания дельты после ввода в эксплуатацию каскада Волжских ГЭС, в водохранилищах которых большая часть твердого стока реки аккумулируется. Почти 100 % наносов задерживает водохранилище Насер на Ниле, что также замедлило рост нильской дельты. Разбор воды на орошение на р. Сырдарья и Амударья, впадающих в Аральское море, привело

к катастрофическому снижению уровня моря и полному прекращению процесса дельтообразования. Более чем за сто лет имеются сведения о нарастании дельты Дуная. Так, в 1830 г. нулевая изобата ограничивала площадь 70 км^2, а спустя 110 лет – уже 275 км^2.

В настоящее время существует точка зрения, что поднятие восточного и опускание западного края Евроазиатского континента привело к активизации образования дельт на реках, впадающих в моря Северного Ледовитого океана в восточной части и, наоборот, эстуариев – в его западной части. Например, для Северной Двины, Оби, Енисея, Хатанги характерны эстуарии, а для Лены, Яны, Индигирки, Колымы – дельты.

Таким образом, устьевые области постоянно изменяются во времени, увеличивая или уменьшая свои размеры, меняя форму. Есть также сведения о значительных изменениях положения устьевых областей в историческом прошлом, что связано с изменениями климатических условий, состоянием устьевой области, а также тектоническими движениями земной коры. Например, за 2300 лет устьевая область р. Хуанхэ переместилась к северу на более чем 1500 км. Устьевая область реки, вытекающей из Ладожского озера, до образования Невы более 2000 лет назад находилась в районе современного Выборгского залива и т.п.

4.7. Гидрография

Основоположники отечественной гидрографии Л.К. Давыдов и А.А. Соколов считают, что гидрография является разделом гидрологии, в задачу которого входит выявление закономерностей распределения вод в различных ландшафтных зонах и естественно исторических районов, исследование морфологии водных объектов с качественной и количественной характеристикой их положения, размеров, режима, местных условий и хозяйственного использования. Часть этих вопросов входит в специальные разделы гидрологии суши, поэтому основные направления настоящего раздела представлены сведениями о водных объектах, их размерах, ряде гидрологических характеристик и местоположения. Приводятся сравнительные характеристики объектов в разных ландшафтных зонах.

Рассматриваемая территория расположена в Восточной Европе, северной части Азии и имеет площадь 22,4 млн км^2. Российская

Федерация является частью этой территории, ее площадь составляет 17,08 млн км^2, в том числе 298 000 км^2 занимают острова. Эти территории составляют, соответственно, 15,03 и 11,46 % от всей площади суши нашей планеты. Расположенная в нескольких климатических зонах территория имеет сложные физико-географические условия, рельеф, геологическое строение, почвенно-растительный покров и др. Весьма разнообразные физико-географические условия характерны и для сопредельных территорий. Большую часть территории занимают субарктический умеренный и субтропический географические пояса.

В тесной связи с такими сложными физико-географическими условиями находится гидрография территории, а распределение и характеристики водных объектов отличаются большим разнообразием. Рассматриваемая территория водораздельными возвышенностями, горами, хребтами разделена на четыре основных бассейна (рис. 4.28).

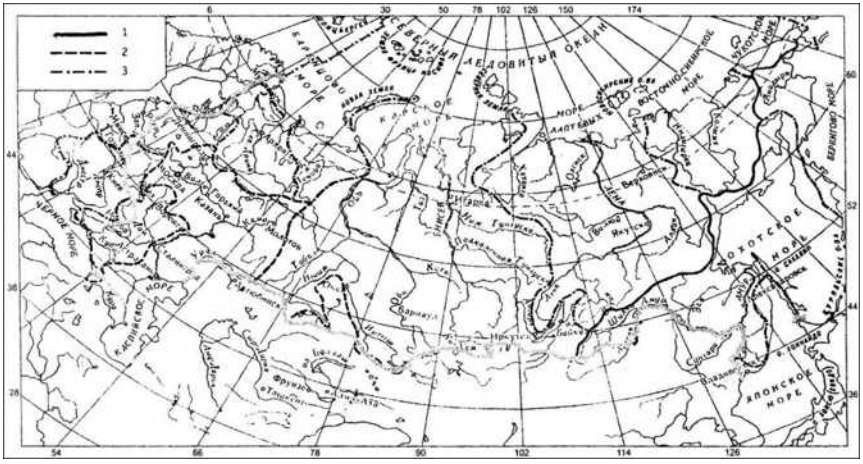


Рис. 4.28. Основные водоразделы и область внутреннего стока на рассматриваемой территории. *1* –мировой водораздел, *2* – водоразделы между бассейнами океанов и областью внутреннего стока, *3* – водоразделы между бассейнами морей

В восточной части территории проходит мировой водораздел, который отделяет бассейн Тихого океана (район 4) от других бассейнов рек, впадающих в Северный Ледовитый океан. Общая площадь этой территории 2,39 млн км^2. В Беринговo море, Тихий

океан, Охотское и Японское моря впадают реки, стекающие со склонов Яблонового и Станового хребтов, хребтов Джугджур и Колымского, полуострова Камчатка, острова Сахалин и Курильских островов, а также реки с островов, расположенных непосредственно в Тихом океане. Главными реками этого района являются: Амур, Анадырь, Уда, Пенжина, Камчатка и др. Западнее мирового водораздела расположен район 3, который дренируется реками, впадающими в окраинные моря Северного Ледовитого океана: Чукотское, Восточно-Сибирское, Лаптевых, Карское, Белое, Баренцево. Среди крупнейших рек этих территорий можно выделить величайшие реки мира: Лену, Енисей, Обь, берущих начало в горах Центральной Азии. Крупные реки: Яна, Индигирка, Колыма, Пясина, Печора, Северная Двина, Онега, Мезень и др. Суммарная площадь этой территории составляет 12,06 млн км^2.

К бассейну Атлантического океана относятся водосборы рек центральной и западной частей Русской равнины, расположенной к западу от Приволжской, Средне-Русской, Валдайской водораздельных возвышенностей, с которых берущие там начало реки впадают в Балтийское, Азовское и Черное моря (район 2). Общая площадь этой территории равна 784,7 тыс. км ^{2} . К числу крупнейших рек этой территории следует отнести: Неву, Западную Двину, Неман, Днепр, Дон, Кубань.

Остальная территория относится к областям внутреннего стока (район 1) (рис. 2.9). В качестве крупнейших водоприемников в этой области можно назвать Каспийское, Аральское моря, оз. Балхаш, Б. Чаны, Иссык-Куль. Главные реки: Волга, Урал, Сулак, Терек, Сырдарья, Амударья, Или, Кура. Площадь этой территории составляет 5,33 млн км^2, в том числе на российскую часть приходится 1,67 млн км^2.

Реки. Всего на рассматриваемой территории протекает почти 3,0 миллиона рек. В пределах России – 2,5 миллиона. Из них почти 95 % составляют водотоки, длина которых меньше 10 км. Перечисленные районы представляют собой замкнутые территории, границы которых, как правило, являются хорошо выраженными водоразделами. К их числу относятся: Уральские горы, Главный моренный пояс (Валдайская, Тихвинская, Андомская возвышенности) и, конечно же, Памир, Тянь-Шань, Кавказ и др. Тем не менее,

внутри районов, особенно на Русской равнине, водораздельные линии выражены слабо, реки берут свое начало на заболоченных равнинных участках или из озер и текут в разных направлениях. Например, нечетко выражены границы верховьев бассейнов Волги, Западной Двины, Днепра, рек, относящихся к разным районам, расположенным в пределах обширных заболоченных территорий. Нечеткими могут быть границы бассейнов в зоне тундры. Еще более условными являются границы водосборов в степных и полупустынных районах внутреннего стока. Например, точно не установлены границы бассейнов крупных рек Северного Казахстана: Ишима, Тобола и др. Кроме того, в таких бассейнах имеются бессточные понижения, влага которых не участвует в формировании стока.

Заметно изменяется по территории и густота речной сети, минимальные значения которой наблюдаются в засушливых районах степной части Прикаспийской низменности и в пустыне Каракумы (D < 0,1 км/ км^2), наибольшие – на Кавказе (D > 2,0 км/ км^2). По данным ГГИ, имеет место зависимость густоты речной сети от степени увлажненности территории. В большой степени на густоту речной сети влияет еще водопроницаемость горных пород и высотное положение местности. Поэтому повышенное значение густоты речной сети характерно для зоны избыточного увлажнения.

На Европейской части рассматриваемой территории значения D убывают от 0,40–0,60 на Севере, 0,30–0,40 – в центральной полосе, 0,20–0,30 – в зоне степей и до 0,01–0,10 – в зоне сухих степей и полупустынь. На Азиатской части территории густота речной сети распределяется более неравномерно из-за большего разнообразия природных условий. На территории же Западной Сибири четко прослеживается зональность в распределении густоты речной сети. Величина D изменяется от 0,10–0,20 в степной зоне до 0,60–0,70 у полярного круга. Восточнее бассейна р. Енисей из-за неравномерного распределения осадков и особенностей орографического строения территории распределение D более сложно, чем в западных районах. Так, в центре Восточно-Сибирского плоскогорья D = 0,30–0,40, в центральной части Якутии D = 0,20–0,30, на Северо-Востоке D = 0,90–1,50.

Всего на рассматриваемой территории протекает 121 река с площадями водосборов > 50 тыс. км^2. В том числе на территории

России таких рек 96, из них с площадями водосборов >1 млн км^2 – 7 рек (табл. 4.4).

Таблица 4.4

Количество рек России с площадями водосборов более 50 тыс. км^2

Площадь водосбора, тыс. км^2	Европейская часть России	Азиатская часть России	Всего
50–100	16	35	51
101–300	5	21	26
301–500	3	6	9
501–1000	1	2	3
> 1000	1	6	7

Реки, имеющие самые большие площади бассейнов, являются и самыми длинными. На рассматриваемой территории рек с длиной более 1000 км – 63, в том числе в России – 50. Несколько рек протекают одновременно в обоих районах. В табл. 4.5 приведены сведения о крупнейших реках России, имеющих площади водосборов >200 тыс. км^2.

Из таблицы следует, что самую большую площадь водосбора имеют: Обь, Енисей, Лена, Амур, Волга. Они же и самые длинные. В таблице одновременно представлены также сведения о многолетнем стоке этих рек.

Таблица 4.5

Крупнейшие реки России

№	Река	Площадь водосбора, тыс. км^2	Длина реки, км	Многолетний сток реки, км^3/год
1	Обь	2990	5570	397
2	Енисей	2619	5940	577
3	Лена	2478	4270	333
4	Амур	2050	4060	355
5	Волга	1380	3690	245
6	Колыма	665	2600	103
7	Дон	422	1970	27.5
8	Хатанга	422	1510	121
9	Индигирка	362	1790	50,2
10	Северная Двина	360	1310	105
11	Печора	327	1790	108
12	Нева	281	1100	78,4
13	Яна	238	1170	34,9
14	Оленёк	231	2415	40,1
15	Анадырь	200	1170	55,5

Наряду с перечисленными реками России, еще три реки на рассматриваемой территории имеют площади более 200 тыс. км^2: Днепр (площадь водосбора 504 тыс. км^2, длина 2200 км, объем стока 53 км^3) , Амударья (309 тыс. 1415), Сырдарья (219 тыс. 2210).

Для сравнения в табл. 4.6 приведены сведения о 10 крупнейших реках других районов мира.

Таблица 4.6

Крупнейшие реки зарубежных стран

№	Река	Материк	Площадь водосбора, км$^2 \cdot 10^3$	Длина, км	Многолетний сток реки, км^3/год
1	Амазонка	Ю. Америка	6300	6400	6300
2	Конго	Африка	3800	4700	1200
3	Миссисипи	С. Америка	3300	6260	490
4	Нил	Африка	2870	6670	70
5	Парана	Ю. Америка	2800	4800	470
6	Янцзы	Азия	1800	5520	888
7	Маккензи	С. Америка	1800	4240	330
8	Ганг	Азия	1640	2200	1330
9	Замбези	Африка	1330	2660	100
10	Св. Лаврентия	С. Америка	1200	3100	450

Таким образом, три российские реки (Обь, Енисей, Лена) попадают в десятку крупнейших рек земного шара по размерам площадей водосборов, они же занимают, соответственно, 4, 5 и 7 места по длине и 8, 5 и 6 места по водности.

Самой крупной рекой в мире по всем показателям является Амазонка, а в России – Енисей. Амазонка – самая многоводная река, ежегодно она выносит в океан 6300 км^3 воды. Енисей по этому показателю занимает пятое место в мире. Суммарный сток всех рек нашей страны равен 4400 км^3. По этому показателю Россия занимает второе место в мире после Бразилии и относится к странам с высокой водообеспеченностью.

Озера. Количество озер на рассматриваемой территории превышает 2,9 миллиона, в том числе на территории России их более 2,2 миллионов. При этом более 98 % общего количества имеют площади зеркала менее 1,0 км^2. В табл. 4.7 приведены сведения о распределении крупнейших озер по территории России.

Таблица 4.7

Озёра России по градациям площади зеркала

Площадь зеркала, км^2	Количество озёр			Суммарная площадь зеркала, км^2
	ЕТР	АТР	Россия в целом	
1–10	4830	28370	33 200	76 940
10–50	429	1274	1703	32 790
50–100	38	125	163	11 163
100–1000	20	69	89	20 924
> 1000	4	4	8	74 020
Всего	5321	29 842	35 163	215 837

Озера распределены по территории страны повсеместно, но крайне неравномерно. Количественным показателем распределения озер служит коэффициент озерности (f_o).

Средняя озерность для земного шара составляет 1,5 %. При этом наблюдается определенная закономерность в распределении f_o, связанная как с происхождением котловин, так и с особенностями климата. На рис. 4.29 приведена карта озерности.

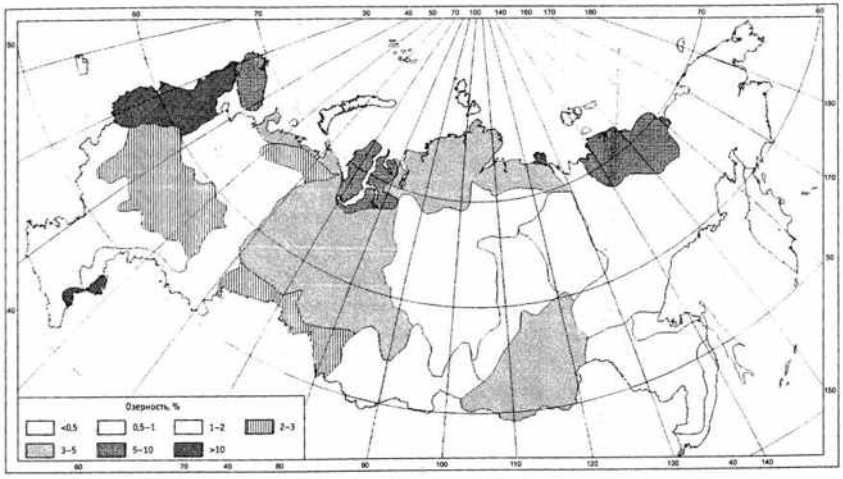


Рис. 4.29. Озерность территории Российской Федерации

Максимальное количество озер сосредоточено в зоне распространения последнего Валдайского оледенения. Здесь величины f_o достигают 12–13 %, в отдельных случаях достигая 20 %. В этом районе сосредоточены крупнейшие озера Европы: Ладожское, Онежское, Чудско-Псковское и др. Высокая озерность наблюдается и в сопредельных районах Финляндии, Польши. На карте также

видно, что повышенная озерность (3–10 %) свойственна северным районам, району Западной Сибири. На остальной территории озерность меньше 2 %, за исключением зоны распространения бессточных озер засушливых территорий Казахстана, Забайкалья, юга Западной Сибири, где величина f_o возрастает до 3–5 %. Здесь расположены такие крупные озера, как Балхаш, Б. Чаны, Кулундинское и др. Весьма условно, но можно говорить о наличии северного и южного озерных поясов. Подобная закономерность наблюдается и в Западном полушарии.

В табл. 4.8 приведены сведения о крупнейших озерах России.

Таблица 4.8

Крупнейшие озёра России с площадью зеркала > 700 км^2

№	Озеро	Площадь зеркала, км^2	Площадь бассейна, тыс. км^2	Максимальная глубина, м	Объём воды, км^3
1	Байкал*	31 720	571	1642	23 615
2	Ладожское	17 872	276	230	838
3	Онежское*	9693	62,8	120	262
4	Таймыр	4560	43,9	26	12,8
5	Ханка	4190	20,1	10,6	18,5
6	Чудско-Псковское	3555	47,8	15,3	25,1
7	Б. Чаны*	1294	23,6	8,5	2,58
8	Ильмень*	1100	67,2	4,25	2,85
9	Хантайское	822	11,9	420	82
10	Пясино	735	24,0	10	2,9

Примечание. * – уровни искусственно изменены.

Из таблицы следует, что на территории России есть два озера, которые по площади зеркала принадлежат к классу великих: Байкал и Ладога. К тому же Байкал является самым глубоким озером мира. Приведенные в таблице крупнейшие озера России имеют и самые большие запасы воды.

Наряду с перечисленными в таблице озерами России на рассматриваемой территории имеются еще озера с площадью зеркала более 700 км^2, сведения о которых приводятся в табл. 4.9.

Большинство этих озер являются бессточными и, соответственно, солоноватыми и солеными. Особняком стоит Каспийское море – самое большое по всем показателям озеро на Земле. Однако

по максимальной глубине озеро занимает третье место после Байкала и Танганьики. Озеро расположено на территории двух континентов. Площадь зеркала озера равна 390 000 км^2, площадь бассейна составляет 1,5 млн км^2, запасы воды превышают 78 000 км^3. Следует также отметить, что площадь зеркала Аральского моря в настоящее время существенно уменьшилась из-за интенсивной хозяйственной деятельности человека в бассейне озера.

Таблица 4.9

Крупнейшие озёра стран СНГ

№	Озеро	Площадь зеркала, км^2	Площадь бассейна, тыс. км^2	Максимальная глубина, м	Объём воды, км^3
1	Аральское море*	64 100	940	68	1023
2	Балхаш*	18 300	413	26	112
3	Иссык-Куль*	6280	219	702	1730
4	Зайсан*	5510	142		53,0
5	Алаколь	2670	68,7	54	58,6
6	Севан*	1360	4,75	86	–
7	Тенгиз	1590	94,9	8	–
8	Селетенгиз	777	23,4	3,2	1,54
9	Сасыкколь	736	15,0	4,7	2,43

Примечание. * – уровни искусственно изменены.

Для сравнения в табл. 4.10 приводятся сведения о крупнейших озерах мира.

Таблица 4.10

Сведения о крупнейших озёрах Земли

Озеро	Континент	Площадь зеркала, тыс. км^2	Наибольшая глубина, м	Объём воды, км^3
Верхнее	С. Америка	82,7	406	11 600
Б. Медвежье	С. Америка	70,2	137	1010
Виктория	Африка	69,0	92	2700
Мичиган	С. Америка	58,2	281	4680
Гурон	С. Америка	54,8	229	3580
Танганьика	Африка	32,9	1435	18 900
Ньяса	Африка	30,9	706	7725

Таким образом, в число крупнейших озер Земли из российских объектов вошло помимо Каспия оз. Байкал (7 место по размерам площади зеркала и второе по запасам воды).

Водохранилища – искусственные водоемы, создаются для рационального использования водных ресурсов. Поэтому водохранилища необходимы для решения целого ряда узкоотраслевых и межотраслевых задач. В России главными видами их использования являются: гидроэнергетика, теплоэнергетика, ирригация и водоснабжение. Равнинные водохранилища используются для судоходства. Так, около 10 % внутренних водных путей, в первую очередь на Волге, Каме, Днепре, проходит по водохранилищам. Около 15 % всей электроэнергии вырабатывается на гидроэлектростанциях. Многие водохранилища обеспечивают водой тепловые и атомные станции. Почти 50 % всех орошаемых земель страны используют водные ресурсы водохранилищ. Большую роль играют водохранилища и для коммунально-бытового и особенно промышленного водоснабжения, для рекреации, для рыбного хозяйства. На реках Дальнего Востока и в некоторых районах предгорий водохранилища часто создаются для борьбы с наводнениями.

Такое широкое использование водохранилищ предопределило их размещение по территории. Создание разнотипных водохранилищ приурочено к соответствующим областям развития промышленного и сельскохозяйственного производства. Большую роль играют также сложные природные условия, создающие затруднения при строительстве водохранилищ или, наоборот, наличие благоприятных условий для их создания. На рис. 4.30 представлена схема размещения водохранилищ с полным объемом 100 млн $м^3$ на рассматриваемой территории.

Схема показывает, что действительно скопление водохранилищ приурочено к промышленным и сельскохозяйственным районам, а также к предгорьям. Особое место отведено каскадам водохранилищ на крупных реках. Именно здесь сосредоточены крупнейшие водохранилища. Следует также отметить, что на карту не нанесены места сосредоточения малых водохранилищ – прудов, которых в настоящее время только на территории России насчитывается 150–175 тысяч.

В табл. 4.11 и 4.12 приведены сведения, соответственно, о крупнейших долинных водохранилищах и водохранилищах, в состав которых вошли большие озера.

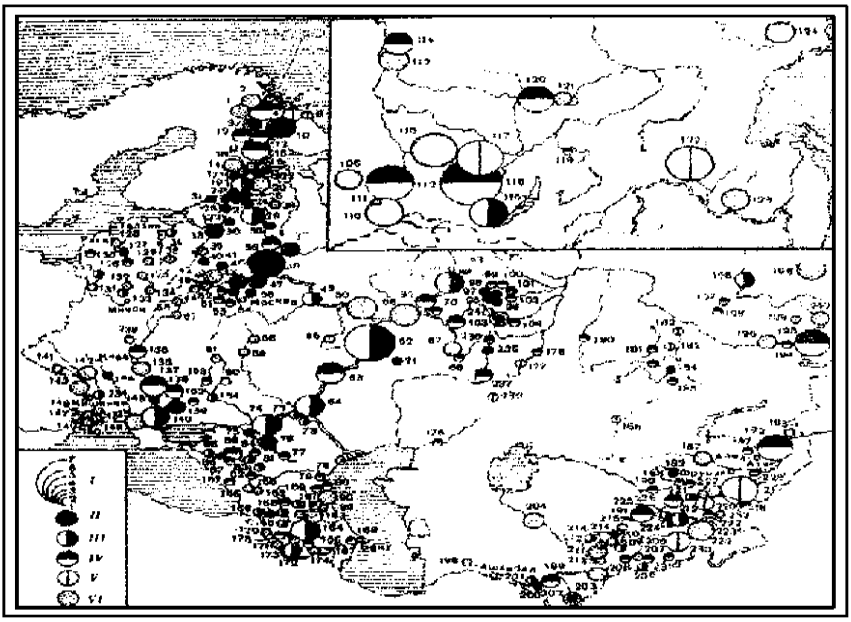


Рис. 4.30. Схема размещения водохранилищ с полным объемом 100 млн м^3 на рассматриваемой территории (по Ю.М. Матарзину). Условные обозначения, нумерация объектов – в книге «Водохранилища мира», 1979

Таблица 4.11

Сведения о крупнейших долинных водохранилищах России с площадью зеркала >1500 км^2

Название	Река	Год заполнения	Площадь зеркала при НПУ, км^2	Полный объём, км^3	Напор, м
Куйбышевское	Волга	1955–1957	6448	56,0	25
Братское	Ангара	1961–1967	5478	169,3	106
Рыбинское	Волга	1940–1949	4550	25,4	18
Волгоградское	Волга	1958–1960	3117	31,4	27
Цимлянское	Дон	1952–1953	2702	23,9	26
Богучанское	Ангара	строящееся	2325	58,2	
Вилюйское	Вилюй	1965–1972	2176	35,9	68
Зейское	Зея	1974	2119	68,4	98
Красноярское	Енисей	1967	2000	73,3	100
Усть-Илимское	Ангара	1974–1977	1922	59,4	88
Саратовское	Волга	1967–1968	1831	12,4	15
Горьковское	Волга	1955–1957	1591	8,8	

Таблица 4.12

Сведения о крупнейших озёрно-речных водохранилищах России с площадью зеркала >1500 км^2

Название	Река; озеро	Год заполнения	Площадь зеркала при НПУ, км^2	Напор, м
Иркутское	Ангара; оз. Байкал	1956–1959	31 876	30
Верхне-Свирское	Свирь; оз. Онежское	1951–1952	9922	17
Кумское	Кума; Пяозеро, Топозеро	1962–1966	1910	
Шекснинское	Шексна; оз. Белое	1963–1964	1670	
Волховское	Волхов; оз. Ильмень	1926–1929	1102	

В настоящее время в мире насчитывается более 60 тыс. водохранилищ Их общая площадь равна 400 тыс. км^2, а с учетом подпруженных озер – более 600 тыс. км^2. Суммарный объем водохранилищ превысил 6,6 тыс. км^2. На рассматриваемой территории имеется более 3700 водохранилищ, в том числе на территории России – 1162. Их полный объем равен, соответственно, почти 2120 и 925 км^3, а площади составляют 260 и 115 тыс. км^2, в том числе без подпруженных озер 150 и 63 тыс. км^2.

Водохранилищ с объемом воды более 1 км^3 в России насчитывается 49, их полный объем составляет 892 км^3. Среди крупнейших водохранилищ Мира по объему воды Братское водохранилище занимает второе место после африканского водохранилища Виктория (205 км^3), на седьмом месте Красноярское водохранилище после Братского, Насер, Виктория, Вольта, Кариба (Африка), Даниэль-Джонс (Северная Америка). По площади зеркала Братское водохранилище также одно из самых больших, еще больше площадь Куйбышевского водохранилища на Волге (6448 км^2). Только водохранилище Вольта в Гане имеет большую площадь (8480 км^2).

Болота и заболоченные земли распространены повсеместно. Однако особенности климата и условий подстилающей поверхности разных территорий предопределяют наличие различных сочетаний признаков болот (характер растительности, торфяной залежи, условий расположения болот в рельефе местности и т.п.), которые образуют болотные зоны. В расположении этих зон на равнинной части рассматриваемой территории достаточно четко проявляется широтная зональность. В горах эта закономерность нарушается. Согласно наиболее полному районированию болот,

предложенному Н.Я. Кацем, с севера на юг на рассматриваемой территории выделено 8 болотных зон и несколько самостоятельных провинций [32]. Как отмечено выше, для территории России в настоящее время предложено районирование болот ГГИ (рис. 4.31), которое заметно уточняет границы районов Каца. К сожалению, нет сведений о болотах западной части рассматриваемой территории.

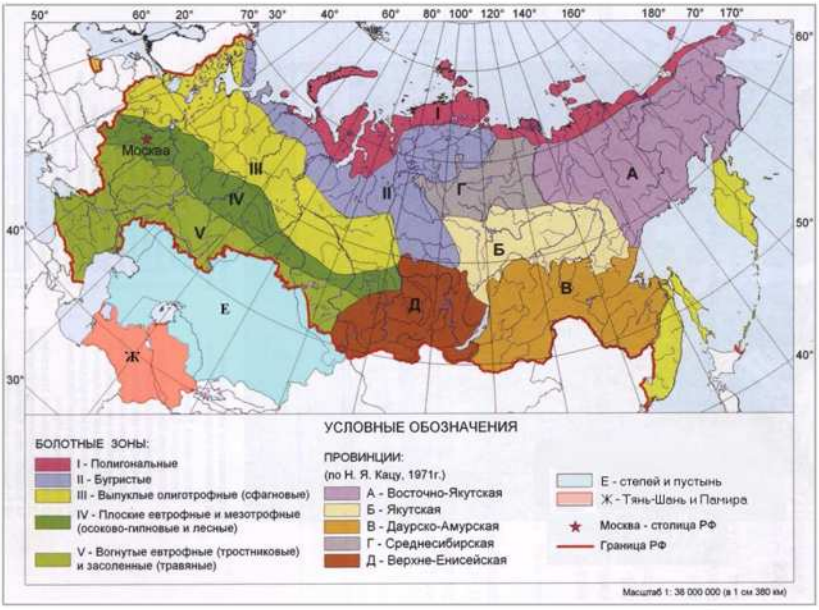


Рис. 4.31. Районирование болот

При этом западная часть и север территории России, в том числе Западная Сибирь, представлены уточненными болотными зонами ГГИ. В восточной части, где болота менее распространены, сохранены провинции Каца. Им же выделены провинции на территории Казахстана и юге Западной Сибири (провинции степей и пустынь). Южнее расположились горные провинции Алтая, Тянь-Шаня и Памира. Территории Камчатки, Сахалина, Приморья, где выпадает большое количество осадков, относятся к провинции лесов и выпуклых болот, их характеристики близки показателям III болотной зоны ГГИ. Характеристики болот западной части рассматриваемой территории близки III, IV, V болотным зонам ГГИ.

Наибольшее количество болот сосредоточено в увлажненных районах Северо-Запада России, стран Балтии, Белоруссии. Здесь расположены крупные болотные массивы. Например, на территории Ленинградской, Псковской, Новгородской областей (III болотная зона) насчитывается свыше 8 тысяч болот каждое с площадью более 10 км^2. Наиболее крупные из них: Зеленецкий Мох (площадь 345 км^2), Соколиный Мох (408 км^2), Мшинское болото (390 км^2) и др. К наиболее крупным болотным массивам Карелии относятся: Подужемское болото (222 км^2), Юняуж-Шуо (200 км^2) и др.

Суммарная площадь болот Белорусского полесья превышает 250 тыс. км^2.

Но особенно крупные массивы характерны для территории Западной Сибири (II и III болотные зоны), где болота занимают более 70 % территории. Упоминавшееся Васюганское болото, самый большой болотный массив в мире, расположенное на Обь-Иртышском водоразделе, протянулся с запада на восток на 573 км и с севера на юг на 320 км. Заболачивание этой территории продолжается и в настоящее время.

Большое количество болот приурочено к I болотной зоне, охватывающей преимущественно зону тундр. Наименьшее их количество находится в V болотной зоне, в зоне степей, сюда же относятся болота провинций Каца Б и Е.

Общая заболоченность всей рассматриваемой территории – около 4 %, России – 5,9 %.

В табл. 4.13 приведены сведения о торфяных и водных ресурсах болот стран, в которых суммарная площадь болот – не менее 150 тыс. км^2.

Приведенные данные о торфяных ресурсах болот для гидрологов представляют несомненный интерес, т.к. позволяют приближенно оценить запасы воды в болотах. Кроме того, эти сведения дают представление о распределении болот по территории. Из таблицы также следует, что запасы болотных вод на территориях перечисленных стран составляют примерно 40 % общих запасов воды во всех торфяных болотах Земли.

Ледники занимают площадь свыше 16 млн км^2, или более 10 % всей суши. Объем воды, заключенной в ледниках, составляет примерно 24 млн км^3, а это 95 % всей пресной воды на Земле. Большая часть этой воды сосредоточена в покровных ледниках,

в горных же всего 0,006 % от общих запасов воды на Земле в твердом состоянии. Тем не менее, горные ледники играют важную роль в круговоротах влаги на Земле, в формировании особого водного режима горных рек.

Таблица 4.13

Водные и торфяные ресурсы болот некоторых стран (по материалам Л.И. Инишевой)

№	Страна	Площадь торфяных месторождений, $A_т \cdot 10^6$, км^2	Процент площади страны, %	Запасы торфа $P_т$, млрд т	Процент к мировым запасам, %	Запасы воды $V_в$, км^3
1	Рассматриваемая территория	0,860	3,8	200	40,0	2350
2	Индонезия	0,260	13,6	38,5	15,7	452
3	Канада	0,130	1,2	35,0	7,0	412
4	США	0,102	1,1	36,3	7,3	426
5	Финляндия	0,100	30,6	35,0	7,0	412
6	Швеция	0,070	14,0	11,2	2,4	125
7	Китай	0,042	0,43	27,0	5,4	318
8	Норвегия	0,030	9,25	2,0	0,4	2,35
9	Малайзия	0,024	7,0	11,8	2,5	139
10	Великобритания	0,016	6,6	5,7	1,2	67,0
11	Польша	0,015	4,7	6,0	1,2	70,6
Всего		164,9	–	408,5	–	4770

Распространение ледников на Земле крайне неравномерно и связано с широтным положением территории, условиями и особенностями питания ледников, а также рельефом местности. Совокупность этих условий позволило В.М. Котлякову выделить 10 основных провинций оледенения на Земле, каждая из которых делится на ледниковые области:

1. Атлантико-Североамериканская провинция, куда входят Гренландия и область Канадского архипелага.
2. Атлантико-Североевропейская (Арктика, Скандинаво-Уральская область).
3. Атлантико-Евроазиатская (Альпы, Кавказ, Памиро-Алай, Тянь-Шань, Алтай, Саяны).
4. Тихоокеанская-Азиатская (Камчатско-Корякская и Восточно-Сибирская области).
5. Тихоокеанско-Североамериканская (Аляска, Береговые хребты США, Канады).

6. Индоокеанско-Азиатская (Гиндукуш, Каракорум, Гималаи, Тибет).

7. Тихоокеанско-Южноамериканская (Анды, Патагония).

8. Тихоокеанско-Новозеландская (Новая Зеландия).

9. Экваториальная (Мексика, Экваториальная Африка, Новая Гвинея).

10. Антарктида.

Ледники этих провинций относятся к трем морфологическим группам: покровные, горно-покровные, горные ледники. Покровные и горно-покровные представляют области Гренландии, Канадского архипелага, Арктики, Антарктиды и входят в провинции 1, 2, 10. Остальные ледниковые провинции представлены горными ледниками, в том числе ледниками рассматриваемой территории. На этой территории принято выделять четыре широтных пояса распространении ледников: арктический, субарктический, умеренный и южный. В табл. 4.14 приводятся данные о ледниках, расположенных в этих поясах.

Таблица 4.14

Сведения о ледниках различных широтных поясов рассматриваемой территории (по данным справочника «Каталог ледников СССР»)

Пояса	Суммарная площадь ледников, км^2	Число ледников	Объем льда, км^3	Запасы воды, млрд т
Арктический	56 157	2080	17573	14 962
Субарктический	1546	2572	96	80
Умеренный	962	1687	49	41
Субтропический	19 576	22 190	1800	1500
Всего	78 241	28 529	19518	16 583

Всего на рассматриваемой территории сосредоточено более 28 тысяч разнотипных ледников. Из них более 2000 ледников суммарной площадью более 56 тыс. км^2 являются покровными, а 26,5 тыс., но с площадью 22 тыс. км^2, – горные.

Сведения о ледниках России приведены в табл. 4.15.

На территории России имеется около 6000 горных ледников общей площадью 3542 км^2. При этом количество покровных ледников в три раза меньше, но их суммарная площадь в 16 раз превосходит площадь горных ледников, т.е. покровные ледники крупнее. Покровные ледники сосредоточены в Арктическом поясе. В субарктическом поясе большая часть ледников находится в Ти-

хоокеанском секторе на Камчатке, хребтах Сунтар-Хаята, Черского. В умеренном поясе большое количество ледников сосредоточено на Алтае, в Саянах, Кодаре. В южном поясе – на северных склонах Большого Кавказского хребта.

Таблица 4.15

Площадь современного горного оледенения и количество ледников на территории России (по Л.Д. Долгушину, Г.Б. Осиповой)

Область или район оледенения	Количество ледников	Площадь оледенения, км^2
Северный склон Большого Кавказа и Эльбрусский ледниковый комплекс	1433	991,9
Алтай	1499	906
Камчатка	405	874
Корякский хребет	1335	260
Горы Сунтар-Хаята	208	201
Хребет Черского	372	156
Горы Быранга	96	30
Саяны	105	30
Урал	143	28
Кодар	30	19
Орулган	74	18
Саур	18	16
Кузнецкий Алатау	91	6
О. Врангеля	101	3,5
Горы Путорана	22	2,5
Хибины	4	0,1
Всего	5936	3542

Самыми крупными горными ледниками рассматриваемой территории являются: ледники Федченко на Памире (его площадь равна 649,6 км^2) и Южный Иныльчек на Тянь-Шане (567,2 км^2). Однако на земном шаре есть более крупные горные ледники. Например, в Каракоруме ледники Шайок и Балторо имеют площади по 750 км^2, ледник Хиспар – 580 км^2. На Аляске находится ледник Беринга, его площадь составляет 5700 км^2.

Контрольные вопросы

1. Назовите основные факторы (причины) образования водных объектов суши. Какова роль эволюции в формировании современного вида рек, озер, болот и других водных объектов?
2. Что такое речная система? Объясните разницу между русловой, речной и гидрографической сетью, между бассейном и водосбором. Раскройте закономерности строения сети.

3. Перечислите способы описания и количественной оценки основных характеристик речных систем. Способы их определения. Приведите примеры.
4. Перечислите типы русел и элементы русловых образований.
5. Классификации речных систем и их элементов по разным классификационным признакам.
6. Что такое озерная система? Назовите основные факторы образования систем озер и водохранилищ. Перечислите принципиальные различия в строении озерных систем и систем водохранилищ.
7. Перечислите основные факторы происхождения и эволюции котловин водоемов. Назовите элементы котловин и раскройте закономерности их строения.
8. Назовите классификации озер, водохранилищ и их водосборов по разным классификационным признакам.
9. Перечислите факторы, вызывающие заболачивание территорий, их особенности в разных физико-географических зонах. Условия образования одиночных болот и болотных массивов.
10. Перечислите условия образования торфяной залежи, развития болотной растительности и раскройте значение торфа для формирования условий переувлажнения территорий.
11. Назовите стадии и фазы развития болота. Перечислите основные морфометрические характеристики болотных массивов.
12. Ледники – гидрологический объект. Назовите типы ледников, условия их образования. Какова роль снеговых линий при формировании ледниковых систем?
13. Раскройте строение и характеристики ледниковых систем.
14. Морские устья рек – гидрологические объекты. Что такое устьевая область, назовите ее границы, элементы, типы и условия формирования.
15. Перечислите особенности распространения по территории водных объектов. Назовите крупнейшие реки, озера, водохранилища, болота и др.

***Литература*:** 8; 9; 14; 18; 19; 22; 23; 25; 26; 27; 31; 32; 35; 40; 42; 45; 46; 58; 62; 65; 67; 72.

Глава 5.
ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

5.1. Гидрологический режим водотоков

5.1.1. Понятие «речной сток»

Речной сток – результирующая водного баланса, которая отражает процессы, происходящие в бассейне реки, и определяющая ее водоносность. По определению крупнейшего специалиста в области исследований речного стока профессора Д.Л. Соколовского, учение о стоке можно по справедливости назвать центральной проблемой гидрологии, имеющей наибольшее как практическое, так и теоретическое значение. Действительно, как будет показано дальше при изучении гидрологического режима других водных объектов, речной сток является фактором, определяющим водность и режимные характеристики не только рек, но и озер, водохранилищ, болот. Он также связан с подземными водами, ледниками и др. Одновременно водный режим рек косвенно или напрямую определяет и другие составляющие гидрологического режима. Например, формирование и режим речных наносов и связанный с ними характер и интенсивность русловых процессов, режим теплового стока и т.п.

Выпадающие на поверхность водосборов атмосферные осадки, талая снеговая вода поверхностным и подземным путем попадает в речное русло, формируя речной сток, который представляет собой непрерывную функцию времени. Однако при измерении стока исследователи сталкиваются с его дискретными значениями, так как эта характеристика должна быть измерена. В качестве такой основной стоковой характеристики принят расход воды (Q, $м^3/с$), показывающий, какое количество воды проходит через поперечное сечение русла за единицу времени.

Как правило, количество измеренных расходов, например в течение года, ограничено. Тем не менее, располагая ежедневными уровнями воды (H) и кривыми $Q = f(H)$, можно получить расходы средние за время T. Например, расходы средние за сутки, за декаду, за год, за многолетний период и т. п. по формуле

$$\overline{Q} = \left(\sum_{1}^{n} Q_i \right) / n, \qquad (5.1)$$

где Q_i – расход воды за рассматриваемую единицу времени, например за месяц; n – число месяцев за рассматриваемый период.

Можно также получить расходы за более короткие промежутки времени, располагая данными самописца уровней воды. Такие измерения производятся при различных научных исследованиях на малых водотоках.

Графически представленный хронологический ход расходов воды во времени называется *гидрографом*. *Типовой гидрограф* – гидрограф осредненный за ряд лет. На рис. 5.1 и 5.5 в качестве примеров представлены графики, соответственно, колебаний годовых расходов воды за многолетний период и суточных расходов воды за календарный год (*гидрограф*).

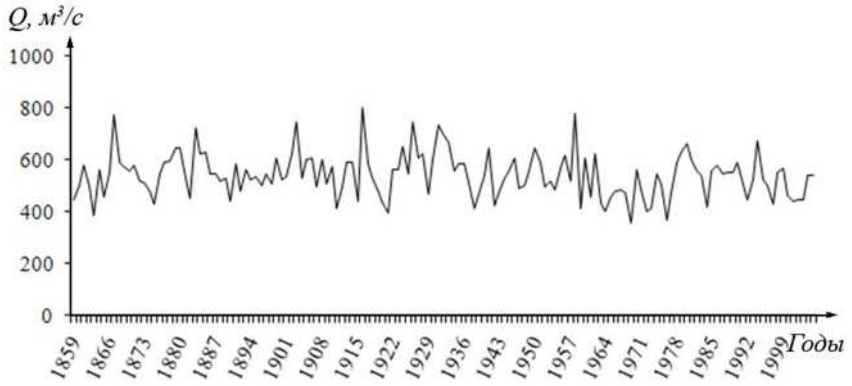


Рис. 5.1. График колебаний годовых расходов воды (р. Неман – п. Смалининкай)

Из рисунков следует, что величины Q не остаются постоянными, а подвержены заметным изменениям как внутри года, так и в многолетнем разрезе. Эти изменения связаны с колебаниями климата и погоды. При этом строение речных систем, их размеры и другие характеристики трансформируют климатические сигналы и приводят к многообразию форм гидрографов и графиков многолетних колебаний стока даже при одинаковых климатических условиях. В практике гидрологических исследований, в отличие от

календарного года, часто используется понятие *гидрологический год*. Начало гидрологического года на реках рассматриваемой территории приходится на 1 октября или 1 ноября, когда переходящие из года в год запасы влаги в речных бассейнах малы.

Для количественной оценки речного стока, помимо расходов воды (Q) в зависимости от задач, применяются и другие стоковые характеристики.

Объем стока (V_T) – количество воды, протекающее через замыкающий створ за промежуток времени T суток; $V_T = 86\,400\ Q_T T$ [м^3] = $8{,}64\ 10^{-5}\ Q_T T$ [км^3]. Здесь 86 400 – число секунд в сутках, $\overline{Q}_T$ – средний расход воды за время T.

Модуль стока (q) – количество воды, стекающее в единицу времени с единицы площади бассейна. Чаще всего модуль стока выражается в литрах в секунду с километра квадратного: $q = 1000 \cdot Q/A$ л/(с·км^2). Здесь 1000 – перевод кубометров в литры.

Слой стока (R) – слой воды в миллиметрах, равномерно распределённый по площади A и стекающий с водосбора за промежуток времени T суток: $R = 86{,}4 \cdot \overline{Q}_T \cdot T/A = 86{,}4\ V_T/A$ [мм].

Между перечисленными стоковыми характеристиками существуют определённые соотношения. Например, $R = 31{,}5q$, мм.

К числу стоковых характеристик следует отнести также модульный коэффициент, коэффициент стока, норму стока. *Модульный коэффициент* (K) представляет собой отношение i-го в ряду значения стока к его средней величине. $K = Q_i / \overline{Q}$ или $K = R_i / \overline{R}$. *Коэффициент стока* (α) – отношение слоя стока за время T к количеству выпавших на водосбор осадков или образовавшейся талой воды, сформировавших этот сток. *Норма стока* ($\tilde{Q}$) – среднее значение величины стока за многолетний период такой продолжительности, при увеличении которого полученное значение существенно не меняется. Норма стока может быть выражена через все перечисленные характеристики стока.

5.1.2. Водный баланс речных бассейнов

В параграфе 2.2 обосновано положение о водно-балансовом методе изучения вод суши и, в частности, для решения целого ряда практических и научных задач при исследовании речного стока.

Рассмотрение водного баланса речных бассейнов необходимо при изучении речного стока, определении потерь на инфильтрацию и испарение с бассейнов, для разработки и совершенствования методов гидрологических расчетов, прогнозов, для оценки влияния хозяйственной деятельности и др.

Водный баланс любого замкнутого контура (п. 2.3.2) применительно к речным бассейнам имеет многоцелевое значение. Уравнение водного баланса, решаемое относительно речного стока, в первую очередь предназначено для исследования формирования и оценки величин стока, его режимных характеристик. При этом колебания климата (погоды) влияют на изменения активных факторов – величин осадков и испарения, а они, в свою очередь, взаимодействуя с речными бассейнами, образуют речной сток. Следовательно, наряду с климатом большое значение имеют размер и особенности строения речных водосборов, глубина залегания грунтовых вод и т.п. Например, при прочих равных условиях два бассейна, расположенные на разных высотах, будут различаться величиной стока, который будет больше на бассейне, имеющем более высокие отметки, следовательно, большее количество осадков и меньшее испарение. Крупные реки, дренирующие большее число горизонтов подземных вод, чем малые, имеют более высокое подземное питание и т.п.

Уравнение водного баланса для разнотипных речных бассейнов за разные интервалы времени имеет различный вид. За календарный год или за другой ограниченный отрезок времени T уравнение водного баланса в наиболее общем виде с учетом лишь основных приходных и расходных компонент, представленное в миллиметрах слоя имеет вид:

$$R_1 = P - E \pm \Delta U, \qquad (5.2)$$

где R_1 – сток с бассейна поверхностных ($R_{пов}$) и подземных ($R_{подз}$) вод; P – атмосферные осадки или талая снеговая вода, поступающие на поверхность бассейна; E – суммарное испарение с поверхности бассейна; ΔU – изменение запасов влаги в бассейне. При этом подземные воды всех горизонтов зоны активного водообмена дренируются рекой, а речные бассейны представляют собой *замкнутые системы*.

При уменьшении площади водосбора уменьшается врез русла, и река дренирует часть подземных горизонтов. Остальная часть дренируется реками более высоких порядков. Тогда

$$R_2 = P - E + kR_{\text{подз}} \pm \Delta U, \tag{5.3}$$

где k – доля дренируемой части подземных вод. Остальные обозначения – как в (5.2).

При *незамкнутых речных системах* $R_{\text{подз}} = 0$, и уравнение имеет вид:

$$R_3 = P - E \pm \Delta U. \tag{5.4}$$

В этом случае вся инфильтровавшаяся влага, пополнившая подземные горизонты, участвует в формировании стока рек более высоких порядков. Тогда $R_1 > R_2 > R_3$.

Перечисленные компоненты баланса представляют собой средние величины за выбранный промежуток времени. При этом не все выпавшие осадки успевают стечь за пределы бассейна к концу периода, оставшаяся их часть за вычетом испарения как раз и идет на пополнение запасов влаги в бассейне (ΔU). В периоды повышенного увлажнения происходит ее накопление, в засушливые – расходование. Поэтому при увеличении периода T, $\Delta U \to 0$.

Анализ уравнений (5.2)–(5.4) показывает, что с возрастанием площади бассейна величина речного стока становится больше, и для многолетнего периода уравнение водного баланса принимает вид:

$$\overline{R}_i = \overline{P} - \overline{E}, \tag{5.5}$$

где $\overline{R}_i$ – величина речного стока, равная сумме поверхностной и дренируемой доли подземной составляющих.

Считается, что уравнения (5.2) и (5.3) характерны для средних и больших бассейнов, а уравнение (5.4) – для малых. Понятия малый, средний, большой бассейны весьма условны. Размеры их площадей различны в разных физико-географических условиях, и основным критерием этого разделения является глубина залегания подземных вод. Известно, что эта глубина возрастает от районов избыточного увлажнения к районам недостаточного. Следовательно, в этом же направлении должны возрастать границы малых

площадей водосборов, выше которых глубины вреза их русел способны дренировать подземные воды. При достижении некоторой критической площади ($A_{кр}$) река дренирует все подземные воды зоны активного водообмена. Следовательно, вся инфильтровавшаяся часть атмосферных осадков участвует в формировании речного стока данной реки. Таким образом, каждой географической зоне свойственна своя $A_{кр,}$, при которой уравнение водного баланса принимает вид (5.5). Если величины P и E представлены значениями нормы осадков и испарения, то и R является нормой стока, а уравнение водного баланса можно записать:

$$\tilde{R} = \tilde{P} - \tilde{E}. \qquad (5.6)$$

В этом случае величина $\tilde{R}$ иногда носит название *климатический сток.*

При изучении формирования речного стока часто приходится учитывать и другие элементы водного баланса, которые в отдельных случаях могут быть весьма заметными. К числу таких возможных компонент можно отнести: приток поверхностных и подземных вод из-за пределов бассейна, задержку воды в бессточных понижениях. Дополнительными источниками влаги могут быть воды конденсации, антропогенные сбросы и заборы воды и т.п.

Определение элементов водного баланса. Основные составляющие водного баланса определяются по данным наблюдений метеостанций и гидрологических постов. При этом для больших бассейнов требуется несколько таких пунктов наблюдений, по данным которых производится осреднение атмосферных осадков и величин испарения. Так как испарение определяется на ограниченном количестве метеостанций, то предварительно оно рассчитывается по метеорологическим данным одним из представленных в п. 3.2.2 методов. Выбор метода определяется требуемой степенью точности, продолжительностью расчетного периода, временем года и наличием исходной информации. Способ осреднения и для осадков, и для испарения выбирается в зависимости от количества метеостанций, их расположения в бассейне и степени расчлененности рельефа (п. 3.1.2). Для малых бассейнов можно воспользоваться данными одной опорной станции, расположенной максимально близко к центру тяжести бассейна.

5.1.3. Факторы формирования стока за многолетний период

Влияние размеров водосборов при формировании стока за многолетний период весьма заметно. Так, среднее многолетнее значение $\tilde{R}$ (норма климатического стока) с замкнутых водосборов зависит от нормы осадков и испарения, т.е. от климатических факторов. Для незамкнутых бассейнов она зависит, помимо климатических условий, ещё и от свойств водосборов, характера почвогрунтов, глубины залегания водоносных горизонтов, глубины вреза русел и т.п. В п. 4.2.3 указано на наличие зависимостей между различными морфометрическими характеристиками речных бассейнов. Отсюда, глубина вреза русла, определяемая мощностью водотоков, связанных с климатическими и другими физико-географическими факторами, зависит от размеров водосборов. Чем больше водосбор, тем глубже врез русла, и в формирование стока включается всё большее и большее число горизонтов подземных вод, и общий сток рек возрастает. Наоборот, сток малых рек определяется только поверхностными снеговыми и дождевыми водами, что хорошо иллюстрируется рис. 5.2.

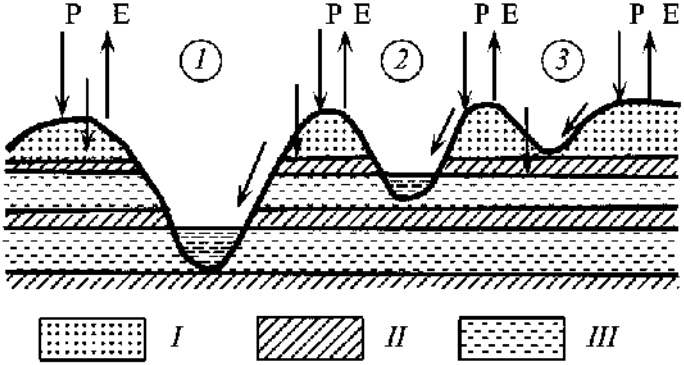


Рис. 5.2. Зависимость водности рек от числа прорезаемых водоносных горизонтов. *1*. Поверхностные и подземные водосборы совпадают. Замкнутая система. Дренируются воды всех подземных горизонтов. *2*. Дренируются не все подземные горизонты. Незамкнутая система. *3*. Питание реки только поверхностными водами. *I* – почвогрунты; *II* – водоупоры; *III* – водоностные горизонты

При критической площади водосборов ($A_{кр}$) незамкнутые системы переходят в замкнутые. При этом размеры $A_{кр}$ увеличиваются от районов гумидного климата к аридному из-за возрастания

глубины залегания подземных вод. В зонах избыточного и достаточного увлажнения (тундра, лес) с количеством выпадающих осадков более 600 мм (P > 600 мм) $A_{кр}$ = 1–5 км^2, в лесостепной и степной зонах (P = 300 мм) $A_{кр}$ = 50–2000 км^2. В пустынных и полупустынных зонах грунтовые воды залегают так глубоко, что, как правило, не дренируются даже крупными реками. В этих районах сток, наоборот, уменьшается по мере возрастания водосборов из-за увеличивающихся на них дополнительных потерь воды на испарение, определяемых большим количеством бессточных понижений. Например, в Казахстане и юге России при $\widetilde{P}$ < 300 мм $\widetilde{R}$ изменяется от 19 мм при A = 1750 км^2 до 6 мм при F = 8360 км^2. Таким образом, для зон пустынь и полупустынь также существует $A_{кр}$, ниже которой и происходит существенное возрастание R. Величина $A_{кр}$ в сухих степях России и Казахстана равна 2000 км^2. При уменьшении площади бассейна до 100 км^2 сток возрастает примерно на 30 %, при $A_{кр}$ = 10 км^2 – уже на 170 % от величины климатического стока этого района.

Зависимости многолетнего стока, представленного в виде слоев ($\widetilde{R}$) или модулей ($\widetilde{q}$) от площадей водосборов, построены К.П. Воскресенским по материалам водно-балансовых станций, расположенных в разных физико-географических зонах. При этом для каждой из станций определены размеры $A_{кр}$. На рис. 5.3 представлен обобщенный график отношения модулей стока малых рек к климатической норме стока ($q/\widetilde{q}$) в зависимости от площадей водосборов (A) для различных районов.

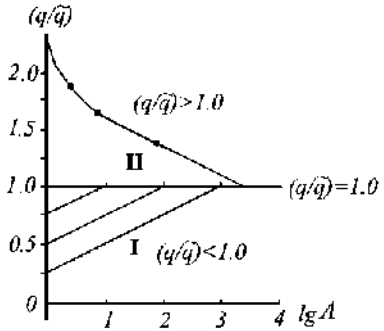


Рис. 5.3. Зависимость $q/\widetilde{q} = f(A)$. *I* – зона избыточного и достаточного увлажнения; *II* – зона недостаточного увлажнения

Кривые *I* показывают долю снижения стока за счет недренирования части горизонтов подземных вод. Кривя *II*, наоборот, – его повышение при очень глубоком залегании подземных вод. Следовательно, для определённых диапазонов площадей уравнение (5.6) представляет зональную (климатическую) величину многолетнего стока.

Наряду с размерами бассейнов существует ещё целый ряд природных и антропогенных факторов, которые могут влиять на величину многолетнего стока.

К числу природных, прежде всего, следует отнести высоту бассейна и ориентировку склонов, наличие озёр, болот, степень залесённости и других факторов, влияющих на составляющие уравнений (5.4) и (5.5).

Влияние высоты бассейна связано с возрастанием разницы увеличивающихся с высотой осадков и уменьшающегося испарения. Например, для рек горной части Енисея на высотах 1000 м и 2500 м речной сток равен, соответственно, 315 и 1200 мм. Для рек Джунгарского Алатау, защищённому от влагонесущих воздушных потоков, величины стока на тех же высотах равны 160 и 470 мм. В настоящее время построены обобщенные зависимости $\tilde{q} = f(H)$ для разных горных районов рассматриваемой территории [6, 15].

Влияние озер, расположенных в бассейнах рек, на средний многолетний сток связано с его уменьшением, так как эти объекты представляют собой дополнительную испаряющую поверхность. Преобразуя уравнение (5.5), можно оценить величину этого снижения (ΔR).

$$\Delta R = R - R_{оз} = R - (P - E) f_{оз}, \qquad (5.7)$$

где $R_{оз}$ – средний многолетний сток озёрной реки, мм; $f_{оз}$ – коэффициент озёрности. Остальные обозначения – как и в (5.5).

С уменьшением количества осадков и увеличением испарения с водной поверхности, что наблюдается с переходом от районов гумидного климата к аридному, сток озёрных рек уменьшается вплоть до его полного исчезновения. В табл. 5.1 приведены данные о возможном уменьшении нормы годового стока рек за счёт дополнительного испарения с озёр в процентах от величины стока с безозёрных водосборов.

Таблица 5.1

Величины снижения нормы стока в зависимости от расположения водосборов и их озёрности (по А.А. Соколову)

Широта (по меридиану 50°)	Озерность водосбора, %						
	1	5	10	20	30	40	50
70°	1	2	4	8	12	17	20
65°	1	3	6	13	20	26	34
60°	1	4	8	16	24	32	40
55°	3	14	30	60	85	–	–

Из таблицы следует, например, при озерности 10 % на широте 55 º речной сток будет снижен на 30 %, а на широте 65 º – всего на 6 %. При озерности 40 % на широте 55 º испарение превысит осадки, и стока не будет.

Влияние болот на средний многолетний сток неоднозначно и зависит от увлажнённости территории, физико-географических условий, типа болот. Установлено, что в зоне избыточного увлажнения наблюдается некоторое незначительное увеличение стока, в зоне достаточного увлажнения таких изменений не обнаружено, а в зоне недостаточного увлажнения болота могут несколько снизить сток по сравнению с его зональной величиной.

Влияние леса на средний многолетний сток также определяется изменением осадков и испарения. Над залесёнными пространствами осадков выпадает на 10–20 % больше, но в то же время за счёт транспирации возрастает испарение. Леса меняют структуру и водно-физические свойства почв, увеличивая их водопроницаемость. Степень превышения твёрдых и жидких осадков в лесах над безлесыми пространствами в целом зависит от залесённости бассейнов ($f_л$). Наибольшее влияние лес оказывает на накопление снега в лесных участках лесостепной и степной зон, где снег сдувается с открытых пространств и задерживается в лесах, где его может быть на 50–70 % больше, чем на открытой местности. Таким образом, леса в общем должны увеличивать сток. Однако следует иметь в виду, что леса, как и почвенный покров, есть продукт климата, и в лесной зоне они должны покрывать большую часть территории.

Влияние антропогенных факторов на величину многолетнего стока частично раскрыто в п. 2.3.4. Наиболее заметное влияние на величины R оказывают: сведение (вырубки) лесов, лесопосадки, создание водохранилищ, осушение болот и др.

Схема взаимодействия всех составляющих водного баланса впервые проведена российским учёным Э.М. Ольдекопом, который исходил из следующих очевидных соображений (рис. 5.4): при небольших осадках они полностью расходуются на испарение, т.е. $P = E$, и кривая $E = f(P)$ должна выходить из начала координат под углом 45 °. С увеличением осадков всё меньшая их часть расходуется на испарение, так как одновременно возрастает насыщенность воздуха водяными парами, и эта кривая асимптотически приближается к максимально возможному испарению в данных климатических условиях – испаряемости (E_0). В этом случае кривая испарения переходит в прямую линию, параллельную оси абсцисс. Аналитическое выражение этой кривой может быть представлено уравнением

$$E = E_0 \text{th}(P / E_0), \tag{5.8}$$

где th – гиперболический тангенс, изменяющийся от 0 до 1,0 при изменении аргумента от 0 до 3–4 (см. также п. 3.2.3).

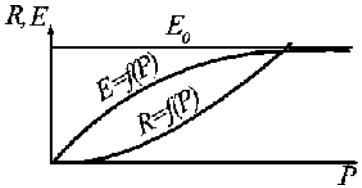


Рис. 5.4. Зависимость стока (R) и испарения (E) от осадков (P) (график Ольдекопа)

Кривая $R = f(P)$ приближенно может быть описана уравнением типа

$$R = aP + b, \tag{5.9}$$

где b – начальное количество осадков, при котором сток отсутствует (начальные потери); a – коэффициент, приближающийся к 0, когда все осадки тратятся на испарение. По мере увеличения P всё большая их часть идёт на формирование стока, и коэффициент a возрастает, постепенно приближаясь к 1,0. Физический смысл коэффициента a – какова доля осадков, потраченных на формирование стока. Эта величина и называется коэффициентом стока. На основании отмеченных различий зависимости годового стока от осадков установлены два крайних типа речных бассейнов. Бассейны, относящиеся к нижней части кривой, расположены в зоне не-

достаточного увлажнения. Для этих рек зависимость $R = f(P)$ выражена менее чётко, чем $E = f(P)$. Бассейны, относящиеся к верхней части кривой, расположены в зоне избыточного и достаточного увлажнения. В этом случае, наоборот, зависимость $R = f(P)$ выражена более чётко, чем зависимость $E = f(P)$, а величина испарения определяется в основном количеством тепла. Между этими крайними типами располагаются реки зоны неустойчивого увлажнения.

Влияние климатических факторов на речной сток можно также проиллюстрировать изменениями коэффициента стока. Преобразуем уравнение (5.6), поделив обе его части на P, тогда

$$R / P = 1 - E / P, \qquad (5.10)$$

где $R/P = \alpha$ – коэффициент стока; $E/P = \alpha_1$ – коэффициент испарения. Из уравнения следует, что α зависит от годовой суммы осадков и факторов, определяющих величину E. При увеличении осадков коэффициент стока возрастает (см. также п. 2.2.3). В табл. 5.2 приведены составляющие водного баланса и коэффициенты стока для рек, протекающих в разных климатических зонах.

Таблица 5.2

Составляющие водного баланса и коэффициенты стока рек различных физико-географических зон за многолетний период

Река	Площадь бассейна A, тыс. км^2	Осадки P, мм	Речной сток R, мм	Испарения E, мм	Коэффициент стока
Зона избыточного и достаточного увлажнения					
Вятка	48,3	630	233	394	0,37
Олёкма	210	514	278	236	0,54
Витим	225	500	307	193	0,61
Зап. Двина	17,6	707	218	550	0,31
Днестр	24,6	848	310	569	0,37
Зона недостаточного увлажнения					
Омь	52,8	500	35	465	0,07
Шушь	2,09	520	88	432	0,17
Сал	13,5	448	14,1	376	0,03

Из таблицы следует, что коэффициенты стока определяются в основном климатическими условиями и возрастают при увеличении увлажненности территории.

5.1.4. Фазы водного режима и виды питания рек

Отмеченное ранее большое разнообразие форм гидрографов, отражающих режим речного стока, связано с меняющимися климатическими, погодными условиями, строением и размерами речных бассейнов. Тем не менее, подмечены определенные закономерности в колебаниях стока внутри года в разных физико-географических условиях. Например, в условиях северо-запада России весной в реки поступает большое количество воды от таяния снега, и сток увеличивается. Зимой, когда реки покрыты льдом, основным источником питания являются подземные воды. Отсутствие других источников приводит к уменьшению стока. После схода снежного покрова и стекания талой воды за пределы бассейна расходы вновь уменьшаются. Зато осенью при прохождении дождей сток опять увеличивается. Закономерности колебаний расходов на одной и той же реке, но в разные годы, примерно сохраняется, меняются лишь количественные характеристики: характерные расходы, даты их наступления. В других физико-географических районах режим колебаний расходов воды может быть иным. Например, на реках Дальнего Востока зимой сток низкий, незначительно возрастает весной при таянии снега и резко возрастает летом в период прохождения муссонных дождей, осенью наблюдается постепенное снижение расходов. В районах, где нет снега, подъемы воды вызывают дожди, а где небольшие запасы подземных вод, реки могут пересыхать. На рассматриваемой территории есть районы, на реках которых наблюдаются иные внутригодовые распределения стока.

Таким образом, в режиме колебаний стока рек можно выделить ряд характерных периодов в зависимости от изменений условий их питания. Эти периоды представляют *фазы водного режима рек.* При выделении фаз водного режима, а в дальнейшем и для оценки источников питания рек, служит построение и анализ комплексных графиков. На графиках помимо гидрографа наносятся основные стокообразующие факторы, такие как хронологический ход выпадения атмосферных осадков, в том числе снега, ход температур воздуха, позволяющих судить о начале формирования снежного покрова, его таянии и режиме испарения.

Для большинства рек рассматриваемой территории различают следующие основные фазы: половодье, паводки, межени. На рис. 5.5

представлен типовой гидрограф речного стока, на котором выделены основные фазы водного режима.

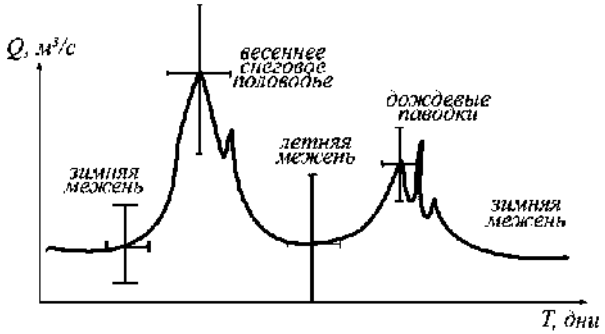


Рис. 5.5. Фазы водного режима

Горизонтальные и вертикальные ограничительные линии, относящиеся к характерным точкам гидрографа, показывают, соответственно, размах дат их наступления и окончания и размах величин расходов (амплитуды колебаний). К характерным точкам чаще всего относятся даты начала и конца выделяемых фаз водного режима, наступления экстремальных расходов воды. Для половодий и паводков это максимумы, для меженей – минимумы.

Половодье – наиболее высокий и продолжительный подъем воды, связанный с большой водностью, образовавшейся за счет таяния снежного покрова на равнинных реках (*весеннее половодье*), таяния снегов и ледников на горных реках, выпадения обильных осадков на реках с преобладанием муссонных дождей (*половодье в теплую часть года*). Половодье сопровождается выходом воды на пойму. Такой подъем воды для рек одной и той же климатической зоны повторяется ежегодно. Переменная интенсивность дождей, неустойчивость условий снеготаяния, сложный рельеф местности часто приводят к формированию многовершинных форм половодий.

Паводки – сравнительно кратковременные увеличения расходов воды, вызванные интенсивным выпадением дождей, ливней, снеготаянием во время зимних оттепелей. Отсюда паводки бывают дождевые, снеговые, смешанные. Причинами образования паводков могут быть и антропогенные факторы. Например, кратковременные попуски воды из водохранилищ. В отличие от половодий

паводки возникают нерегулярно. При этом в отдельных случаях их наибольшие расходы могут превышать наибольшие расходы половодий. Чаще всего такие соотношения наблюдаются на малых реках. К категории паводков относятся также ежегодные повышения расходов воды в осенний период выпадения дождей. Эти паводки хотя и повторяются ежегодно, но не являются столь регулярными и значительными по объему, как половодья. Иногда паводки накладываются на волну половодий.

Во время прохождения половодий и паводков при особых условиях их образования могут формироваться катастрофические подъемы воды.

Межень – фаза водного режима, характеризующаяся низкой водностью в течение продолжительного периода времени, возникающая вследствие уменьшения питания реки. Как правило, в этот период питание рек происходит преимущественно подземными водами, и практически отсутствуют снеготаяние, дожди. Эта фаза водности повторяется ежегодно в один и тот же сезон. Для большинства рек рассматриваемой территории это зима и лето (*зимняя и летняя межени*). Однако есть и другие физико-географические районы, где межень наблюдается в другое время года. На реках зоны избыточного и достаточного увлажнения, как правило, летняя межень выше зимней, в зоне недостаточного увлажнения, наоборот, зимняя межень, как правило, выше летней. При этом малые реки часто пересыхают. Межень считается продолжительной, если она продолжается не менее 30 дней.

Особенности формирования фаз водного режима, их привязанность к временам года определяются климатическими условиями, в то же время продолжительность фаз, величины характерных расходов зависят от размеров речных систем и особенностей их строения. Например, продолжительность весеннего половодья возрастает с увеличением площадей водосборов, продолжительность же летней межени уменьшается и т.п. От размеров площадей и наличия различных регулирующих факторов зависят и величины характерных расходов воды.

Определение видов питания рек. Представление об источниках питания рек дает уравнение водного баланса. Однако, чтобы получить количественную оценку участия того или иного источ-

ника в общей приходной части баланса, время поступления воды источников в русловую сеть, необходимо их измерить, что представляется затруднительным. Поэтому существуют приемы, позволяющие выявить основные виды питания рек, определить время их действия и дать количественную оценку каждому из видов питания. Такие оценки могут быть осуществлены с помощью *графического расчленения гидрографов* стока по видам питания.

Для оценки многолетних значений основных видов питания (снеговое, дождевое, подземное, ледниковое и др.) служат типовые гидрографы, для конкретных лет – гидрографы за эти годы. Одновременно на график можно нанести хронологический ход атмосферных осадков, температур воздуха, представить диаграммы ледовых явлений и т.п., позволяющих уточнить время наступления различных фаз водного режима рек. Анализ таких комплексных графиков делает результаты расчленения более обоснованными, особенно при определении поверхностных источников питания.

Расчленение гидрографов производится с учетом особенностей режима стока, условий поступления воды в русла рек путем нанесения на гидрограф линий, разделяющих разные виды питания. В первую очередь следует выделить подземную составляющую, динамика которой определяется степенью гидравлической связи водоносных горизонтов с рекой. При этом различают подземные воды, гидравлически связанные и не связанные с рекой (см. п. 3.3.5). *При наличии гидравлической связи* в период подъема уровня воды в реке формируется подпор подземного потока, и поступление подземных вод в реки уменьшается, благодаря чему эти воды аккумулируются в бассейне. Такое береговое регулирование обеспечивает более высокий подземный сток в реки в период, когда уровни воды в реке начинают понижаться. *В условиях отсутствия гидравлической связи* при колебаниях уровня воды в реке подземные воды свободно выклиниваются в русло, образуя нисходящий тип подземного стока. Таким образом, наблюдается два типа режима подземного притока, в соответствии с которыми и выбирается схема расчленения гидрографа. Примеры типовых схем выделения подземной составляющей представлены на рис. 5.6.

Наиболее точно определяется подземный приток в периоды зимней и летней межени, т.к. в это время другие источники пита-

ния реки практически отсутствуют. Наименее точным является выделение подземной составляющей в периоды прохождения паводков и половодий, так как эта процедура связана с необходимостью выделения периодов прекращения подземного притока. Сложным представляется определение глубокого подземного питания реки.

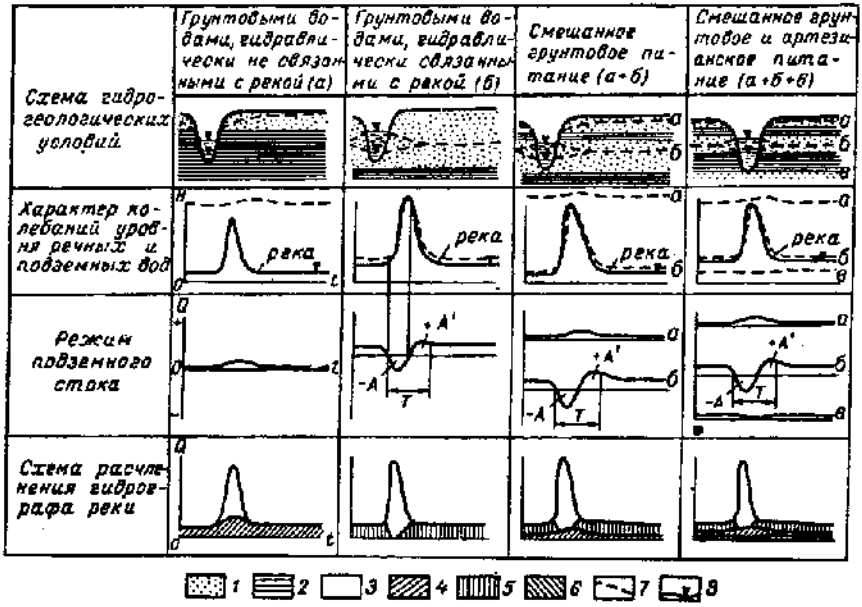


Рис. 5.6. Типовые схемы расчленения гидрографа реки в зависимости от гидрогеологических условий и режима подземного стока в реку (по Б.И. Куделину).
t – время, *Q* – расход, *T* – время берегового регулирования, *–A* и *+A* – объемы подземного стока, принимающие участие в береговом регулировании.
1 – водоносные породы, *2* – водоупорные породы, *3* – поверхностный сток в реку, *4* – подземный сток в реку при условии *б*, *5* – то же при условии *а*, *6* – подземный сток в реку из артезианских (напорных) пластов, *7* – уровень подземных вод, *8* – уровень речных вод

Со многими неопределенностями приходится сталкиваться при выделении снеговой и дождевой составляющих, формирующих паводки и половодья, и особенно когда эти фазы водного режима имеют смешанное происхождение. Еще более неопределенными являются приемы расчленения гидрографов горных рек, где наблюдается сложное сочетание снегового, дождевого, подземно-

го, ледникового стока. Нет точных приемов выделения второстепенных видов питания.

Таким образом, задача расчленения гидрографа по источникам питания – довольно сложная и во многом субъективная. Тем не менее, в настоящее время разработаны способы расчленения гидрографов в зависимости от конкретных условий. Объем того или иного вида питания определяется путем планиметрирования соответствующих площадей, выделенных на гидрографе. Из-за указанных сложностей определения границ этих площадей процедуру расчленения целесообразно проводить с привлечением метеоданных, представленных на комплексных графиках, а также гидрогеологических материалов. В общем случае переход с одного вида питания на другой на гидрографе фиксируется точками перелома.

Наиболее распространенным приемом расчленения гидрографа равнинных рек является *схема Б.И. Куделина.* Особенность гидрологического режима равнинных рек является наличие гидравлической связи между поверхностными и подземными водами. Поэтому при выделении источников питания рассматривается подпорный тип расчленения гидрографа (рис. 5.7).

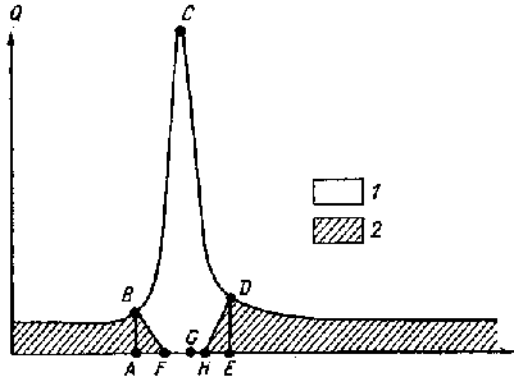


Рис. 5.7. Схема выделения подземного стока на гидрографе реки при береговом регулировании (по Б.И. Куделину).
1 – поверхностный сток, *2* – подземный сток из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой (подпорный тип питания с береговым регулированием)

При подъеме уровня воды в реке подземный сток прекращается наступает отрицательная фаза (линия *AB*). Однако в русле продолжают оставаться транзитные подземные воды, поступившие

в русловую сеть ранее и не успевшие стечь. Постепенно эти воды уходят за пределы рассматриваемого бассейна (линия *BF*) за время, равное времени добегания воды от наиболее удаленной точки до замыкающего створа (линия *AF*).

Возобновление поступления подземных вод в русловую сеть начинается с верховьев, когда там оканчивается половодье (точка *G*). Эти воды достигают замыкающего створа за время, равное времени добегания (линия *GH*), и с этого времени начинается нарастание подземного притока (линия *HD*), продолжительность которого также определяется временем добегания (линия *HE*). Точка *D* соответствует дате начала межени, когда река переходит на подземное питание. В это же время заканчивается фаза половодья. Для определения времени добегания (τ) необходимо располагать сведениями о длине рассматриваемого участка реки (L) и скорости движения паводочной волны (U). Тогда

$$\tau = L/U. \tag{5.11}$$

Для определения скорости (U) в зависимости от максимального расхода воды (Q_{max}) существуют эмпирические формулы. Например:

$$U = aI^{0,33}Q^{0,25}, \tag{5.12}$$

где I – уклон выровненного продольного профиля реки, %; a – параметр; a = 0,15 м/с, или a^1 = 86,4a + 13 км/сут. При a скорость течения представлена в м/с; при a^1 – в км/сут.

Подобным образом отчленяются подземные воды от поверхностных в периоды прохождения половодий и паводков и снегового и дождевого происхождения.

При расчленении гидрографов горных рек, где, как правило, наблюдается отсутствие гидравлической связи между поверхностными и подземными водами, реализуется схема нисходящего типа подземного стока. В этом случае возрастание поверхностного стока при прохождении снеговых или дождевых половодий и паводков приводит не к уменьшению подземного притока, а наоборот, к его постепенному увеличению за счет инфильтрации вод выпадающих атмосферных осадков или талой воды. Такая схема расчленения разработана *Ф.А. Макаренко* (рис. 5.8).

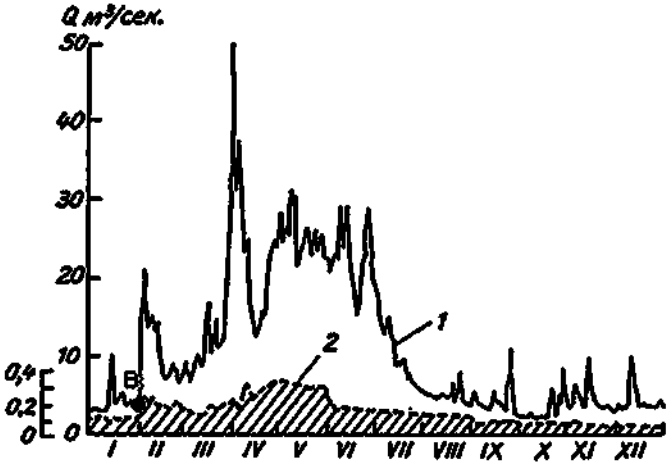


Рис. 5.8. Совмещенные графики речного стока (*1*) р. Ладжанури у с. Алпанау и расходов родника Циви-Цкара (*2*), 1952 г.

Оценка величины подземного притока производится по данным о меженном стоке и режиме стока «опорных» или типовых родников, которые объективно отражают динамику подземного стока в реки. Расчет подземного притока ($Q_{\text{пз}}$) производится по формуле

$$Q_{\text{пз}} = qk_1 + qk_2 + \ldots + qk_n, \tag{5.13}$$

где q – единичный меженный расход, принимаемый за меру подземного питания реки; k_1, k_2, …, k_n – коэффициенты изменения подземного стока (*коэффициенты динамичности*), определенного по измерениям на родниках. При этом k_1 = 1,0 и отвечает периоду межени (точка *B*), остальные определяются по ходу кривой режима суммарного дебита родников. Тогда

$$k_i = q_i / q_1. \tag{5.14}$$

Ход значений q_i дает возможность оценить режим и величину подземного притока. Метод Макаренко достаточно трудоемкий и не может быть реализован без данных режимных наблюдений на родниках. Поэтому существуют упрощенные методы выделения подземной составляющей. Например, способ О.В. Попова, дающий возможность определить приближенные значения коэффици-

ентов динамичности ($k_д$), которые оказались различными для разных физико-географических условий. Например, для рек Кавказа $k_д$ = 1,2–3,5, Урала $k_д$ = 2,0–5,0, Алтая $k_д$ = 2,0–4,0, Камчатки $k_д$ = = 4,0–5,0. При этом максимальные значения $k_д$ на многих горных реках Кавказа, Карпат, Урала наблюдаются в середине волны половодья или паводочного периода, независимо от наступления максимального расхода воды в реке. На горных реках Средней Азии, Алтая, Камчатки – в конце половодья. В этом случае рассчитанные максимальные значения q могут быть соединены с началом подъема и концом спада половодья прямыми линиями.

При выделении источников питания горных рек с наличием ледниковой составляющей можно воспользоваться схемой, разработанной *Б.В. Фащевским*, которая заключается в анализе комплексного графика и привлечением реки-аналога без ледника, но расположенной примерно на той же высоте (рис. 5.9).

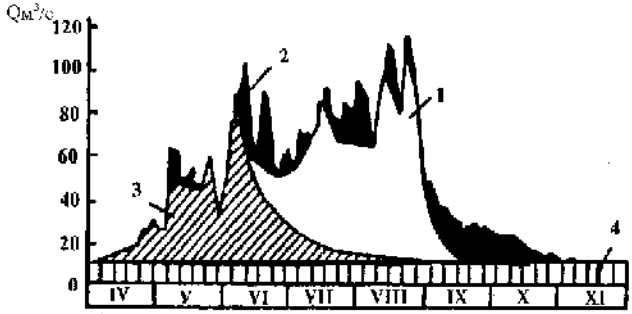


Рис. 5.9. Схема расчленения гидрографа горной реки. *1* – ледниковое питание, *2* – дождевое питание, *3* – снеговое питание, *4* – подземное питание

Схема разработана для рек Алтая. Срезка дождевой составляющей производится с помощью графика осадков. Спад снеговой составляющей – по типовой кривой, сравниваемой с аналогом. Начало поступления талых ледниковых вод также определяется путем сравнения с аналогом. Основой разделения дождевых и ледниковых вод являются графики осадков и температур. Выделение подземной составляющей производится исходя из отсутствия гидравлической связи поверхностных и подземных вод.

Обобщенная схема расчленения гидрографов и в первую очередь выделения подземной составляющей представлена на

рис. 5.10. В основу схемы, разработанной в МГУ, положены результаты анализа существующих способов расчленения, часть из которых представлена выше.

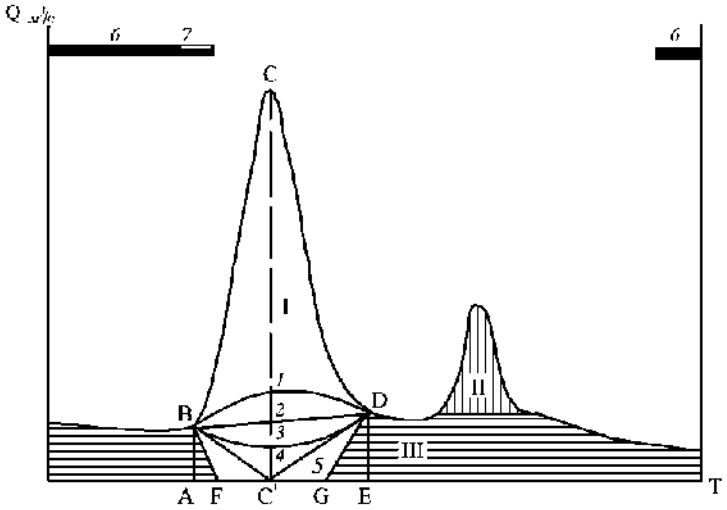


Рис. 5.10. Обобщенная схема расчленения гидрографа по видам питания.
1–5 – линии, разделяющие снеговое и подземное питание в период половодья,
6 – ледостав, *7* – ледоход.
I – снеговое питание, *II* – дождевое питание, *III* – подземное питание

На рисунке нанесены линии, отчленяющие подземное питание (ниже линии *1–5*) от поверхностного (выше линии *1–5*) при различном взаимодействии поверхностных и подземных вод. При отсутствии гидравлической связи поверхностных и подземных вод расчленение проводится по линии *1*. В этом случае наблюдается увеличение притока подземных вод, а их максимум наступает несколько позже максимума речных вод.

При наличии гидравлической связи увеличение поверхностного стока вызывает уменьшение подземного (линия *3*) вплоть до его полного прекращения (*4*). В общем случае минимум притока подземных вод соответствует максимуму поверхностного (точка *C*). В период отсутствия подземного притока может наблюдаться отрицательное подземное питание рек, вызванное фильтрацией речных вод в грунты с последующим возвращением этих вод во время спада уровней речного стока.

Результаты расчленения гидрографов различных рек приведены в табл. 5.3.

Таблица 5.3

Источники питания рек

Река	Площадь бассейна A, км^2	Поверхностное питание, %				Подземное питание, %
		снеговое	дождевое	ледниковое	всего	
Н. Тунгуска	8 270	53	19	–	72	28
Турухан	10 100	61	22	–	83	17
Абакан	14 400	40	41	–	81	19
Мана	9 080	23	34	–	57	43
Енисей	115 000	35	42	–	77	23
Ловать	398	58	20	–	78	22
Великая	3 500	35	22	–	57	43
Печора	35 400	56	24	–	80	20
Ока	18 400	65	20	–	85	15
Кубань	45 480	12	24	37	73	27
Обь	353 700	49	27	8	84	16
Катунь	56	27	14	49	90	10
Ишим	86 200	95	3	–	98	2

Проведенный анализ показывает, что основными источниками питания рек, а следовательно, и других водных объектов, являются атмосферные осадки, представленные в виде дождей и водоотдачи из снежного покрова. Также большое место в формировании стока занимают подземные воды, которые приближенно можно разделить на глубокие и неглубокие. В горах дополнительным источником питания является талая вода ледников.

5.1.5. Другие источники питания

Помимо перечисленных и, как правило, учитываемых источников питания рек, в районах с особыми природными условиями могут появляться и другие источники.

Конденсационная составляющая. *Конденсация* – переход водяного пара в жидкое состояние, представляет собой величину, обратную испарению. Этот дополнительный источник влаги встречается повсеместно, так как конденсационная влага образуется и в атмосфере, и в почве, и на поверхности растительного покрова. По современным представлениям, эти источники незначительны и, как правило, не учитываются.

Однако в районах распространения многолетнемерзлых пород в бассейнах с горным и полугорным рельефом с широким распространением крупнообломочных каменистых осыпей приток конденсационной влаги заметен. Такие условия наблюдаются, например, на реках бассейна Колымы. Влажный воздух циркулирует в толще осыпей, а наличие холодного экрана в виде многолетнемерзлых пород способствует его конденсации. Одновременно уменьшается испарение с камней.

По результатам наблюдений на Колымской водно-балансовой станции, величина этого дополнительного источника питания зависит от площади распространения каменистых осыпей. Так, это увеличение составляет в бассейнах, поверхность которых покрыта на 50 % каменистыми осыпями, около 50 мм, а при 100 % покрытия – около 100 мм. Это составляет до 20 % от суммы всех источников питания реки. Следует отметить, что широкое покрытие бассейна каменистыми осыпями характерно, как правило, для малых бассейнов (Кузнецов А.С. и др. Сборник работ Магаданской гидрометеорологической обсерватории, 1969).

Наледная составляющая. *Наледь* – ледяной массив, образующийся при замерзании изливающихся на поверхность земли подземных вод и вод рек, протекающих под ледяным покровом в стесненных руслах. По генезису эти образования можно разделить на наледи подземных и поверхностных вод. Образуются наледи при отрицательных температурах воздуха практически повсеместно. Широко они распространены на Урале, Тянь-Шане, Алтае, Саянах, Приморье, Забайкалье. Однако их участие в стоке рек становится заметным лишь в условиях сурового климата.

Северо-восток России – район наибольшего распространения наледей. Здесь насчитывается около 10 000 наледей общей площадью 14 тыс. км^2, а количество аккумулируемой воды превышает 25–30 км^3. При этом отдельные ледяные поля достигают десятков квадратных километров, а запасы воды в них составляют десятки миллионов кубических метров. Так, площадь самой большой наледи Улахан-Тарын на р. Моме в бассейне р. Индигирки ежегодно в конце зимнего периода достигает 150 км^2, а объем воды превышает 400 млн м^3. На образование этой наледи в течение зимы расходуется в среднем около 16 м^3/с подземных вод. Как пра-

вило, наледи формируются в одних и тех же местах, где вода выходит на поверхность. Это, прежде всего, зоны разломов земной коры, по которым подмерзлотные воды попадают на поверхность, и места в руслах рек, где затруднен пропуск воды, и она изливается на поверхность льда. Наледи образуются также и из надмерзлотных вод, выходящих на поверхность, при замерзании деятельного слоя. Место образования наледей называется *наледной поляной*. В летнее время растительность на ней отсутствует. Количественно распространение наледей оценивается *коэффициентом наледности* ($K_н$), представляющим отношение суммарной площади наледей к площади рассматриваемого бассейна (территории).

В качестве примера на рис. 5.11 приведена выкопировка из кадастра наледей Северо-востока СССР, составленного А.С. Симаковым и З.Г. Шильниковской, на которой представлен район верховьев р. Индигирки (Северный склон хребта Сунтар-Хаята).

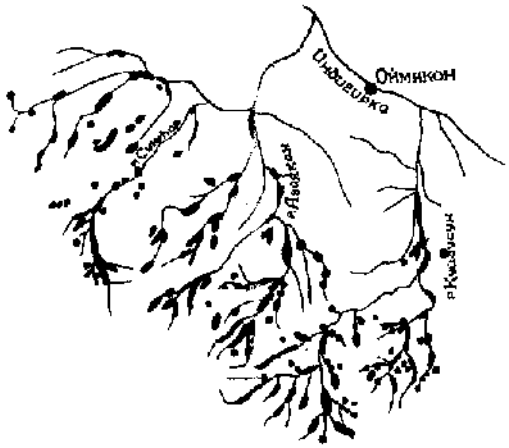


Рис. 5.11. Схема расположение наледей на реках верховьев р. Индигирки

Коэффициент наледности рассматриваемого района – 2,5 %.

Способ расчета запасов воды в наледях основан на определении площадей наледных полян и средней толщины льда по данным изученных объектов. Максимальные запасы воды в наледях наблюдаются перед началом таяния. Следовательно, образуясь в холодный период во время таяния, наледная вода является дополнительным источником питания рек. При этом очень большие

наледи не успевают растаять и перераспределяют воду на следующие годы. Такие крупные наледи носят название *прелетков*.

На рис. 5.12 представлен график зависимости доли наледного стока в стоке рек.

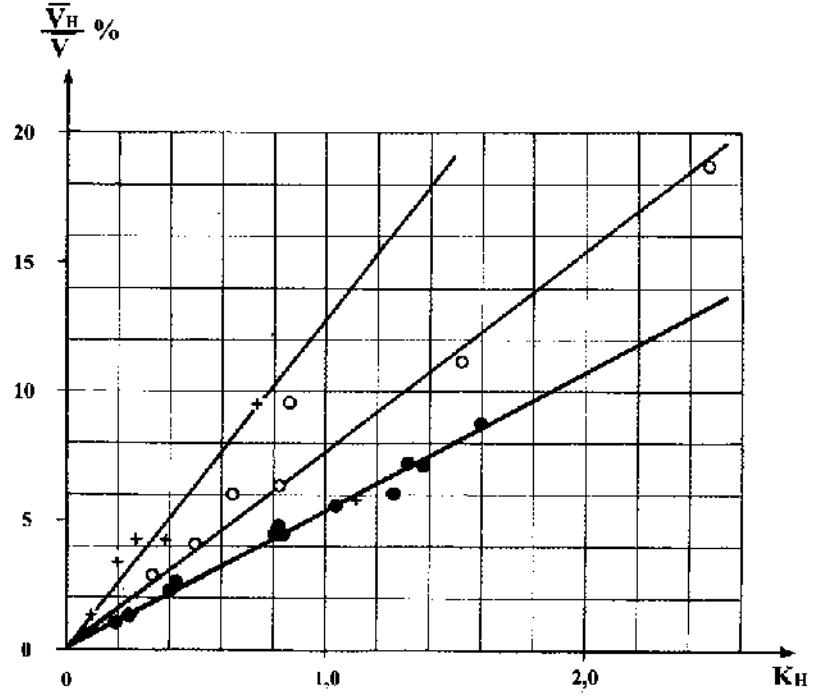


Рис. 5.12. Зависимость доли наледного стока ($\overline{V}_н/\overline{V}$) от коэффициента наледности $K_н$.
1 – реки бассейна р. Яны, *2* – реки бассейна р. Индигирки,
3 – реки бассейна р. Калымы

Из рисунка следует, что наледная составляющая в стоке рек возрастает с увеличением $K_н$. При одинаковых коэффициентах наледности ее значение выше на реках бассейна р. Яны, чем р. Индигирки и Колымы.

Летом роль наледных вод в стоке рек незначительна, а зимой речной сток может полностью расходоваться на образование наледей.

Рассматривая все источники питания рек, следует отметить, в конечном счете, их одинаковое происхождение – атмосферные осадки.

5.1.6. Регулирование речного стока

Регулирование стока – процесс его выравнивания во времени как внутри года, так и в многолетнем разрезе. На степень зарегулированности, помимо особенностей климатических условий, определяющих общую водность рек, оказывают влияние естественные факторы, перечисленные выше: доля подземного питания, озерность, заболоченность, залесенность и др. Количественным выражением неравномерности расходов, отражающих степень естественной зарегулированности стока, принят коэффициент естественной зарегулированности φ, равный (рис. 5.13):

$$\varphi = \omega / \Omega, \qquad (5.15)$$

где ω – площадь гидрографа до среднего расхода воды (*базисный сток*), включающая всю подземную наиболее стабильную составляющую; Ω – общая площадь гидрографа.

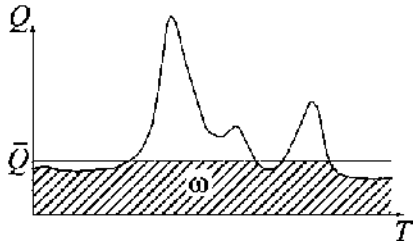


Рис. 5.13. Схема оценки коэффициента естественной зарегулированности стока

Чем больше величина φ, тем более выровнен сток реки внутри года. Если расходы воды на рис. 5.13 представить в модульных коэффициентах (k), величина φ будет равна:

$$\varphi = \int_0^{1,0} T d\overline{K}, \qquad (5.16)$$

где T – продолжительность расходов, выраженных в модульных коэффициентах.

Величины коэффициентов естественной зарегулированности изменяются по географическим зонам, уменьшаясь от районов гумидного климата к районам аридного. Так, в лесной зоне величины φ изменяются от 0,85 до 0,5 с учетом уменьшающейся озерности. В зоне лесостепей величина φ снижается до 0,4, в зоне сухих степей – до 0,3, в полупустынях – до 0,1. Величины φ возрастают в горах и равны 0,5–0,7. Например, величина φ для Невы равна 0,9 при озерности бассейна $f_{оз}$ = 15 %, а для р. Ишим, протекающей в Казахстане, φ < 0,1.

Для многолетних рядов годового стока мерой естественной зарегулированности может служить коэффициент вариации (C_v).

В отличие от величин σ_{a_n}, которые характеризуют размах колебаний расходов воды (амплитуду) за n лет, C_V позволяет сравнивать отдельные стоковые ряды в отношении их изменчивости. Величина C_V так же, как и φ, зависит от увлажненности территории, от доли участия наиболее стабильной подземной составляющей и других регулирующих факторов. Поэтому при переходе от условий гумидного климата к аридному величины C_V возрастают вследствие уменьшения общего стока и его подземной составляющей. Для условий России разработана эмпирическая формула определения коэффициента вариации, которая дает возможность оценить степень влияния на его величину основных регулирующих факторов.

$$C_V = 0{,}78 - 0{,}29\lg\tilde{q} - 0{,}063\lg(A+1) - 0{,}08\lg(f_{оз}+1), \qquad (5.17)$$

где $\tilde{q}$ – норма стока, л/(с·км^2); A – площадь бассейна, в том числе определяющая степень дренирования подземных вод, км^2.

Величины коэффициентов перед аргументами показывают «вес» каждого из них при определении C_V. Наибольшее влияние оказывает водность реки, т.е. климат. Например, для средних по размерам бассейнов рек величины C_V равны: 0,15–0,20 для зоны тундры при слое стока 400–300 мм, 0,15–0,20 – для лесной зоны при 300–150 мм, 0,40–0,70 – для лесостепной при 150–50 мм, 0,80–1,20 для степной и полупустынной зон при 50–5 мм.

Антропогенное регулирование речного стока. В последние десятилетия большое распространение получило искусственное регулирование речного стока (см. 2.3.4), связанное с необходимостью перераспределения количества воды рек в зависимости от потребности водопотребителей и водопользователей. Обычно это достигается путем строительства на реках плотин, образующих водохранилища. При этом меняется водный баланс и распределение стока реки ниже плотины. Принято выделять суточное, недельное, сезонное и многолетнее регулирование стока. Схемы регулирования приведены на рис. 5.14.

Суточное регулирование предопределяет перераспределение стока в течение суток (рис. 5.14, *а*). Вода сбрасывается из водохранилища в часы повышенного водопотребления и накапливается в остальные часы суток, например, при выработке электроэнергии

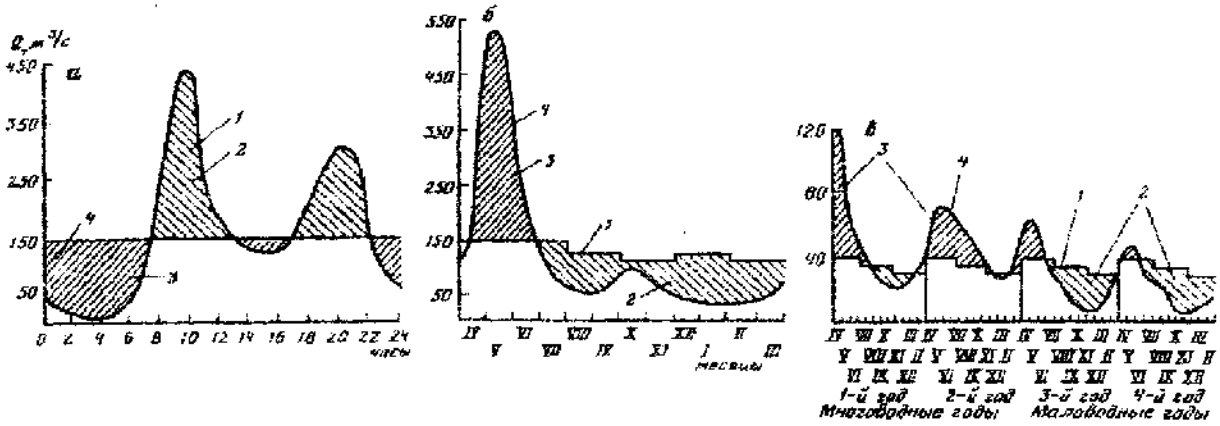


Рис. 5.14. Схема суточного (*а*), сезонного (*б*) и многолетнего (*в*)
регулирования стока водохранилищами.
1 – зарегулированные расходы; *2* – объемы воды, сбрасываемые из водохранилищ;
3 – объемы воды, накапливаемые в водохранилище; *4* – бытовые расходы

в часы пик идет потребление воды – сброс воды, ночью – накапливание. Такой тип регулирования приводит к увеличению амплитуд суточного колебания уровня по сравнению с естественным ходом уровня.

Недельное регулирование подобно суточному, но сброс воды из водохранилища уменьшается в выходные и праздничные дни, когда большинство предприятий не работает, и увеличивается в течение остальной части недели. В обоих случаях такой вид регулирования осуществляется водохранилищами относительно небольших размеров, которые полностью не трансформируют паводки и половодья. Суточное и недельное регулирование в условиях крупных водохранилищ может быть осуществлено только совместно с другими видами регулирования.

При *сезонном регулировании* вода перераспределяется из многоводных сезонов (половодья, паводки) в маловодные (межени) (рис. 5.14, *б*). Это приводит к выравниванию внутригодового распределения стока реки. Такой вид регулирования осуществляется крупными водохранилищами с большим полезным объемом, полностью вмещающих объемы воды половодий и паводков.

Многолетнее регулирование определяет перераспределение стока из многоводных периодов в маловодные (рис. 5.14, *в*). При этом в водохранилищах задерживается вода половодий, паводков, многоводных и средних по водности лет и сбрасывается в маловодные периоды. Иногда в отдельные годы многолетнее регулирование может быть осуществлено лишь очень крупными водохранилищами с большим полезным объемом.

Создание водохранилищ существенно нарушает водный баланс реки и помимо перераспределения речного стока влияет на его объем. Это влияние возрастает от районов гумидного климата к аридному, из-за увеличения испарения с поверхности созданного водохранилища, вплоть до полного прекращения стока ниже плотины.

Таким образом, благодаря искусственному регулированию стока рек, изменяется их естественный режим.

5.1.7. Классификации рек по водному режиму и видам питания

Большое разнообразие водного режима рек по площади и во времени связано в первую очередь с изменениями климата. Тем не

менее, на разных реках можно подметить некоторые общие черты режима, которые дают возможность группировать реки по ряду одинаковых признаков. Таким группам соответствуют примерно одни и те же физико-географические условия. Например, на европейской территории России на всех реках преобладающим является снеговое питание, а следовательно, хорошо выражено весеннее половодье. На реках Дальнего Востока с его муссонным климатом преобладающим является дождевое питание и хорошо выражено половодье в теплую часть года и т.п. Следовательно, классифицируя реки по типам питания, одновременно можно составить представление об их водном режиме. Такие классификации нужны, например, при хозяйственном использовании рек. Классификации дают первое представление о гидрологическом режиме рек района, о закономерностях его формирования. Особенно они важны для территории нашей страны с ее большими размерами и разнообразными природными условиями. Поэтому вопросы классификации рек по водному режиму рассматривались неоднократно.

В настоящее время в нашей стране наиболее распространенными и полезными являются классификации рек по водному режиму Б.П. Зайкова и по видам питания М.И. Львовича.

Классификация Б.Д. Зайкова выполнена для территории России и сопредельных территорий. В основу классификации положено объединение рек по внутригодовому распределению стока, то есть по форме гидрографа. Все многообразие гидрографов было сведено к трем основным группам: реки с весенним половодьем, реки с половодьем в теплую часть года, реки с паводочным режимом. Для рек первой и второй групп характерны ежегодно повторяющиеся примерно в одни и те же сроки высокие подъемы воды и низкая межень в остальное время года. Появление паводков носит, как правило, случайный характер. Для рек третьей группы характерно ежегодное прохождение в определенные сезоны нескольких кратковременных паводков, разделенных короткой низкой меженью.

Первая группа рек наиболее распространена на рассматриваемой территории, где основным источником питания являются талые снеговые воды. В зависимости от характера половодья и режима расходов в остальное время года, реки этой группы разделе-

ны на пять типов: казахстанский, восточно-европейский, западно-сибирский, восточно-сибирский, алтайский.

Реки казахстанского типа (рис. 5.15, *1*) отличаются резко выраженным высоким непродолжительным весенним половодьем и очень низкой, вплоть до полного исчезновения стока, летней и зимней меженью. Максимальный расход в десятки раз превышает среднегодовой. Реки этого типа распространены в равнинной части Казахстана, Прикаспии, южном Заволжье.

Реки восточно-европейского типа (рис. 5.15, *2*) также характеризуются высоким, но более растянутым во времени весенним половодьем, максимумы которого в 10–25 раз выше среднегодового расхода. Дождевые паводки обычно невелики и чаще всего наблюдаются осенью. Этот тип рек распространен на большей части Русской равнины.

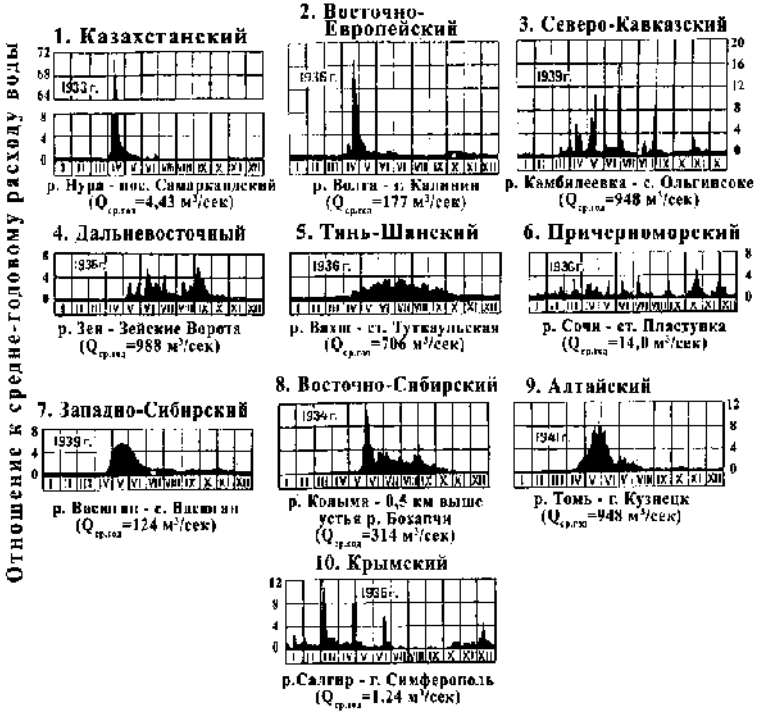


Рис. 5.15. Типы гидрографов рек различных географических зон (к классификации Б.Д. Зайкова по данным М.И. Львовича)

Реки западно-сибирского типа (рис. 5.15, *7*) отличаются относительно невысоким и растянутым весенним половодьем, многоводной летней меженью и низкой зимней. Половодье растянуто из-за равнинного рельефа, широких пойм, большого количества озер, заболоченности и подпора стока воды этих рек со стороны р. Обь. Максимальный расход лишь в 6–10 раз превышает среднегодовой. Реки этого типа протекают по Западно-Сибирской низменности к северу от 54° с.ш.

Реки восточно-сибирского типа (рис. 5.15, *8*) также отличает высокое весеннее половодье, максимальные расходы которого в 20–25 раз превышают среднегодовые. Реки этого типа протекают к востоку от Енисея, к северу от Саян и до Витимо-Олекминской горной страны, Верхоянского хребта. Наряду с весенним половодьем, на реках этого типа ежегодно формируются высокие летне-осенние дождевые паводки, максимальные расходы которых могут превышать максимумы весенних половодий. Летняя межень высокая, а зимняя, наоборот, очень низкая, и из-за суровости зим реки могут перемерзать.

Реки алтайского типа (рис. 5.15, *9*) отличает относительно невысокое половодье, максимумы которого превышают среднегодовые расходы не более чем в 10 раз, но продолжительность половодья растягивается на несколько месяцев и имеет многовершинную форму. Половодье растянуто из-за разновременности таяния снега на разных высотах. Летом сток повышенный, а зимой, наоборот, очень низкий и не превышает 10 % годового. К рекам этого типа, помимо Алтая, относятся реки горных хребтов Кавказа, Средней Азии.

Ко второй группе рек с половодьем в теплую часть года относятся реки двух типов: дальневосточный и тяньшанский.

Реки дальневосточного типа (рис. 5.15, *4*) характеризуются многовершинным половодьем, вызванным ливневыми дождями муссонного происхождения. Максимальные расходы половодья в 10–15 раз превосходят среднегодовые. Зимняя межень низкая, некоторые реки в отдельные годы могут перемерзать. Особенно это проявляется на реках Яно-Индигирского района. Этот тип рек распространен на Дальнем Востоке, Забайкалье, Витимо-Олекминской горной стране.

Реки тяньшанского типа (рис. 5.15, *5*) имеют такой же вид гидрографа, как и реки дальневосточного типа. Однако этот тип, в отличие от дальневосточного, имеет снеговое происхождение, вызванное таянием высокогорных снегов и ледников. За счет растянутости половодья его максимальные расходы невысоки и превышают среднемноголетние в 4–6 раз. Реки тяньшанского типа распространены в горах Средней Азии, Кавказа, Камчатки.

Третья группа рек с паводочным режимом делится на три типа: причерноморский, крымский, северокавказский.

Реки причерноморского типа (рис. 5.15, *6*) характеризуются прохождением дождевых паводков в течение всего года. Этот тип рек на рассматриваемой территории имеет ограниченное распространение и сосредоточен, прежде всего, на черноморском склоне Кавказа, сюда же относятся карпатские притоки Днестра.

Реки крымского типа (рис. 5.15, *10*) как правило, имеют паводки зимой и весной. В остальную часть года сток низкий, вплоть до пересыхания рек. Этот тип рек встречается в Крыму, Ленкорани, на западных склонах Жмудских высот в Балтии.

Реки северокавказского типа (рис. 5.15, *3*) распространены на небольшой территории предгорий Северного Кавказа и характеризуются паводочным режимом в теплую часть года. Низкая межень наблюдается зимой.

Приведенные характеристики групп и типов рек относятся к водотокам, бассейны которых располагаются в примерно одинаковых физико-географических условиях. Реки с большими бассейнами могут протекать в разных условиях и иметь притоки разного типа. Поэтому такие большие реки должны приобретать особенности водного режима имеющего черты, свойственные режимам притоков. Например, р. Лена в верхнем течении имеет внутригодовое распределение стока, свойственное рекам восточно-сибирского и дальневосточного типов.

Перечисленные типы водного режима разных рек являются осредненными или типичными. Поэтому меняющиеся климатические и погодные условия могут нарушать установленные закономерности.

Группирование рек по виду гидрографов по водному режиму позволяет судить о внутригодовом распределении стока.

Классификация М.И. Львовича разработана для рек земного шара, в том числе и для рассматриваемой территории. В отличие от классификации Б.Д. Зайкова, в качестве классификационных признаков выбраны виды питания и доля их участия в стоке рек, что также позволяет судить о внутригодовом распределении стока. При этом разработаны количественные оценки указанных признаков и выполнено их районирование. Определение вида питания и его количество проведено путем расчленения типовых гидрографов. Каждый выделенный вид обозначен заглавными латинскими буквами при условии, что источник питания дает более половины всего годового стока. Если менее половины, то обозначения те же, но буквы малые, т.е., соответственно *s, r, g, u*. Рассматривались виды питания: снеговое (*S*), дождевое (*R*), ледниковое и высокогорное снеговое (*G*), грунтовое (*U*). Порядок расположения букв соответствует уменьшению доли каждого фактора. По внутригодовому распределению – весенний, летний, осенний, зимний сток.

Все реки были разделены на три группы, для каждой из которых дано процентное содержание вида питания от годового: «почти исключительно» – более 80 %, «преимущественно» – от 50 до 80 %, «преобладает» – не превышает 50 %. Такие же градации приняты для характеристик сезонов года. В тех случаях, если каждый из видов питания составляет менее 50 %, – питание смешанное, если не превышает 10 %, оно может не учитываться вообще. Для ледниковых рек градация несколько иная. 50–80 % снегового и дождевого питания приравнивается, соответственно, к 25 и 50 % ледникового, иначе большинство крупных ледниковых рек, таких как Терек, Кубань и др., были бы отнесены к рекам смешанного питания.

На основании анализа гидрографов и учитывая предлагаемые нормы видов питания рек, было установлено, что для рассматриваемой территории характерно преобладание типов питания: S, Sru, Su, что соответствует: снеговое; снегово-дождевое, подземное; снеговое, подземное. Такое сочетание видов питания характерно для рек, бассейны которых занимают около 60 % рассматриваемой территории (рис. 5.16). На рисунке S – реки чисто снегового питания; *2* – реки преимущественно снегового питания, грунтовое – больше 10 %, Sru – дождевое больше грунтового, оба больше 10 %,

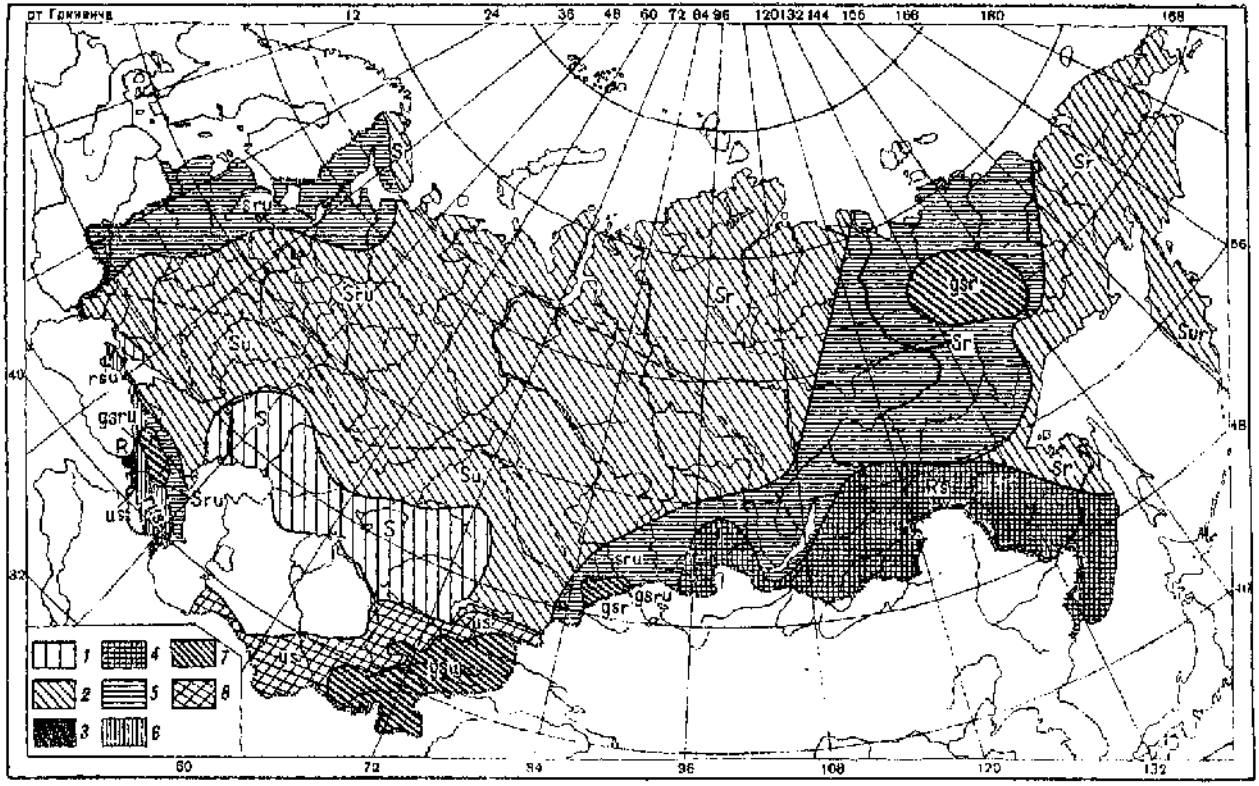


Рис. 5.16. Схема классификации рек рассматриваемой территории по источникам питания

Sr – дождевое больше 10 %; *3* – R – реки чисто дождевого питания; *4* – Rs – реки преимущественно дождевого питания, снеговое больше 10 %; *5* – sru – реки смешанного питания с преобладанием снегового, дождевое больше грунтового, оба больше 10 %; *6* – rus – реки смешанного питания с преобладанием дождевого, грунтовое больше снегового, оба больше 10 %; *7* – реки смешанного питания, но с преобладанием ледникового: gsr – снеговое больше дождевого, грунтовое меньше 10 %, gsru – то же, но грунтовое больше 10 %; *8* – us – реки смешанного питания с преобладанием грунтового.

Из приведенной схемы следует, что в чистом виде исключительно снеговое питание характерно лишь для рек Казахстана, Заволжья. Преимущественно снеговое питание с относительно большой долей подземной составляющей наблюдается на реках бассейнов Иртыша, Ишима, Тобола, Урала, Дона. Севернее этого района протекают реки, где заметную роль начинают играть дождевые воды, которые вместе с подземными и снеговыми формируют смешанное питание. На реках северо-восточной части ЕТР уменьшается доля подземного питания. На реках бассейнов Оби и Енисея в их северных районах преобладает снеговое питание и дождевое, превышающее 10 %. В южной части бассейна Оби наряду с преобладающим снеговым питанием возрастает подземное, превышая 10 %.

Реки с исключительно дождевым питанием распространены на востоке рассматриваемой территории в зоне действия тихоокеанских муссонов (притоки Амура, Суйфун и др.). Севернее в бассейне Лены преобладающим становится снеговое питание.

Реки преимущественно ледникового питания приурочены к Главному Кавказскому хребту, горным районам Средней Азии.

Реки смешанного питания распространены на Северо-Западе, где под влиянием морского климата увеличивается дождевое питание и сокращается снеговое. Реки смешанного питания, но с преобладанием дождевого, на рассматриваемой территории имеют незначительное распространение.

Как и классификация Б.Д. Зайкова, классификация М.И. Львовича справедлива для рек небольших размеров, протекающих в одинаковых физико-географических условиях. Большинство же видов питания для крупных рек является в этом смысле смешанным.

5.1.8. Пространственная изменчивость стока за многолетний период

Изменение многолетнего стока по территории подчиняется определенным закономерностям. Условия формирования среднего многолетнего стока изложены в предыдущих разделах, из которых следует, что речной сток есть продукт климата, и он должен подчиняться географической зональности. При этом средние значения стока, выбранные для анализа (выборочные совокупности), должны быть репрезентативными, т.е. соответствовать характеристикам генеральной совокупности. Такой величиной может быть норма стока, которая и картируется. Для построения карт необходимо исключить влияние площади водосбора, представив норму стока в виде слоев ($\widetilde{R}$) или модулей ($\widetilde{q}$). Карты составляются для рек с замкнутыми бассейнами, норма стока которых может быть определена с помощью лишь уравнения (5.6). Следовательно, на карту не наносятся данные по малым бассейнам, средний годовой сток которых в значительной мере определяется азональными факторами и в первую очередь зависит от размеров площадей водосборов. Критические значения площадей, ниже которых речной сток не может быть определен с помощью уравнения (5.6), различны для разных физико-географических зон (см. п. 5.1.3). При построении карт не учитываются также материалы наблюдений по очень крупным рекам с площадями бассейнов более 50 000 км^2. Такие реки, как правило, протекают по нескольким географическим зонам. Например, р. Енисей берет свое начало в горах, протекает по степной, лесостепной, лесной зонам, а также пересекает зону тундры.

Речной сток, являясь интегральной характеристикой, отражает условия его формирования на всем бассейне. Поэтому при построении карт значения нормы стока относятся к центру тяжести бассейнов, после чего проводится интерполяция между этими значениями. В горных районах интерполяция производится с учетом рельефа, а также могут строиться зависимости нормы стока от высоты водосборов. Таким образом, карты дают возможность оценить закономерности распределения потенциального речного стока, оценить водные ресурсы отдельных бассейнов или целых районов. По этим картам можно получить зональную величину нормы

стока рек с площадями бассейнов до 50 000 км^2. При условии равнинного рельефа и однообразных климатических условиях допускается определение нормы и для рек с большими бассейнами. Что касается малых водосборов, то в зависимости от географической зоны требуется введение поправок, т.е. определение составляющей водного баланса (5.6) для незамкнутых бассейнов. Для условий рассматриваемой территории такие поправки разработаны и представлены на рис. 5.3.

Построение карт нормы стока может производиться непосредственно по данным наблюдения за речным стоком. В этом случае средний многолетний сток определяется как

$$\overline{Q}_n = (Q_1 + Q_2 + \cdots + Q_i)/n = n^{-1}\sum_1^n Q_i, \qquad (5.18)$$

где Q_1, Q_2, …, Q_i – годовые значения стока; n – число лет наблюдений.

Однако при различных n величина $\overline{Q}_n$ является неустойчивой, так как рассматриваемый отрезок времени может совпадать с периодами только повышенной или только пониженной водности. Поэтому для получения устойчивой величины $\overline{Q}_n$ необходимо иметь ряд определенной длины (N), включающей периоды высокой и низкой водности. В этом случае $\widetilde{Q}_N$ и является нормой стока. Так как в большинстве случаев длины фактических рядов наблюдений за годовым стоком являются короткими, то полученное по (5.18) значение нормы стока отличается от ее *истинного значения*, которое наблюдается при $N \to \infty$, на величину σ_{a_n}

$$\widetilde{Q}_N = \overline{Q}_n \pm \sigma_{a_n}, \qquad (5.19)$$

где $\overline{Q}_n$ – средний годовой сток за ограниченный n-летний период времени; σ_{a_n} – средняя квадратическая ошибка среднего за тот же период времени.

Из теории ошибок следует:

$$\sigma_{Qn_n} = \pm(\sigma_a / \sqrt{n})\sqrt{(1+r)/(1-r)}, \qquad (5.20)$$

где σ_a – среднее квадратическое отклонение значение Q_i и $\overline{Q_n}$; r – коэффициент корреляции смежных значений ряда.

Для сравнения точности определения нормы стока различных рек вводится понятие относительного значения средней квадратической ошибки σ_a, выраженное в процентах:

$$\sigma_n = \pm 100\sigma_{Q_n} / (\overline{Q}_n \sqrt{n}) = \pm 100 C_V / \sqrt{n}, \qquad (5.21)$$

где $C_V = \sigma_{Q_n} / \overline{Q}_n$ – коэффициент вариации ряда годовых значений стока за n лет.

В отличие от величин σ_{a_n}, которые характеризуют размах колебаний расходов воды (амплитуду) за n лет, C_V позволяет сравнивать отдельные стоковые ряды в отношении их изменчивости.

Из уравнения (5.21) можно установить необходимое число лет наблюдений для получения нормы стока рек с заданной точностью σ_n, протекающих в разных физико-географических условиях:

$$N = 1000 C_V^2 / \sigma_n^2. \qquad (5.22)$$

Отсюда, длина ряда для определения нормы стока с точностью σ_n = 5 %, для рек, протекающих в зоне гумидного климата при C_V = 0,25, равна 25 годам, в условиях аридного климата при C_V = 0,5, N = 100 лет. Для построения же карт необходимо, как отмечено выше, представить норму стока в виде слоев ($\widetilde{R}$) или модулей ($\widetilde{q}$). Такие карты построены для рассматриваемой территории (рис. 5.17).

Распределение нормы стока на континентах связано с общим увлажнением территории, направлением движения влагонесущих воздушных потоков, удаленностью океанов и рельефом местности. Максимальные значения нормы стока, превышающие 1000 мм, характерны для западных склонов Кавказа, Карпат, высокогорных областей Памира, Тянь-Шаня, Сихоте-Алиня, Камчатки. Минимальные значения стока менее 20 мм наблюдаются в пустынях Кара-Кум, Кызыл-Кум, в центральном Казахстане, Центральной Якутии.

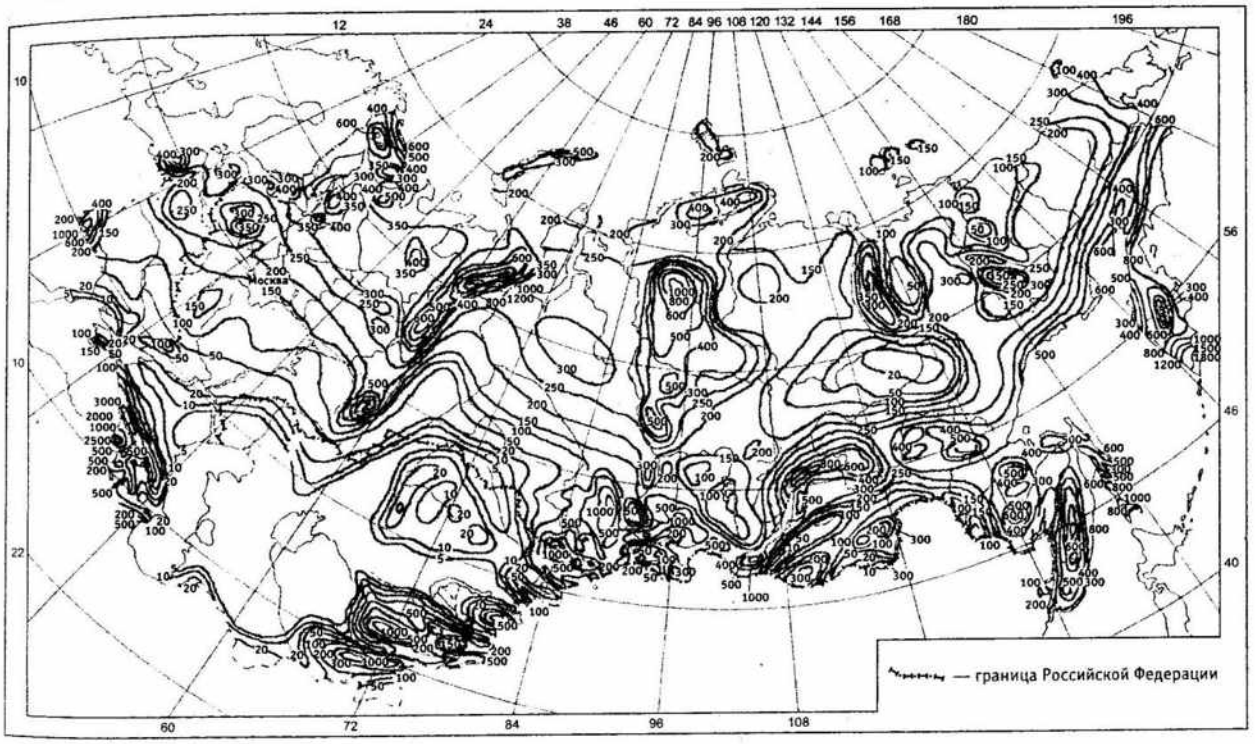


Рис. 5.17. Среднегодовой сток с рассматриваемой территории (мм)

5.1.9. Экстремумы речного стока

Экстремальные расходы воды относятся к числу важнейших режимных характеристик речного стока. Это, прежде всего, максимальные и минимальные расходы воды, сформированные, соответственно, в периоды прохождения половодий, паводков и в период меженей.

Половодья и *паводки* формируются во время прохождения дождей, таяния снежного покрова и ледников. Высокие подъёмы воды и максимальные расходы зависят от интенсивности и продолжительности подачи воды на поверхность бассейна *(водоподача)*, от скоростей стекания *(время добегания)*, от состояния водосбора. Заметную роль играют также размеры орошаемой площади и бассейна. Эти условия могут нарушаться хозяйственной деятельностью человека (строительство водохранилищ, агролесомелиоративные мероприятия и т.п.) (см. п. 2.3.4), и естественные максимумы искажаются.

По происхождению паводки и половодья можно разделить на три основные группы: вызванные метеорологическими факторами, усиленные другими местными факторами (русловые, подпоры от гидротехнических сооружений, прорывы заторов, зажоров и т.п.), селевые паводки (будут рассмотрены в другом разделе). Паводки сопровождаются интенсивным подъёмом уровня воды, выходом ее на пойму. В случае затопления местности в пределах речной долины, отметки которой выше ежегодно затопляемой поймы, паводок носит название *наводнение*. Выдающиеся паводки повторяются примерно 1 раз в 50–100 лет (1–2 %), а *катастрофические* вызывают затопления огромных территорий, и их повторяемость реже 1 раза в 100 лет.

На земном шаре такие выдающиеся события происходят постоянно, но они разнесены по территории и могут встречаться на разных по размеру реках в районах с небольшим населением и т.п., поэтому не всегда могут быть зафиксированы. Чаще всего такие выдающиеся паводки, нанесшие большой ущерб населению, фиксируются на крупных реках. Особенно они заметны в ливнеопасных районах Юго-Восточной Азии, Индии, юга Северной Америки, Средиземноморья. На рассматриваемой территории это район Дальнего Востока, черноморского побережья Кавказа. Например,

известны катастрофические наводнения на реках бассейна Амура в 1958 г. Выдающиеся весенние половодья, характерные для нашей страны, зафиксированы на Волге в 1908 г., Енисее в 1937 г. и других реках. Вместе с тем, такие половодья и паводки бывают и смешанного происхождения (снегодождевые).

В последние десятилетия XX и начале XXI в. в условиях меняющегося климата такие события участились.

Общая схема формирования паводков отражает закономерности стекания талых или дождевых вод, поступающих на поверхность бассейнов. Сток происходит по склонам долин, гидрографической сети и суммируется в замыкающем створе. Первые порции дождя или талых вод, как правило, расходуются на смачивание почвы, растительности, инфильтрацию, заполнение неровностей рельефа, аккумуляцию в снежном покрове и т.д. Этим формируются так называемые *начальные потери* (*G*), которые не принимают участия в стоке. И лишь по истечении некоторого времени, когда интенсивность *водоподачи* превысит интенсивность потерь, вода начнет стекать по склонам и поступать в русловую сеть. В процессе стекания часть воды также фильтрует в почвогрунты, испаряется, формируя *потери.*

На рис. 5.18, *а* представлен бассейн реки площадью A_6, который равномерно орошается дождем (талыми водами). Для изучения процесса формирования паводка бассейн делится на единичные площадки, время добегания в которых равно одной единице (f_i). Линии, разделяющие площадки, называются *изохронами*. Продолжительность дождя t = 3 ед., время добегания от наиболее удаленной точки бассейна до замыкающего створа также равно τ = 3 ед., потери в течение прохождения паводка отсутствуют, i = 0.

Расход воды в замыкающем створе к концу первой единицы времени равен:

$$Q_1 = h_1 f_1, \tag{5.23}$$

где τ = 1,0. К концу второй единицы времени первая порция дождя стечет уже со второй площадки, а с первой поступит вторая порция:

$$Q_2 = h_1 f_2 + h_2 f_1,$$

далее

$$Q_3 = h_1 f_3 + h_2 f_2 + h_3 f_1.$$

Дождь прекратился, но стекание воды продолжается.

$$Q_4 = h_2 f_3 + h_3 f_2;$$

$$Q_5 = h_3 f_1.$$

Все выпавшие осадки стекли, паводок заканчивается:

$$Q_6 = 0,$$

Если условно принять $h_1 = 2$; $h_2 = 4$; $h_3 = 1$, а площадки $f_1 = 1$; $f_2 = 2$; $f_3 = 1$, тогда гидрограф будет иметь вид на рис. 5.18, *в*, 1.

При введении величины потерь, которые уменьшаются по мере выпадения дождя и насыщения почвенного покрова водой, то при $i_1 = 0{,}5$; $i_2 = 0{,}8$; $i_3 = 1$ форма гидрографа изменится (рис. 5.18, *в*, 2).

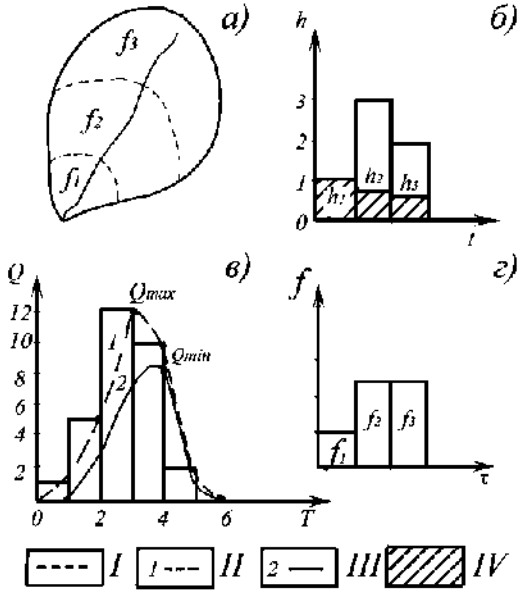


Рис. 5.18. Схемы формирования паводка.
а – речной бассейн; *б* – распределение осадков (водоподача); *в* – гидрограф; *г* – распределение единичных площадей стекания; *I* – изохронны; *II* – гидрограф без учета потерь; *III* – гидрограф с учетом переменных потерь; *IV* – слой потерь

Приведенный простой пример формирования паводка позволяет подметить некоторые закономерности. Продолжительность паводка всегда равна $T = t + \tau$; максимальный расход наступает, когда задействованы весь дождь и весь бассейн; увеличение t или τ приводит к возрастанию продолжительности паводка; в случае если $\tau > t$ не вся площадь бассейна является действующей, а лишь ее часть ($A_д$) со временем добегания $\tau = t$; при $\tau < t$ вся площадь является действующей и в формировании Q_{max} участвует весь бассейн; чем больше бассейн, тем при прочих равных условиях выше максимальный расход.

Если представить хронологический ход водоподачи в виде кривой водоподачи, а бассейн в виде кривой распределения единичных площадей стекания, то при условии постоянных скоростей стекания и одинаковых потерь в течение паводка весь ход формирования паводка можно представить в интегральном виде (интеграл Дюамеля):

$$Q_t = \int_0^{t=\tau} h_{t-\tau} f_\tau d\tau , \qquad (5.24)$$

или в развёрнутом виде

$$Q_t = h_1 f_t + h_2 f_{t-1} + \cdots + h_t f_1, \qquad (5.25)$$

где f_τ – кривая единичных площадей стекания; $f_t, f_{t-1}, \cdots, f_1$ – единичные площади стекания; τ – время добегания; $h_{t-\tau}$ – кривая водоподачи; $h_1, h_2, \cdots, h_t$ – слои воды, поступающие с единичных площадок к замыкающему створу в течение каждого интервала времени. Уравнение (5.25) называется *генетической формулой стока*.

Продолжительность паводка $T = t + \tau$. Здесь t – продолжительность водоподачи. Максимальный расход формируется при совпадении максимумов кривых f_τ и $h_{t-\tau}$, и при одной и той же водоподаче он увеличивается с возрастанием площади бассейна.

Если распределение водоподачи и соответствующего ей гидрографа идеализировать в виде треугольников, ординаты которых представлены соответственно в интенсивностях водоподачи ($B = P/t$) и модулями стока (q), то при отсутствии потерь площади треугольников одинаковые, их основания равны, соответственно, t и $T = t + \tau$, максимальные ординаты B_{max} и q_{max}, тогда

$$q_{max} = B_{max}/(1 + \tau/t) = \varphi A, \quad (5.26)$$

где φ – коэффициент, отражающий уменьшение B_{max} при возрастании времени добегания. Так как τ возрастает с увеличением площади водосбора, то чем больше A, тем ниже q_{max}.

Аналитическое выражение построенных эмпирических зависимостей $q_{max} = f(A + 1)$ для рек разных физико-географических зон и максимумов различного происхождения показало неодинаковый темп снижения q_{max} при увеличении A. После проведенной линеаризации исходных данных уравнение регрессии приобретает вид:

$$q_{max} = B_{max}/(A+1)^n, \quad (5.27)$$

где n – тангенс угла наклона линии регрессии $q_{max} = f(A + 1)$ (коэффициент редукции); $B_{мах}$ – предельная интенсивность водоподачи при $A \rightarrow 0$. $B_{мах}$ во многом определяется характером выпадения дождей или ходом водоотдачи из снега. Величина n зависит также от интенсивности водоподачи и площади её распространения. Для паводков, сформированных ливнями, n = 0,35–0,55, ливневыми дождями – n = 0,30–0,45, обложными – n = 0,15–0,25. Наибольшие максимумы ливни вызывают на малых бассейнах, ливневые дожди – на средних, обложные – на больших. Относительно малая интенсивность снеготаяния и водоотдачи из снежного покрова и большие площади одновременной водоподачи вызывают высокие снеговые половодья на больших реках, а коэффициенты n = 0,15–0,25. В зависимости от распределения по территории видов атмосферных осадков преобладающими могут быть или дождевые, или снеговые максимумы. Например, на реках лесной зоны европейской территории России даже на малых реках максимумы снегового происхождения, как правило, превышают максимумы дождевого. То же наблюдается на реках степных районов Казахстана. На реках же Дальнего Востока в районах муссонного климата, наоборот, даже на больших бассейнах дождевые максимумы превышают снеговые. В некоторых районах линии регрессии для снеговых и дождевых максимумов могут пересекаться, обозначая критические площади, выше которых снеговые максимумы должны превышать дождевые.

В качестве примера на рис. 5.19 приведены зависимости $q_{max} = f(A + 1)$ для рек Северо-Запада России.

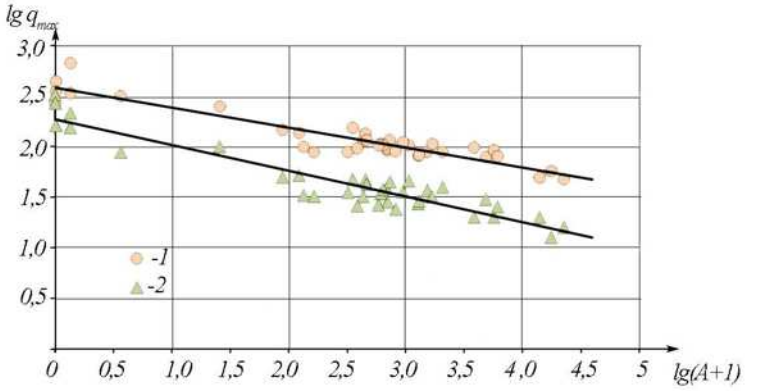


Рис. 5.19. Зависимость $\bar{q}_{\max} = f(A)$ для рек юго-восточной части бассейна Ладожского озера. Максимумы снегового (*1*) и дождевого (*2*) происхождения

Из рисунка следует, что для всех рек снеговые максимумы превышают дождевые. Параметры $B_{\max}$ равны, соответственно, 400 и 200 л/(с км^2), а коэффициенты редукции составляют 0,20 и 0,26.

Если рассматривать зависимости $Q_{\max} = f(A)$, то в отличие от (5.27) среднемноголетние максимальные расходы при увеличении площадей бассейнов возрастают.

Таким образом, представление о наиболее высоких среднемноголетних максимумах на реках разных размеров, расположенных в различных климатических зонах, согласно (5.27), можно получить, зная величины $B_{\max}$ и n. Следует также учесть влияние всевозможных регулирующих факторов, о которых сказано в п. 5.31. В условиях России общий коэффициент снижения максимальных расходов может быть оценён по формуле

$$\delta = 1{,}0 - 0{,}6\lg(1 + f_{оз} + 0{,}2 f_{б} + 0{,}05 f_{л}), \qquad (5.28)$$

где $f_{оз}$, $f_{б}$, $f_{л}$ – относительные площади, занятые озёрами, болотами, лесами. Весовые коэффициенты перед этими параметрами показывают, что наибольшее влияние на снижение максимумов оказывают озёра, наименьшее – леса. Величина δ вводится в числитель формулы (5.27).

В табл. 5.4 представлены максимальные модули стока рек различных климатических зон.

Таблица 5.4

Максимальные модули стока различного происхождения

Река	Площадь водосбора A, км^2	Осадки P, мм	Средний многолетний максимальный модуль стока q_{max}, л/(с·км^2)	Происхождение	Абсолютный максимум за период наблюдений q_{max}, л/(с·км^2)
Зона избыточного увлажнения					
Тосна	1300	750	87,8	снеговое	158
Ловать	14 700	700	69,5	снеговое	145
Кан	23 000	500	53,0	снеговое	99,1
Енисей	115 000	760	43,8	снеговое	69,5
Киренга	46 500	650	26,5	дождевое	95,0
Тында	4060	650	21,3	дождевое	123
Зона недостаточного увлажнения					
Ишим	86 200	250	16,0	снеговое	32,0
Иртыш	240 000	320	14,2	снеговое	30,0
Чидерты	121 00	250	7,3	снеговое	29,8
Шилка	175 000	350	13,8	дождевое	53,7

На рис. 5.20 представлены примеры гидрографов половодий и осредненных по площади бассейна величин водоотдачи из снежного покрова, сформировавшей половодья на реках различных размеров.

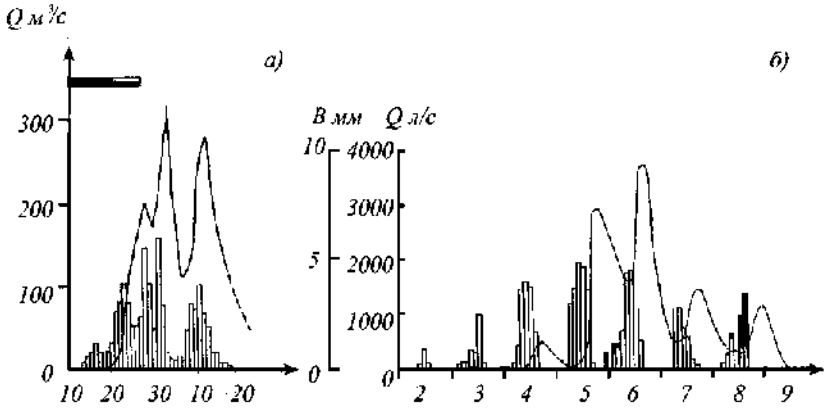


Рис. 5.20. Гидрографы весеннего половодья. *а* – р. Детрин – устье р. Вакханки, А = 5630 км^2, бассейн р. Колымы, расчетная единица 1 сутки; *б* – лог Левый Каинсай, А = 23,3 км^2, Северный Казахстан, внутрисуточный ход, ч

Выведенные уравнения (5.25), (5.28) являются основой для построения целого семейства расчетных формул, используемых в инженерной гидрологии для расчетов максимальных расходов воды при проектировании различного рода гидротехнических сооружений.

Межень – периоды внутри года, когда наступает низкая водность вследствие уменьшения притока воды с водосбора после прохождения половодий и паводков (см. также 5.14). В эти периоды основное питание реки составляют подземные воды, дренируемые гидрографической сетью. Различают *зимнюю, летнюю* и в некоторых случаях *летне-осеннюю межени*. Продолжительность летней и летне-осенней межени определяется, соответственно, от конца половодья до начала осенних паводков или до начала появления ледовых явлений. Зимняя межень считается от начала зимнего периода до начала половодья. Выделение меженных периодов при расчленении гидрографов – процедура достаточно субъективная, так как в эти периоды возможно выпадение небольших количеств атмосферных осадков, и межень становится прерывистой. Межень считается продолжительной, если она длится непрерывно более 30 суток, короткой – 10–30 суток.

Сток рек в *меженный период* формируется преимущественно подземными водами, и в это время наблюдаются минимальные расходы воды. Различают мгновенные, суточные, 30-дневные минимумы и др. Как следует из параграфа 3.3, глубина залегания подземных вод, как правило, увеличивается от зон избыточного, достаточного увлажнения к зонам недостаточного. В этом же направлении уменьшается водность межени, а следовательно, снижаются и минимальные расходы вплоть до полного исчезновения стока.

Помимо климатических факторов большую роль в формировании минимумов играют и факторы подстилающей поверхности. К числу таких основных факторов относятся размеры бассейнов, определяющие глубину дренирования подземных водоносных горизонтов, регулирующая роль озёр, болот и лесов. Для рек, где минимальные расходы наступают в холодную часть года, дополнительно влияют условия промерзания почвенного покрова и грунтов бассейна. В последние десятилетия усилилось влияние

хозяйственной деятельности. Вместе с тем, рассматривая глубину залегания подземных вод необходимо учитывать геологическое строение и литологический состав водовмещающих пород. Например, песчаные и супесчаные грунты, слагающие бассейн, могут содержать воды больше, чем сложенные глинистыми или кристаллическими породами. Поэтому водность межени и минимальные расходы зависят от большого количества факторов. В аналитическом виде эту зависимость можно представить:

$$q_{\min} = \tilde{q}_0^n (aA^m - f), \tag{5.29}$$

где $q_{\min}$ – средний многолетний модуль минимального суточного стока; q_0 – норма годового стока; A – площадь водосбора, км^2; f – параметр, характеризующий нижний предел площади водосбора, при котором минимальный модуль стока в рассматриваемом районе равен нулю; n = 1,30 для летнего и n = 0,82 для зимнего минимума; m = 0,035.

Сопоставление n и m показывает, что $n > m$. Отсюда, климатический фактор, представленный нормой стока, оказывает большее влияние на формирование минимального стока, чем площадь водосбора. Параметр a для летнего и зимнего минимумов равен, соответственно, 0,53 и 0,63. Параметр f изменяется от 0,55 до 0,68 и от 0,50 до 0,75, соответственно, для летнего и зимнего минимумов. Перечисленные параметры несут определенный физический смысл и определяются геологическими особенностями бассейнов.

Условия формирования минимальных расходов воды легли в основу разработки А.М. Владимировым формулы для определения 30-дневных минимальных расходов для условий России, Казахстана, Украины, Средней Азии.

$$Q_{\min} = a(A \pm f)^n, \tag{5.30}$$

где a – параметр, характеризующий увлажнённость района; A – площадь бассейна реки; f – средняя по району площадь с отсутствием стока (знак «минус») за рассматриваемый период времени или средняя площадь, обеспечивающая дополнительное питание рекам данного района («плюс») вследствие особых гидрогеологических условий (несовпадение границ поверхностных и подземных водосборов) или регулирующего влияния озёр; n – параметр, ха-

рактеризующий интенсивность изменения стока с увеличением бассейна (изменяется от более 1 до менее 1).

Положительные значения f в зоне достаточного увлажнения могут быть равны 20–120 км^2, а отрицательные в зоне недостаточного увлажнения – 20–1000 км^2. Различия в геологическом строении водосборов учтены при картировании $Q_{min,30}$ и для летне-осенней и для зимней межени. При этом выделены районы, для которых определены значения параметров *a, n, f.*

Между Q_{30} и суточными минимумами существуют достаточно тесные зависимости. При этом переходные коэффициенты различны для разных физико-географических условий, но наиболее тесные связи отмечены для рек районов с устойчивым и продолжительным меженным периодом.

Влияние естественных регулирующих факторов на минимальный сток следует рассматривать как элемент общего процесса регулирования годового стока: если максимальное значение стока уменьшается, то минимальное значение возрастает. Действительно, влияние озерности на минимальный сток положительно, поскольку озера служат аккумуляторами стока. Например, протекающая на Северо-Западе России р. Черная, коэффициент озерности которой 9 %, имеет средний многолетний минимальный модуль стока для летнее-осенней и зимней межени, равный, соответственно, 4,20 и 7,20 л/(с км^2). В то же время протекающая там же р. Сестра, имеющая примерно такую же площадь водосбора, как и р. Черная, но величина озерности составляет менее 1 %, модули стока равны, соответственно, 3,25 и 4,10 л/(с км^2).

Заболоченность отрицательно влияет на величину минимального стока. Например, для рек Северо-Запада России сток в межень со значительно заболоченных водосборов в 1,5–2,0 раза меньше, чем с незаболоченных. Леса увеличивают минимальный сток.

На многих реках в меженные периоды сток отсутствует, реки пересыхают или перемерзают, и минимальные расходы равны 0. Прекращение стока наблюдается при определённом соотношении климатических факторов и факторов подстилающей поверхности, прежде всего гидрогеологических условий. Отсутствие стока может наблюдаться ежегодно или в отдельные годы на всей реке или на её отдельных участках.

В тёплую часть года пересыхание рек происходит при постепенной сработке дренируемых рекой подземных горизонтов при отсутствии атмосферных осадков, поступления напорных глубинных вод. Этот процесс характерен для засушливых периодов летней межени. Особенно продолжительные периоды отсутствия стока, даже на крупных реках, наблюдаются во время засух. Ежегодное пересыхание рек повсеместно наблюдается в районах аридного климата. На территории России на её европейской части и юге Западной Сибири размер бассейнов ежегодно пересыхающих рек составляют 200–500 км^2, увеличиваясь до 5–10 тыс. км^2 в бассейнах Нижней Волги, Урала. В Северном Казахстане постоянно пересыхают реки с площадью бассейнов 900–1000 км^2, в Центральном и Южном Казахстане эти площади превышают 10 000 км^2. Систематически пересыхают реки Центральной Якутии с площадями до 150–300 км^2. Перечисленные районы за исключением центра России и Якутии относятся к полуаридным районам (индекс сухости менее 0,5). На реках, протекающих в аридных и гипераридных районах земного шара, отсутствие стока может продолжаться 8–11 месяцев, а в пустынях этот период может растянуться на 2–3 года и более. Например, в пустыне Сахаре сток даже на значительных по площади реках бывает эпизодически лишь в периоды дождей. Однако он может быть постоянным в местах выхода родников и на очень коротких участках рек.

В холодную часть года на многих реках также наблюдается отсутствие стока. Однако в отличие от пересыхания подземные воды сохраняются, но в зоне их дренирования рекой они переходят в твёрдое состояние в результате промерзания почвогрунтов при наступлении очень низких отрицательных температур воздуха. В исключительно суровые зимы промерзают даже очень крупные реки. Однако сток может сохраняться при условии выклинивания глубоких подземных вод или при продолжительных оттепелях. На территории северо-востока Русской равнины зимой перемерзают реки с площадью бассейнов 300–1000 км^2, в Казахстане – до 5000 км^2. Очень крупные реки перемерзают в Восточной Сибири, на северо-востоке России. В этих районах зафиксированы и самые продолжительные периоды отсутствия стока. Особенностью этих районов является наличие многолетнемёрзлых пород и не-

большие запасы надмерзлотных вод, которые быстро замерзают. Выходящие на поверхность подземные воды других горизонтов аккумулируются в многочисленных наледях, ниже которых сток отсутствует. Продолжительность отсутствия стока увеличивается по мере уменьшения размеров бассейна реки (рис. 5.21).

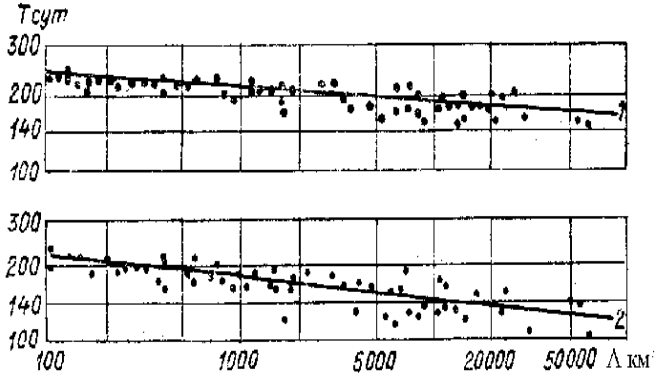


Рис. 5.21. Зависимости наибольшей (*1*) продолжительности ежегодного промерзания рек (*T*) от площадей водосборов (*A*) для территории Якутии (по С.К. Аржаковой)

Величины среднемноголетнего минимального стока некоторых рек различных континентов приведены в табл. 5.5.

Таблица 5.5

Многолетние минимальные модули стока рек

Река	A, км^2	P, мм	q_{min}, л/(с·км^2)	Период наступления
Киренга	46 500	650	2,28	XI-III
Амгуэма	26 700	500	0,00	I-IV
Великая	20 200	750	1,18	I-III
Енисей	115 000	750	6,47	XI-IV
Абакан	14 400	600	0,62	X-IV
Ишим	86 200	250	0,002	II-IV

5.1.10. Уровни воды в реках

Уровень воды в реке – отметка водной поверхности над выбранным «0» графика или над уровнем моря (м. абс). Колебания уровня зависят от изменений водности реки. Однако заметное влияние на вид зависимости $Q = f(H)$, ее однозначность оказывают форма сечения русла, его устойчивость, наличие ледяного покрова, зарастаемость водной растительностью, наличие поймы, ее

строение и др. Зависимость расхода от уровня, изображенная графически, называется *кривой расходов* и строится каждый раз, когда требуется по регулярно измеряемым на посту уровням и сравнительно небольшому количеству расходов, определенных в пределах амплитуды колебаний уровня, получить непрерывный ряд расходов воды. Поэтому характер колебаний уровня отличается от колебаний расходов, а для многолетних рядов Q и H неодинаковы их кривые распределения.

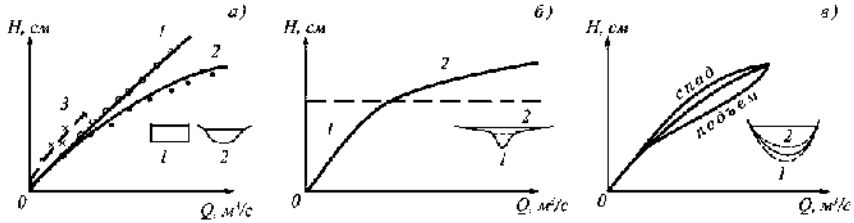


Рис. 5.22. Виды кривых расходов $Q = f(H)$

На рис. 5.22 приведены примеры кривых $Q = f(H)$ при различных формах русел:

а) кривые для призматических русел (*1*), для русел без поймы (*2*), при наличии ледяного покрова (*3*). Ледяной покров увеличивает стесненность русла, и уровни стоят выше, чем при отсутствии льда при одних и тех же расходах воды;

б) кривые для русел с поймами. Кривые в пределах основного русла (*1*), с выходом воды на пойму (*2*). На форму кривой влияют размеры и характер поймы;

в) кривые при неустойчивых руслах. Кривые в период подъема паводков, сопровождающихся размывом русел (*1*), на спаде, сопровождающихся намывом (*2*). Такие кривые образуют *петли*, размеры и форма которых могут быть разнообразными.

Часто для практических целей (при различных инженерных расчетах) используется понятие *характерные уровни* (тоже для расходов воды). Эти уровни выделяются на графиках колебаний уровня. К характерным уровням относятся: максимальные уровни весеннего половодья и дождевых паводков, летне-осенней и зимней межени, низшие уровни в период зимней и летней межени, средние годовые уровни. К характерным также относятся уровни начала и окончания паводков и половодий, меженных периодов,

начала и окончания ледовых явлений. Как правило, устанавливаются даты наступления характерных уровней.

Характерными уровнями за многолетний период являются их максимальные и минимальные значения.

5.1.11. Движение воды в речных системах

Вода в речных системах движется под действием силы тяжести по руслам, по склонам, подземным путем.

Русловой сток. Основные факторы, влияющие на характер движения, называются гидравлическими и определяются уклонами, сопротивлениями движению – шероховатостью, размерами смоченного периметра и т.п. Характер движения может быть ламинарным и турбулентным. *Ламинарное* движение воды характеризуется параллельноструйчатой структурой потока, которая сохраняется до некоторой сравнительно небольшой критической скорости течения. Эта скорость устанавливается для конкретных потоков на основании критического значения безразмерного числа Рейнольдса:

$$\mathrm{Re} = R\overline{U} / \upsilon, \qquad (5.31)$$

где R – гидравлический радиус, м; $\overline{U}$ – средняя скорость течения, м/с; v – кинематический коэффициент вязкости, зависящий от характера жидкости и её температуры, м^2/с.

Критические значения *Re* лежат приблизительно в диапазоне 300–1200, который соответствует переходному режиму. При *Re* > 1200 поток носит турбулентный характер, и чем больше значения *Re*, тем выше турбулентность. Характерной особенностью *турбулентного* движения является пульсация скоростей течения и турбулентное перемешивание. Опыт показывает, что в открытых естественных потоках – реках и ручьях – движение воды носит турбулентный характер.

В зависимости от положения уровня свободной поверхности и расхода воды в данном сечении русла различают установившееся и неустановившееся движения воды. *Установившееся движение потока (стационарное)* – уровень свободной поверхности, а следовательно, глубина, сечение, уклон и расход в данном сечении не изменяются во времени. Наоборот, при *неустановившемся движении* эти характеристики в любом створе рассматриваемого участка

реки непостоянны. Неустановившееся движение потока в естественных условиях представляет собой наиболее общий вид движения, в то время как установившееся представляет собой частный случай движения. В свою очередь, установившееся движение может быть равномерным и неравномерным. *Равномерное движение воды* – движение, при котором перечисленные гидравлические характеристики остаются постоянными во времени и при переходе от одного сечения к другому, т.е. эпюры скоростей одинаковы во всех сечениях. *Неравномерное движение* – движение воды, при котором указанные характеристики различны в разных сечениях потока, но не изменяются во времени в рассматриваемом сечении. В этом случае эпюры скоростей деформируются по длине потока. В первом случае положение выдерживается, только если русло по всей длине потока является призматическим, отсутствует подпор и уклоны постоянны. Во втором случае эти условия могут быть различными. Например, сечение потока, глубина, скорость и уклон неодинаковы в разных сечениях потока, но не изменяются во времени в данном сечении. Неравномерное движение имеет место при установившемся движении в непризматическом русле.

Наиболее простым видом движения потока является равномерное, установившееся. Уравнение равномерного движения можно вывести исходя из определения равенства работы произвольно движущегося объема воды под уклон (D_1) и работы сил сопротивления этому перемещению (D_2). На рис. 5.23 представлена схема участка реки и положение рассматриваемого объема воды. Вес объема воды (P) равен:

$$P = dl\omega\gamma, \tag{5.32}$$

где $dl\omega$ – объем; γ – вес единицы объема воды.

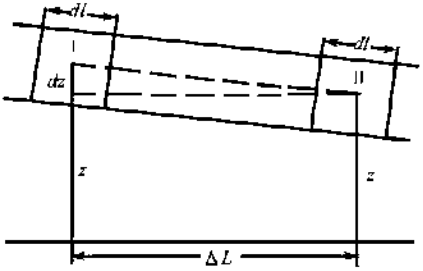


Рис. 5.23. К выводу формулы Шези

Этот объем перемещается на расстояние по горизонтали dL, опускаясь на расстояние по вертикали на dz. При этом выполняется работа

$$D_1 = Pdz. \tag{5.33}$$

Работа сил сопротивления равна:

$$D_2 = \chi dl\varphi dL, \tag{5.34}$$

где φ – сопротивление движению объема воды смоченным периметром χ.

По условию $D_1 = D_2$, тогда

$$\gamma dl\varphi\omega dz = \chi\varphi dldL, \tag{5.35}$$

отсюда

$$dz/dL = (\varphi/\gamma)/(\chi/\omega), \tag{5.36}$$

здесь $dz/dL = I$ – уклон рассматриваемого участка реки; $\omega/\chi = R$ – гидравлический радиус. Исходя из опытных данных, $\varphi/\gamma = bU^2$, где b – эмпирический коэффициент, зависящий от формы, размеров живого сечения русла и его шероховатости. Представленное равенство можно записать:

$$bU^2 = RI. \tag{5.37}$$

Решая уравнение (5.38) относительно искомой величины U, имеем:

$$U = \sqrt{I/b}\sqrt{RI}, \tag{5.38}$$

где $\sqrt{I/b} = C$ – коэффициент, зависящий от шероховатости русла. Физический смысл этого коэффициента связан с учетом потери энергии потоков на преодоление сил трения, зависящих от размеров русла и степени его шероховатости.

Полученная формула называется *формулой Шези* и широко применяется для приближенной оценки скоростей течения водотоков:

$$U = C\sqrt{RI}. \tag{5.39}$$

Часто для упрощения расчетов для русел с малыми глубинами $R \approx H$ и формула (5.40) принимает вид:

$$U = C\sqrt{\widetilde{H}I}. \tag{5.40}$$

При известных ω по (5.40) и (5.41) можно рассчитать расход воды ($Q = \omega U$).

Для определения коэффициента C существуют эмпирические формулы, среди которых наиболее распространенными являются формулы Маннинга и Н.И. Павловского:

$$C = (1/n)R^{1/6}. \qquad (5.41)$$

Формула Павловского, в отличие от Маннинга, имеет переменный показатель степени при R, равный χ. В свою очередь,

$$\chi = 2{,}5\sqrt{n} - 0{,}13 - 0{,}75\sqrt{R}(n - 0{,}10). \qquad (5.42)$$

В формулах (5.42) и (5.43) n – коэффициент шероховатости, определяемый высотой выступов донных отложений Δ и равный:

$$n = (0{,}13/\sqrt{g})\Delta^{1/6}, \qquad (5.43)$$

где g – ускорение силы тяжести.

Коэффициент шероховатости n можно также определить по таблице М.Ф. Срибного, составленной для речных потоков. Согласно этой таблице величина n изменяется от 0,025 в естественных руслах в весьма благоприятных условиях (чистые, прямые, не засоренные со свободным течением) до 0,2 для глухих пойм (лес).

Однако в природе чаще имеет место неустановившийся режим движения воды. В этих условиях продольный уклон ($I_д$) следует определять как

$$I_д = I - (\partial H / \partial L), \qquad (5.44)$$

где I – уклон водной поверхности в условиях установившегося равномерного движения, определяемого из (5.41); $\partial H / \partial L$ – изменение глубины потока по длине.

Меняющиеся уклоны приводят к изменению скоростей течения по длине и в конкретных сечениях русла к возникновению разнообразных сил инерции.

Уравнение неустановившегося движения, определяющего связь между гидравлическими характеристиками потока и силами, действующими на массу движущейся воды, носит название уравнения Сен-Венана:

$$I_н = I - (\partial H / \partial L) = (H^2 / C^2 R) + (1/\rho)(\partial U / \partial t) + (U/\rho)(\partial U / \partial L), \qquad (5.45)$$

где в правой части первое слагаемое отражает действие сил сопротивления, второе – действие сил инерции, возникающих в результате изменения скорости в данном сечении за время ∂t, третье – действие сил инерции, возникающих вследствие изменения скоростей по длине потока.

При исследовании неустановившегося движения воды уравнение (5.46) решается совместно с уравнением неразрывности:

$$(\partial\omega/\partial t)+(\partial Q/\partial L)=0. \qquad (5.46)$$

Это уравнение системы демонстрирует водный баланс участка реки.

Допуская, что течение в русле равномерное, скорость его тем выше, чем больше уклон, глубина потока и меньше шероховатость русла. Отсюда и распределение скоростей в русле по глубине и по ширине имеют определённые закономерности (рис. 5.24). На рисунке представлены эпюры изменения скоростей (*годографы*) по глубине и по ширине при различных условиях протекания потока.

Основная особенность распределения скоростей в открытом русле – возрастание их от дна к поверхности, где и наблюдаются максимумы. При этом средняя скорость потока находится на глубине 0,6H (I). В случае ветра, направленного против течения, максимум скорости смещается на некоторую глубину, а при очень сильном ветре возможно на поверхности обратное течение (II). При зарастании дна травой резко увеличивается сопротивление движению потока, и скорости могут снижаться до 0. Заметно уменьшаются скорости перед препятствиями (III). Максимальные скорости течения при наличии ледяного покрова, который увеличивает шероховатость сверху, смещаются в центр потока (VII). Максимальная скорость по ширине потока наблюдается в районе наибольших глубин, минимальная – у берегов (*a*, *b*). В случае появления водной растительности у берегов образуется зона, где течение отсутствует, называемая *мёртвым пространством*. Линия, соединяющая точки на поверхности потока с наибольшими скоростями, называется *стрежень*.

Заметно различается характер движения воды на равнинных и горных реках из-за больших различий в уклонах. Для первых течение более спокойное, водная поверхность относительно ровная.

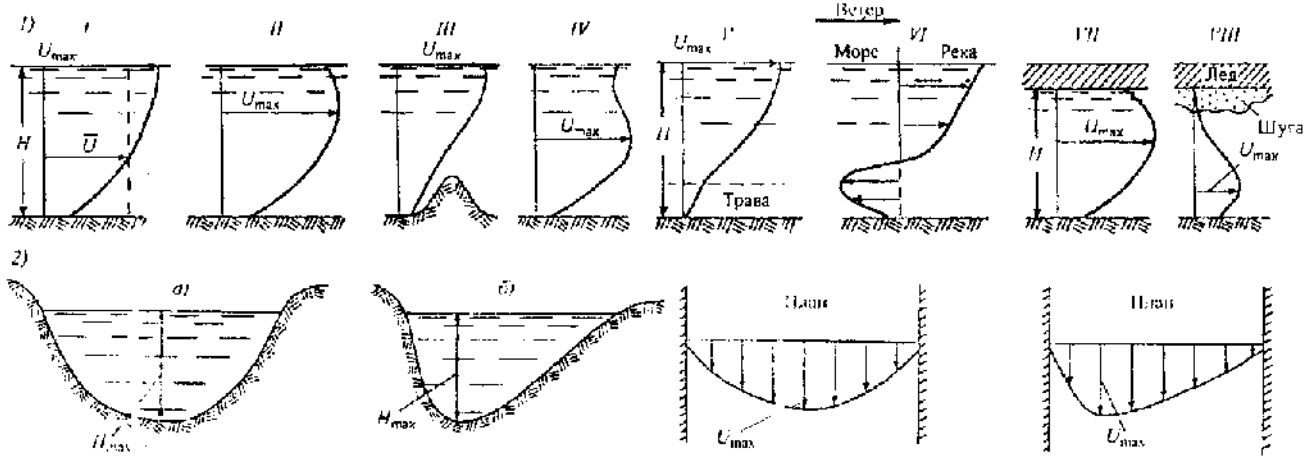


Рис. 5.24. Распределение скоростей движения воды в реке
по вертикали (*1*) и через поперечное сечение (*2*)

Для горных рек характерен бурный поток с крайне неровной водной поверхностью, на которой наблюдаются провалы, выпуклости, гребни и т.п. Границу между спокойным и бурным режимами можно оценить с помощью числа Фруда

$$Fr = \overline{U}^2 / qH, \qquad (5.47)$$

где $\overline{U}$ – скорость течения; q – ускорение силы тяжести; H – глубина потока.

При $Fr < 1$ режим течения спокойный, при $Fr > 1$ – бурный. Бурным течение может быть и на порожистых участках равнинных рек.

Так как русла рек не всегда представляют собой ровные прямолинейные участки, а встречаются сужения, расширения, закругления, то характер течений и скорости имеют весьма сложный характер (рис. 5.25).

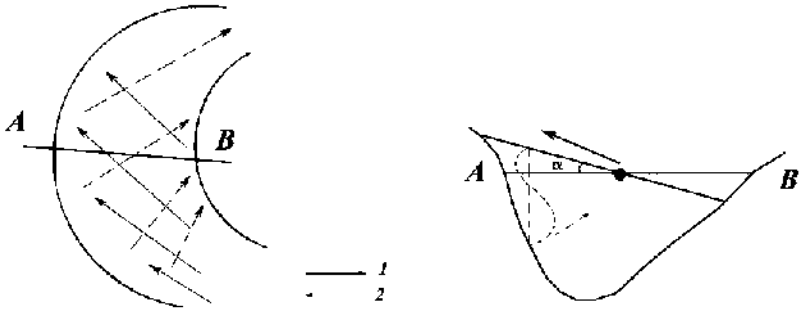


Рис. 5.25. Схема течений на изгибе речного потока в плане и поперечном разрезе. *1* – поверхностные струи; *2* – продольные струи

Наряду с общим движением воды, параллельным берегам, формируются поперечные циркуляционные течения. В сочетании с поступательными движениями эти поперечные течения приобретают форму винтообразных движений по обе стороны от стрежня. На поворотах русел, на вогнутых берегах уровни выше, чем на противоположных выпуклых, из-за действия центробежных сил. Струи воды, подошедшие к вогнутому берегу, опускаются и направляются в придонной части к выпуклому. Формируются циркуляционные течения на поворотах. Степень их выраженности зависит ещё и от высоты стояния уровня, т.е. от водности. Чем выше уровни, тем отчётливее прослеживаются эти течения. Тем не

менее, скорости таких течений в десятки раз меньше, чем скорости продольной составляющей. Ниже вершины поворота по течению образуется относительно глубокий участок реки по сравнению с выше- и нижерасположенными, так формируются плесы и перекаты (см. 4.2.2), чередование которых характерно для равнинных рек. Более высокие скорости течения наблюдаются на перекатах. В условиях аридного климата, при снижении увлажнённости часто на перекатах сток прекращается, а плёсы превращаются в отдельные изолированные озёра. Очень сложным является движение воды при выходе её на пойму, где резко возрастает сопротивление потоку.

Большое воздействие на поток оказывает также отклоняющая сила вращения Земли – сила Кориолиса. Под действием этой силы движущаяся масса воды отклоняется в Северном полушарии вправо, в Южном – влево по отношению к движению воды. Для рек, протекающих в меридиональном направлении, в зависимости от изгибов русла сила Кориолиса действует на разных участках поразному. Действуя постоянно в течение тысячелетий, эта сила вызывает подмыв правых берегов и перемещение русел вправо. При этом действие силы Кориолиса заметнее на крупных многоводных реках. Например, у р. Волги, текущей на юг в Северном полушарии, более высоким является правый берег. Правый берег более высокий и у р. Енисей, текущей на север.

Склоновое стекание воды может происходить в виде сплошного потока, либо по ручейковой сети, либо весной в толще снежного покрова. Характер стекания по склонам зависит от степени их обнажённости и некоторых других условий. Например, в лесной зоне на склонах, покрытых растительностью, преобладает ручейковое стекание, а в степях, на частично или полностью обнажённых склонах стекание воды может происходить сплошным слоем. Скорость движения воды в этих разнообразных условиях можно описать уравнением

$$U = (1/n)^{2,5} H^{m_1} J^{m_2}, \qquad (5.48)$$

где n – коэффициент шероховатости; H – глубина потока, м; J – уклон; m_1, m_2 – переменные показатели стекания.

Для зоны степей для весеннего стекания воды m_1 = 1,5, а m_2 изменяется от 1,25 при движении талых вод под снегом до 0,75

при ручейковом стекании. Значения $1/n$ изменяются от 27–60 для поверхностных ручейков до 4–9 для склонового стекания под снегом. При стекании дождевой воды m_1 изменяется от 0,5 до 1,0, а m_2 – от 0,4 до 1,0.

Скорости поверхностного стекания по склонам в зависимости от условий стекания изменяются в широких пределах и могут достигать 0,4–0,5 м/с и более, если поток сформирован большим количеством воды, что ведёт к возрастанию h в уравнении (5.49). Характер стекания также определяется количеством воды и строением подстилающей поверхности. Поэтому движение небольших количеств воды по ровным склонам долин чаще всего носит ламинарный характер, в то же время, сливаясь в ручейки поток, становится турбулентным.

Часть поверхностных вод попадает в почвенный покров и образует *внутрипочвенный сток.* Этот вид стекания представляет собой перемещение свободной гравитационной воды по водоупору в почвенном слое. Скорость движения воды определяется величиной гидравлического уклона и строением почвенного покрова, от которого зависит коэффициент фильтрации. Характер движения, как правило, ламинарный. Часто этот вид стекания трудно отделить от стока подземных вод, закономерности которого приведены в п. 3.3.2.

Движение паводочной волны по руслу приводит к усложнению распределения поверхностных скоростей течения. Так, на бесприточном участке реки паводочная волна при движении вниз по течению деформируется. Степень деформации зависит от изменений поперечных сечений русла. При этом волна распластывается, что приводит к увеличению продолжительности паводка и, соответственно, к снижению его пика (рис. 5.26). Из рисунка следует, что лобовой склон волны имеет больший уклон, чем тыловой и, следовательно, более высокие скорости течения. Сравнивая приведенные два положения волны, можно отметить: $h_1 > h_2$, $l_1 < l_2$, $Q_{max1} > Q_{max2}$. Также установлено, что при прохождении одиночной паводочной волны в каждом сечении потока сначала наступает максимум уклона, затем последовательно максимумы скорости, расхода, уровня. Зная расстояние между гребнями волны (L) и время их прохождения через сечение, можно определить скорость движения гребня.

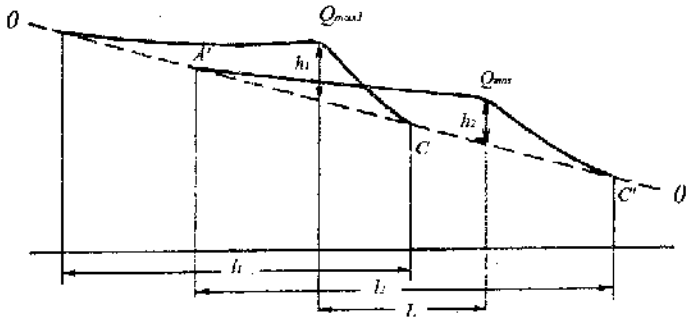


Рис. 5.26. Схема движения паводочной волны по длине реки

5.1.12. Сток наносов

Условия формирования стока наносов. Движущаяся вода рек транспортирует огромное количество твёрдого материала *(речные наносы),* образующегося при эрозии склонов долин и русел. Наряду с эрозией заметную роль в формировании речных наносов играют выветривание и денудация горных пород и почв (см. 4.1). Часть этого материала откладывается в поймах, пониженных частях бассейнов, зонах русловой аккумуляции, а часть выносится в океаны и внутренние водоёмы. Наносы, аккумулированные в руслах, называются *донными отложениями*. Водная эрозия представляет собой наиболее активный процесс при формировании стока наносов рек и может рассматриваться как один из важнейших рельефоформирующих факторов земной поверхности. Интенсивность водной эрозии зависит в первую очередь от энергии текучих вод. Вода, стекающая по земной поверхности, непрерывно производит работу (*W,* кгм), которая равна

$$W = \gamma QH, \tag{5.49}$$

где γ – объёмный вес воды, равный 1000 кг/м^3; Q – расход воды, м^3/с; H – падение участка реки, склона долины, м.

Тогда мощность потока (*N,* кВт) при равенстве 1 кВт = 102 кгм/с может быть определена как

$$N = 9{,}8QH. \tag{5.50}$$

Таким образом, эрозия должна интенсифицироваться при возрастании Q, т.е. в период прохождения паводков и половодий.

Вместе с этим, существует большая группа факторов, которая препятствует размыву. К ним относятся свойства почв, растительный покров, состав грунтов и т.п. К числу факторов, формирующих сток наносов, относятся также увлажнённость территории, особенности водосборов (размеры, уклоны, рельеф), русел (формы, грунты). В последние десятилетия всё большую роль играют антропогенные факторы, наиболее важные из которых приводят к уничтожению растительного покрова (вырубка лесов, пожары, неумеренный выпас скота и др.), распашка поверхности вдоль склонов, обработка почв с серьёзными нарушениями агротехнических правил. Эти мероприятия приводят к увеличению эрозии, интенсивному смыву почв и возрастанию стока наносов. Поступившие в русла наносы транспортируются водным потоком вниз по течению.

Таким образом, факторы формирования твёрдого стока можно разделить на климатические (зональные), к которым в первую очередь относятся увлажнённость территории и зависящие от неё состав почв, растительности и, в некоторой степени, микрорельеф. К азональным же факторам относятся рельеф, местные почвенные различия, уклоны т.п. Антропогенные факторы представляют всевозможные агролесомелиоративные мероприятия. При этом климат рассматривается как важнейший фактор образования наносов. Поэтому интенсивность эрозии, в общем, изменяется по климатическим зонам. В зоне избыточного и достаточного увлажнения почвы скреплены травяным и лесным покровом, и склоновая эрозия затруднена, а наносы формируются главным образом при размыве русел рек. В зоне недостаточного увлажнения увеличивается сухость почв, снижается залесённость. Несмотря на общее уменьшение атмосферных осадков, возрастает вероятность выпадения ливней, во время которых эрозия интенсифицируется, и сток наносов может увеличиваться.

Например, смыв почвы со склонов в лесной и степной зонах европейской части России составляет, соответственно, 60–80 т/км^2 и 1000–1500 т/км^2, в то время как в Северной Африке на побережье Средиземного моря эта величина достигает 5000–7200 т/км^2. Самая сильная эрозия отмечена в южной и юго-восточной Азии, достигающая 20 000 т/км^2.

Образовавшийся таким образом материал сносится в русла рек. Одновременно в руслах происходит русловая эрозия. Речные наносы в зависимости от их веса, скоростей течения воды и характера их движения в потоке разделяют на *взвешенные* и *влекомые*. Большая часть взвешенных наносов является транзитными, а влекомые, передвигающиеся по дну, участвуют в переформировании русла. Считается, что основная масса наносов, выносимая реками в океаны, формируется за счёт взвешенных частиц. Так, для крупных рек доля влекомых наносов чаще всего не превышает 5 %, и только для горных рек эта величина может в отдельных случаях достигать 50 %.

Основные характеристики стока наносов. Взвешенные и влекомые наносы определяются с помощью специальных приборов – батометров. Как и при определении стока воды в реках, существуют различные количественные характеристики стока наносов, иногда называемым *твёрдым стоком*. Непосредственно измеряется в реках *расход наносов* (R), представляющий количество наносов в весовых единицах, проносимых рекой через поперечное сечение в единицу времени (T) $R = P/T$ кг/с. Расход наносов за время T (сутки, месяц, год и т.д.) представляет собой *сток наносов* (M). Эта величина может быть представлена в весовых единицах $P = RT$ кг или в объёмных $V_H = RT/\gamma$ м^3/год (γ – объёмный вес наносов, принимаемый чаще всего 2,6 кг/м^3). *Модуль стока наносов* равен $q_H = R/A = 31{,}5 \cdot 10^3 R/A$ т/(км^2/год). Количество взвешенных наносов, содержащихся в единице объёма смеси воды (V) и твёрдых частиц (P), называется *мутность* (ϱ, г/м^3).

Важной характеристикой твёрдого стока является распределение наносов по фракциям, т.е. их гранулометрический состав. Все осадочные горные породы, формирующие твёрдый сток, можно разделить на группы по крупности (табл. 5.6).

Таблица 5.6

Классификация наносов по крупности

Название	Валуны	Галька	Гравий	Песок	Пыль	Ил	Глина
Диаметр частиц d, мм	100	10–100	1,0–10	0,1–1,0	0,01–0,1	0,001–0,01	<0,001

Средняя крупность наносов характеризуется средним взвешенным диаметром частиц $\bar{d} = \sum d_i \cdot p/100$, мм (здесь $\bar{d}$ – сред-

ний диаметр данной фракции, p – процентное содержание этой фракции).

Помимо геометрической крупности, важной характеристикой является *крупность гидравлическая* ($U_г$), представляющая скорость осаждения частиц в неподвижной воде и определяемая для частиц $d < 0{,}15$ мм и $d > 0{,}15$ мм, соответственно, по формулам:

$$U_г = k_m[q(\rho_н - \rho_в)d / \rho_н]^{0,5}; \qquad (5.51)$$

$$U_г = [q(\rho_н - \rho_в)d^2]/18\rho\nu, \qquad (5.52)$$

где k_m – коэффициент турбулентной диффузии; $\rho_н$ и $\rho_в$ – плотность наносов в воде; ν – кинематический коэффициент вязкости.

Так как речные потоки, как правило, имеют турбулентный характер, значительные и переменные скорости, то, например, передвигающиеся вниз по течению наносы из-за общего уменьшения скоростей течения будут переходить из состояния взвешенных в состояние влекомых, затем аккумулироваться. На участках повышения скоростей, наоборот, из влекомых будут становиться взвешенными. Таким образом, рекам свойственна переменная транспортирующая способность. Под *транспортирующей способностью потока* ($R_т$) следует понимать предельный расход наносов, который способен транспортировать поток. Если $R > R_т$, происходит процесс выпадения наносов, при обратном соотношении поток размывает русло.

Взвешенные наносы – твердые частицы, размером, как правило, не более 1–3 мм, переносимые потоком во взвешенном состоянии, которое наблюдается в турбулентных потоках под влиянием пульсационных составляющих, превосходящих составляющую силы тяжести, стремящуюся вернуть частицу на дно. Определив $U_г$ по (5.52) или (5.53), можно установить значение вертикальной составляющей скорости потока при турбулентном перемешивании (U_y), необходимое для поддержания частиц во взвешенном состоянии. Частица диаметром d будет находиться во взвешенном состоянии, если $U_y > U_г$. Иначе, в зависимости от скоростей потока (U) и числа Рейнольдса (Re) во взвешенном состоянии могут находиться частицы разных размеров. Чем выше значения Re и U, тем более крупные частицы образуют взвешенные наносы.

В практике гидрологического анализа и расчетов чаще всего взвешенные наносы представлены в виде мутности. Величина мутности значительно меняется как по живому сечению реки, так и по её длине. Как правило, мутность возрастает от поверхности ко дну и главным образом за счёт крупных фракций. Распределение наносов по ширине реки меняется в зависимости от направления течения. Непостоянна мутность и во времени, как правило, она возрастает в период прохождения паводков и половодий и уменьшается в меженные периоды.

Заметно меняется мутность по территории. Территориальное распределение взвешенных наносов зависит, прежде всего, от географической зоны. В настоящее время имеются карты мутности, на которых выделены районы с одинаковыми значениями ρ (рис. 5.27).

Для зоны избыточного и достаточного увлажнения, на территории распространения лесов значения ρ изменяются от бесконечно малых величин до 50 г/м^3. В лесостепной зоне ρ возрастает до 100 г/м^3, а в степных районах может достигать 500 г/м^3. В зоне сухих степей и полупустынь мутность ещё больше увеличивается. В горных районах аридного климата значения ρ могут превышать 10 000 г/м^3. На реках, протекающих через несколько физико-географических зон, величина мутности заметно изменяется по их длине, и в замыкающих створах представлены осреднённые характеристики. Например, средняя годовая мутность р. Оби у Новосибирска 245 г/м^3, у Колпашева – 113 г/м^3, а у Салехарда снижается до 34 г/м^3. В табл. 5.7 приведены сведения о стоке взвешенных наносов некоторых крупных рек.

Малые значения мутности отмечены в устьях крупных сибирских рек Оби, Енисея, Лены (15–38 г/м^3), также в основном протекающих по зоне тайги. Высокой мутностью отличаются реки Амударья и Сырдарья (3400–3600 г/м^3), берущие начало в горах и протекающие по пустыне.

Массовое строительство водохранилищ способствует задержке наносов и, тем самым, уменьшению их поступления в нижние бьефы. В три раза снизился твёрдый сток на Волге. В то же время резко увеличивается эрозия и, следовательно, сток наносов на реках, на бассейнах которых проводилась распашка, особенно это заметно в аридных зонах юга Западной Сибири и Казахстана.

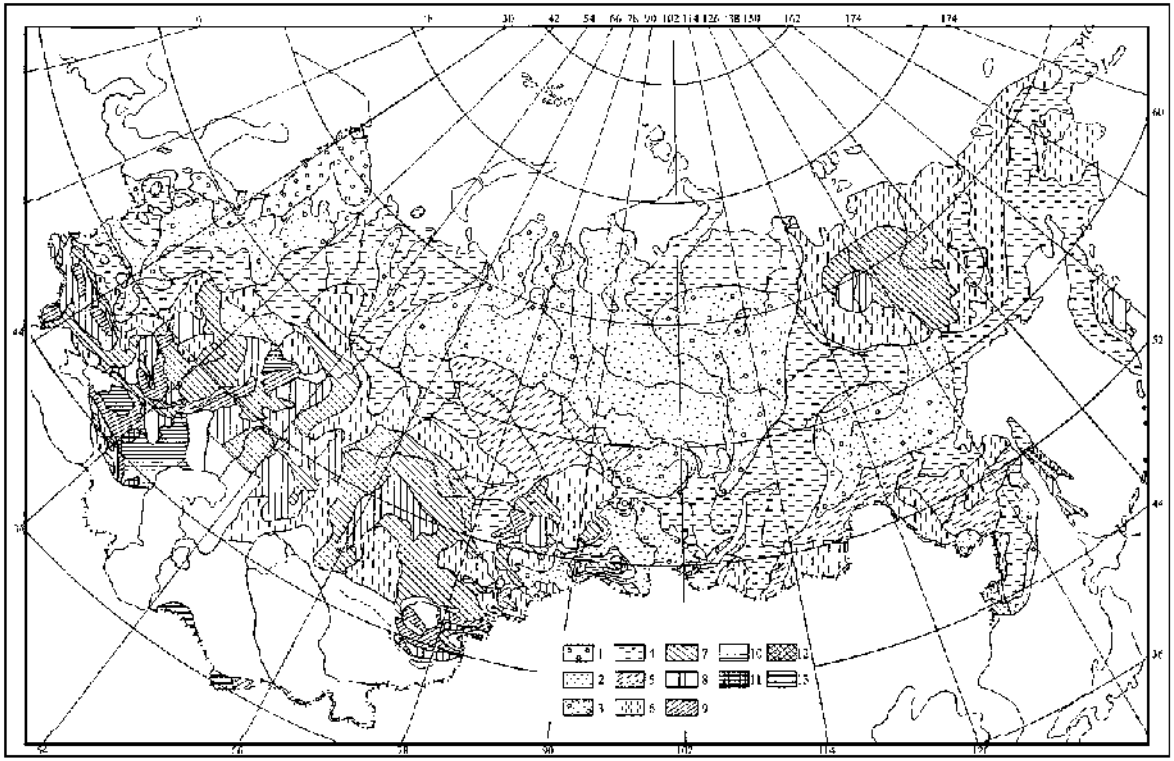


Рис. 5.27. Карта средней мутности рек. *1* – <10 г/м^3; *2* – 10–25 г/м^3; *3* – <25 г/м^3; *4* – 25–50 г/м^3; 5 – <50 г/м^3; 6 – 50–100 г/м^3; *7* – 100–250 г/м^3; 8 – 250–500 г/м^3; *9* – 500–1000 г/м^3; *10* – 1000–2500 г/м^3; *11* – 2500–5000 г/м^3; *12* – 5000–10 000 г/м^3; *13* – >10 000 г/м^3

Таблица 5.7

Сток взвешенных наносов рек

Река–пункт	Площадь водосбора, км^2	Осадки, мм	Ср. многолетний модуль стока, л/с·км^2	Мутность, г/м^3	Объём взвешенных наносов за год, тыс. т
Зона избыточного увлажнения					
р. Онега – с. Надпорожский Погост	12 800	730	9,40	5,4	21
р. Вишера – д. Лунь	7 890	650	10,5	22	57
р. Вашка – д. Рещельская	19 000	650	10,2	29	180
р. Печора – д. Гаревка	4 040	700	17,1	7,4	16
р. Сухона – д. Каликино	49 200	700	9,15	50	980
р. Моша – д. Мышелово	8 110	700	890	12	28
Зона недостаточного увлажнения					
р. Самара – с. Максимовка	28 400	450	2,30	120	250
р. Большой Иргиз – с. Берёзово	19 800	450	1,48	140	150
р. Камелик – с. Ново-Спасское	8 900	400	1,36	180	69
р. Большой Кинель – пгт Тимашево	12 000	500	3,01	150	170
р. Терёшка – с. Глотовка	9 700	400	2,31	740	540
р. Еруслан – с. Песчанка	4 200	450	1,33	250	44

На рис. 5.28 показана зависимость взвешенных наносов, представленных в виде модулей ($q_н$), характеризующих интенсивность эрозии, от нормы стока и географической зоны. Из рисунка следует, что при одинаковых q смыв твердых частиц с бассейна, а следовательно, и величина стока взвешенных наносов возрастает от лесной зоны к зоне сухих степей и полупустынь.

Приведённые значения стока взвешенных наносов представляют собой средние многолетние величины. Однако главный фактор образования твёрдого стока – увлажнённость – не остаётся постоянной как в многолетнем разрезе, так и внутри года. Поэтому и величины стока наносов заметно варьируют. Известно, что реки аридных районов обычно имеют большую изменчивость речного стока, а следовательно, и наносов, чем реки гумидных районов. Например, р. Паша, протекающая на Северо-Западе России, имеет среднемноголетний расход взвешенных наносов 1,25 кг/с, изменяющийся от 0,9 до 2,70 кг/с. Внутри года мутность также изменяется вместе с изменением расходов воды (рис. 5.29). Совпадение

хода стока и наносов позволяет искать связи $R = f(Q)$, дающие возможность восстанавливать (удлинять) ряды R, имея данные о стоке рек. Однако, как правило, в период весеннего половодья наибольшая мутность опережает Q_{max}.

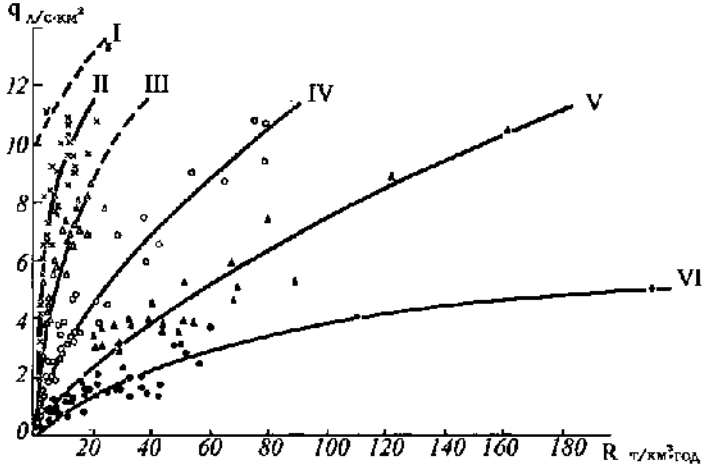


Рис. 5.28. Зависимость стока взвешенных наносов (R) от нормы стока ($\bar{q}$) для рек Восточно-Европейской равнины (по Н.Н. Бобровицкой). Кривые *I*, *II* – лесная зона, *III* – центральная часть равнины, *IV*, *V* – зона лесостепей и степей, *VI* – зона сухих степей и полупустынь

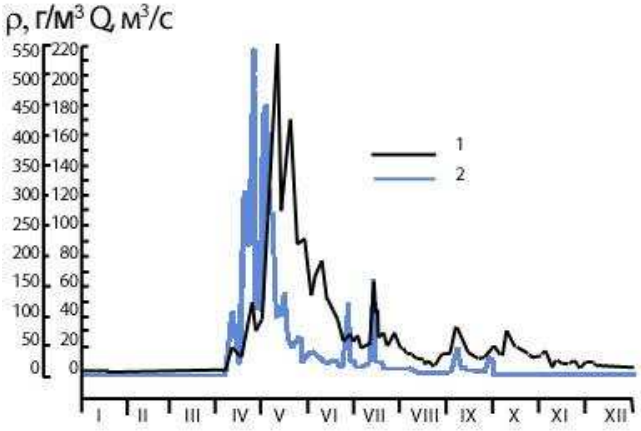


Рис 5.29. Совмещенный хронологический график стока наносов (*2*) и воды (*1*). р. Сыда – с. Белоярск, 1963 г. A = 3260 км^2

Влекомые наносы – твердые частицы, перемещающиеся в придонном слое потока путем перекатывания, прыжками или в виде донных гряд. Перемещение влекомых наносов имеет сложный прерывистый характер. Тем не менее, существуют общие закономерности, отражающие зависимость веса частиц от скорости потока.

На лежащую на дне потока частицу размером d^3 действует горизонтальная сила давления (P_1), пропорциональная лобовой площади частицы d^2 и скоростному напору ($U^2/2g$):

$$P_1 = \rho_0 k d^2 U^2 / 2g, \tag{5.53}$$

где ρ_0 – плотность воды; k – коэффициент, зависящий от формы частицы (в данном примере – куб); g – ускорение силы тяжести.

Сопротивление оказываемое этому давлению (P_2) зависит от веса частицы в воде, равное $d^3(g - g_0)$ и пропорциональное коэффициенту трения (j):

$$P_2 = d^3(\rho - \rho_0) j, \tag{5.54}$$

где ρ и ρ_0 – соответственно, плотности частицы и воды.

Умножив P_1 и P_2 на расстояние от дна ($d/2$), получаем моменты, соответственно, вращения и удерживания частицы (m_1 и m_2). При неустойчивом равновесии $m_1 = m_2$. Тогда

$$\rho_0 K d^2 U^2 / 4g = d^4(\rho - \rho_0)/2. \tag{5.55}$$

Решая относительно d, получим:

$$d = [K\rho_0 / 2g(\rho - \rho_0)]U^2. \tag{5.56}$$

Возводя в куб и домножив на ρ, имеем:

$$d^3\rho = \rho[K\rho_0 / 2\rho(\rho - \rho_0)]^3 U^6. \tag{5.57}$$

В скобках представлены физические константы, отсюда вес частицы $P = d^3 \rho$ и

$$P = kU^6, \tag{5.58}$$

где k – коэффициент пропорциональности.

Уравнение (5.60) представляет собой *закон Эри*, который показывает, что вес влекомых частиц пропорционален шестой степени скорости течения.

Этот закон объясняет, почему равнинные реки перемещают лишь мелкие фракции, в то время как горные могут перемещать большие камни. Из формулы следует, что увеличение скорости течения, например, в 2, 3, 4 раза, приводит к возрастанию веса влекомых частиц, соответственно, в 64, 728, 4096 раз.

Уравнение (5.60) показывает соотношение между размером частиц и предельной скоростью, соответствующей моменту начала движения влекомых наносов ($U_в$), представленных в м/с. Параметры, заключенные в скобки, являются физическими константами, представляющими некий коэффициент пропорциональности (k), и уравнение принимает вид:

$$U_в = kd^{0,5}, \qquad (5.59)$$

где k = 5–6.

Проведя ряд преобразований, представленных уравнений и используя результаты лабораторных исследований, Г.И. Шамовым, получена формула, позволяющая оценить расход влекомых наносов G кг/(с·м):

$$G = 0{,}95d^{0,5}(U_{ср} - U_{ср.н})(U_{ср}/U_{ср.н})^3(d/H)^{0,25}B, \qquad (5.60)$$

где d – диаметр частиц, м; $U_{ср}$ – средняя скорость на вертикали, м/с; $U_{ср.н}$ – нижняя предельная скорость, м/с; H – глубина на вертикали, м; B – ширина потока занятая наносами, м.

Влекомые наносы, как правило, занимают не всю ширину потока, а максимум их концентрации и расхода приходится на стрежневую часть русла.

Сель – кратковременный с большой разрушительной силой поток воды с очень большим содержанием минеральных частиц и обломков горных пород различной крупности. Формируются такие потоки в условиях повышенной денудации горных пород, наличия большого количества воды и уклонов, способствующих её быстрому стеканию. Такие условия имеют место, как правило, в горных местностях. Сели представляют собой одну из разновидностей паводков (см. 5.1.7). В то же время такие селевые паводки отличаются от обычных содержанием и транспортом наносов, концентрация которых может превышать 200–300 кг/м^3, а скорости движе-

ния на отдельных транзитных участках – достигать 7–8 м/с и более. Если концентрация наносов превышает 1000–1200 кг/м^3, такие потоки превращаются в *оплывины*. Скорость движения оплывин значительно меньше, чем у селевых паводков.

Благодаря селям огромные массы твёрдого материала, скопившегося высоко в горах, чаще всего выше зон альпийских лугов *(зона селеобразования)* переносятся в предгорья *(зона транзита)* и откладываются в виде селевых конусов выноса *(зона разгрузки селя)*, заметно изменяя русловую сеть, которая разбивается на множество рукавов. Особенностью прохождения селя наряду с его кратковременностью интенсивностью является внезапность. Именно эти качества делают сель одним из самых опасных и распространенных гидрологических явлений в горных странах.

В зависимости от состава селевой массы, переносимой потоком, сели бывают *воднокаменные (несвязные), грязекаменные* и *грязевые (связные, структурные)*. Материал, из которого состоит селевая масса, представляет собой рыхлообломочные отложения, образовавшиеся в процессе выветривания ледниковых морен, при землетрясениях. Сюда же относятся аллювиально-делювиальные накопления, находящиеся в состоянии неустойчивого равновесия, гравитационно-оползневые оплывины, обвально-осыпные, склоновые и русловые скопления, подверженные размыву толщи речных наносов и т.д. Весь этот материал или его часть приходят в движение при выпадении интенсивных дождей, таянии снега, снежников и ледников, прорыва завальных озёр. Для перемещения этого материала поток должен обладать высокой транспортирующей способностью, которая при наличии большого количества воды определяется уклоном и глубиной потока. Скорость движения селевой массы (U_c) может быть оценена по эмпирической формуле, разработанной в России:

– для несвязных селей

$$U_c = bH^{0,5}J^{0,33}, \qquad (5.61)$$

где b – коэффициент равный 10–11; H – глубина потока, м; J – уклон;

– для грязевых связных селей

$$U_c = kU_b, \qquad (5.62)$$

где U_b – скорость течения, определяемая по формуле Шези (5.41) для водного потока при *H* и *J,* соответствующих рассматриваемому селю, м/с; *k* – коэффициент уменьшения скорости, определяемый физико-механическими характеристиками селевой массы. При объёмном весе γ = 1,4 т/м^3, *k* = 0,84–0,45, при γ = 1,8 т/м^3, *k* = =0,76–0,18.

Объем селевого выноса за один паводок (V_c, м^3) можно определить по формуле:

$$V_c = v_c A_б = 1000 h_c A_б, \qquad (5.63)$$

где v_c – удельный объем разового выноса, м^3/км^2; h_c – разовый слой селевого выноса, мм; $A_б$ – площадь водосбора, км^2.

Объём вынесенного твёрдого материала за один сель изменяется в широких пределах и может превышать 1 млн м^3. Так, в Казахстане на реке Малой Алмаатинке в 1973 г. селем было вынесено 4,5 млн м^3 твёрдого материала, на р. Жарасай в 1963 г. – 6 млн м^3. Выносы в несколько миллионов кубометров зафиксированы на р. Гедар на Кавказе. Подобные последствия прохождения селей известны и в других горных странах. Например, в районе Лос-Анджелеса (США), в Китае и др. Катастрофические сели могут быть при землетрясениях. Например, такие сели зафиксированы в 1949 г. на реках в районе стыка Зеравшанского и Алайского хребтов. Так, в долине р. Ярхич в зоне разгрузки селя грязекаменная масса покрыла площадь 7 км^2, а толща отложений кое-где достигла 80 м. Особое место среди селей занимают *лахары* – селевые потоки, образующиеся при извержении вулканов, сопровождающихся стремительным таянием снега и льда, разрушением склонов вулканов и переносящих огромное количество продуктов разрушения и извержения.

Катастрофические сели наносят большой ущерб хозяйству и часто сопровождаются человеческими жертвами. Однако такие сели – явление относительно редкое на фоне постоянной селевой деятельности на земном шаре.

Как следует из самого характера селевой деятельности, они распространены практически во всех горных районах Земли. На рассматриваемой территории помимо гор Средней Азии, Кавказа, Хибин, Карпат это Урал, Саяны, Алтай, Верхоянский и Яблоновый хребты, склоны камчатских вулканов и т.п.

Очень часто селеопасными становятся бассейны рек, подверженные хозяйственной деятельности, прежде всего это связано с вырубкой лесов.

Русловые процессы. Все перечисленные в п. 4.2.2 русловые образования в течении времени изменяют свои размеры, форму и другие характеристики. Основной причиной этих изменений является действие водного потока, определяющее русловую эрозию, сопровождающуюся размывами русла. На интенсивность этого воздействия, помимо скоростей течения, влияет состав грунтов, слагающих русло. При одних и тех же скоростях течения интенсивность размыва будет меньше в руслах, сложенных трудно размываемыми породами (валуны, галька и др.), и они будут более устойчивыми, менее подвержены переформированию по сравнению с руслами, сложенными, например, мелкими песками. Отсюда русловой процесс есть результат взаимодействия потока и русла. Так как режим потока изменяется под действием погодных и климатических факторов, то и русловой процесс, его интенсивность для конкретных рек, зависит от этих факторов. В то же время и состав грунтов, слагающих русло, неодинаков в разных районах. Поэтому разные реки имеют разную устойчивость русла.

В настоящее время существуют числовые критерии, характеризующие степень устойчивости русел. Этот критерий учитывает влияние сопротивления русле размыву.

К числу таких критериев можно отнести коэффициент устойчивости Лохтина (η)

$$\eta_Л = d/I, \tag{5.64}$$

где d – средний диаметр частиц, слагающих русло, мм; I – уклон реки, м/км, косвенно отражающий скорость течения потока.

Коэффициент устойчивости Великанова

$$\eta_В = gd/U^2, \tag{5.65}$$

где g – ускорение силы тяжести, м/с^2; U_q – придонная скорость течения, м/с.

В обоих случаях при равных d устойчивость русел снижается при возрастание скоростей течения (уклонов).

Коэффициенты устойчивости изменяются в широких пределах. Например, $\eta_Л$~1 встречается на реках с очень подвижным руслом, при $\eta_Л$~15–20 русло устойчиво и постоянного движение

наносов не наблюдается. Очень устойчиво русло на таких реках, как Енисей, Западная Двина, неустойчивы русла рек, протекающие в засушливой зоне: Кубань, Амударья и др.

Рассматриваемые коэффициенты устойчивости русла учитывают изменение русла только под действием движущейся воды. Но на устойчивость русла влияют движение льда, тектонические и антропогенные факторы.

Рассматриваются сезонные, годовые, многолетние, вековые изменения русел. Для других же частей речных бассейнов, например долин, характерны очень длительные периоды изменений.

5.1.13. Химический состав и сток растворенных веществ речных вод

Химический состав речной воды, ее гидрохимический режим в первую очередь зависит от процессов, происходящих в речных бассейнах, о чем подробно говорится в п. 2.1.4. Там же перечислены главные ионы, свойственные природным водам, в том числе речным, и приведены сведения о зональности распространения ионного состава и гидрохимических классификациях.

Быстрая смена воды в реке, отсюда ограниченное время взаимодействия с породами, слагающими русло, незначительное испарение предопределяют малую минерализацию речной воды, быструю изменчивость состава под воздействием гидрометеорологических факторов. Кроме того, турбулентный режим потока способствует постоянной аэрации воды газами атмосферного происхождения.

Анализ распределения во времени и пространстве гидрохимических типов речной воды показал, что подавляющая ее часть относится к категории пресной ($S < 1$ ‰). Однако и такие маломинерализованные воды О.А. Алекин разделил на четыре группы: малая минерализация – до 200 мг/л, средняя – 200–500 мг/л, повышенная – 500–1000 мг/л, высокая – более 1000 мг/л. Выделенные группы различаются и по преобладающим ионам. Так, малая и средняя минерализации характерны для гидрокарбонатных, кальциевых, реже гидрокарбонатно-магниево-кальциевых вод. И порядок расположения главных ионов чаще всего представлен, соответственно, как $HCO_3^- > SO^{2-}_4 > Cl^-$; $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+ + K^+$. Для вод повышенной минерализации характерно иное расположение главных ионов: $SO_4^{2-} > HCO_3^-$, а высокой – ионы SO_4^{2-} и Cl^-.

Речные воды в подавляющем большинстве относятся ко второму типу по классификации О.А. Алекина (см. п. 2.1.4). Воды этого типа формируются при взаимодействии с различными осадочными породами и продуктами выветривания коренных пород. Эти воды имеют, как правило, среднюю минерализацию. К числу наиболее распространенных катионов в среднем химическом составе относится Са.

В табл. 5.8 приведен химический состав воды рек, протекающих в разных физико-географических зонах.

Из таблицы следует, что существует определённая зональность в распределении минерализации и химического состава речных вод. Минерализация возрастает от зоны избыточного к зоне недостаточного увлажнения. В этом же направлении изменяется ионный состав воды от гидрокарбонатных к сульфатным.

Химический состав речных вод, как в отношении общей минерализации, так и по соотношению между ионами, зависит от характера преобладающего типа питания рек и их водности. Так как источники питания, их интенсивность значительно меняются и в многолетнем разрезе, связанном с изменением климата и в течение года и по территории, то и соотношение ионов не остается постоянным. Снеговое питание предопределяет малую минерализацию воды с преобладанием в её составе ионов HCO_3^- и Ca^{2+} и зависящую от состава атмосферных осадков. Промёрзшая под снежным покровом почва создаёт условия, при которых вода растворяет только те соли, которые содержатся в самом верхнем слое почвы. Интенсивное дождевое и ледниковое питание также обусловливает малую минерализацию речных вод, но, как правило, превышающую минерализацию снеговых вод. Во всех перечисленных случаях большое влияние на минерализацию оказывают погодные условия. Чем суше, тем больше солей накапливается на поверхности почвы вследствие испарения, и тем большее их количество попадает в реки, повышая их минерализацию.

Подземные воды, как правило, обладают большей минерализацией и разнообразным химическим составом, зависящим от геолого-гидрогеологических условий. Поэтому в период межени минерализация воды в реках наибольшая. Таким образом, минерализация речных вод зависит от соотношения источников питания рек, а её изменения и состав носят сезонный характер.

Таблица 5.8

Среднегодовые значения показателей качества речных вод (мг/л) различных физико-географических зон (по Б.Г. Скакальскому)

Река	Минерализация	Сульфаты	Хлориды	ХПК	$БПК_5$	Нитраты	Железо	Нефтепродукты	Медь	Цинк
Нева	84,0	20,1	6,35	25,3	1,72	0,287	0,14	0,05	0,003	0,011
С. Двина	373	53,2	108	40,0	1,18	0,11	0,49	0,04	0,003	0,014
Клязьма	285	34,1	34,0	33,7	3,31	1,53	0,48	0,09	0,005	0,008
Дон	609	153	30,0	24,4	2,69	1,39	0,14	0,04	0,002	0,006
Кубань	359	92,7	25,0	21,5	1,60	1,75	0,39	0,05	0,003	0,006
Терек	346	53,8	25,7	35,1	3,36	0,88	0,13	0,10	0,003	0,012
Кама	199	33,1	34,7	27,3	0,95	0,38	0,35	0,05	0,002	0,004
Белая	445	80,1	76,2	31,3	1,86	2,15	0,21	0,08	0,002	0,004
Амур	94,9	10,1	2,52	19,9	1,79	0,03	0,47	0,05	0,005	0,012

Примечания: ХПК – химическое потребление кислорода; БПК – биохимическое потребление кислорода.

Перечисленные особенности речных вод, связанные с химическим составом каждого из источников питания, дают возможность провести расчленение годового гидрографа стока. При этом выделяются виды питания, имеющие поверхностно-склоновое, почвенно-грунтовое и грунтовое происхождение. На рис. 5.30 представлен гидрограф стока р. Пинеги.

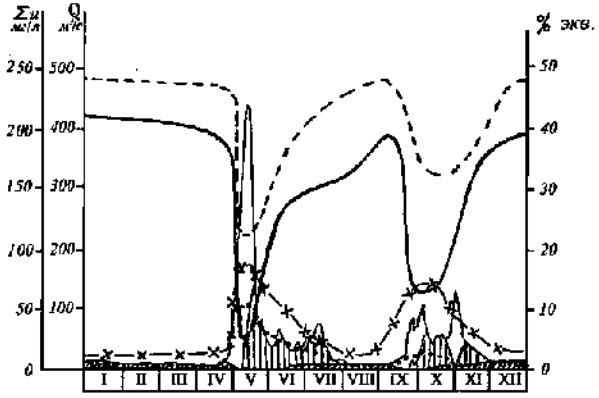


Рис. 5.30. Гидрохимический режим р. Пинега – д. Согоры (1957 г.)

Из *микроэлементов* в речных водах присутствуют Br, J, Cu, Pb, Co, ag, Mn, W, Zn и другие в количествах, не превышающих 10–30 мкг/л. Эти элементы находятся в воде в растворённом виде и приносятся реками в составе минеральных взвешенных веществ.

К числу *биогенных* веществ, содержащихся в речных водах, относятся соединения неорганического фосфора и азота (нитраты, нитриты). Их концентрация, как правило, незначительная и выражается сотыми долями миллиграмма на литр. Несколько выше концентрация неорганических соединений фосфора до 0,1–0,5 мгР/л. Встречающиеся более высокие концентрации этих элементов связаны в первую очередь с хозяйственной деятельностью человека в бассейнах рек. Органические вещества представлены главным образом в виде гуминовых соединений. Их содержание в воде весьма различно и достигает 15–18 мгO_2/л. При этом меняется цвет воды, принимая бурые оттенки. Геохимическая роль органических веществ воды высока в районах гумидного климата и значительно ниже аридного. Поэтому в более высоких широтах свойства воды во многом определяются органическими веществами, а в низких широтах основное значение имеют минеральные компоненты.

Растворенные в воде газы играют заметную роль в гидрохимическом режиме рек. Главнейшие из них – кислород O_2 и углекислый газ CO_2. Максимум O_2 приходится на весну и лето, когда отсутствует ледяной покров и его концентрация может достигать 10–12 мг/л. Основное количество кислорода в речную воду поступает из атмосферы, небольшая часть образуется при фотосинтезе. Зимой количество кислорода резко уменьшается и часто наблюдается его дефицит. В отличие от кислорода содержание углекислого газа достигает максимума зимой до 10–20 мг/л, а летом он расходуется на фотосинтез и его содержание минимально.

Сток растворенных веществ – количество неорганических и органических веществ, выносимых реками с данной территории в течение некоторого отрезка времени в ионно-молекулярном и коллоидном состоянии. Этот сток можно подразделить на сток главных ионов, сток микроэлементов и биогенных веществ. При этом основную массу перечисленных веществ составляет ионный сток. Величина ионного стока (R_U, т/год) определяется по формуле

$$R_U = aV_в c, \tag{5.66}$$

где a – коэффициент размерности; $V_в$ – сток воды, м^3; c – концентрация главных ионов, или их сумма, мг/л.

Как и при определении стока наносов, ионный сток можно представить в виде модуля ионного стока ($q_и$, т/год·км^2) часто называемого *показателем ионного стока*:

$$q_U = R_U / A, \tag{5.67}$$

где A – площадь водосбора, км^2. Тогда

$$q_U = aq_в c, \tag{5.68}$$

где $q_в$ – модуль стока воды, л/с·км^2; a – коэффициент пропорциональности, равный 0,0315.

Результаты расчета ионного стока некоторых рек рассматриваемой территории представлены в табл. 5.9.

Из таблицы следует, что на многих реках ионный сток достигает больших величин. Если этот сток сравнить со стоком взвешенных наносов, то отношение модуля стока взвешенных наносов ($q_н$) к модулю ионного стока ($q_и$) меньше 1,0 для равнинных рек и

больше 1,0 – для горных. Такие соотношения объясняются различием интенсивности механической и химической эрозий на горных и равнинных бассейнах.

Таблица 5.9

Ионный состав воды рек рассматриваемой территории (по материалам О.А. Алекина и Росгидромета)

Река	Площадь водосбора A, тыс. км^2	Среднегодовой сток		Среднегодовой ионный сток	
		Объём стока за год V, км^3	Норма стока $\tilde{q}$, л/(с · км^2)	млн т/год	q, т/(км^2·год)
Печора	259	102	12,5	5,66	21,8
Амударья	237	49,4	6,6	19,3	85,0
Луга	12,6	3,21	8,1	0,37	28,2
Урал	194	7,93	1,3	2,31	11,9
Терек	36,8	9,54	8,2	2,66	72,3
Кубань	61,5	11,0	5,7	3,04	49,4
Абакан	14,4	9,48	20,9	0,36	24,7
Енисей	300	91,8	9,7	8,19	27,3
Кура	178	18,7	3,3	5,20	29,2
Нева	281	80,0	9,0	2,93	10,4

Таким образом, ионный сток можно считать одним из элементов твердого стока. Как и величины мутности, показатели ионного стока подчиняются географической зональности, хотя и нечетко выраженной. Величины $q_и$ изменяются в широких пределах: от десятых долей тонны с 1 км^2 в полупустынных районах Казахстана, юга Западной Сибири до 200–250 т/км^2·год на Кавказе. Наиболее распространенные величины показателей ионного стока имеют пределы до 20 т/км^2·год. Большие значения характерны для горных районов. Годовой ионный сток в океаны и внутренние моря с рассматриваемой территории достигает 384 млн т. Всего же с поверхности материков в океаны ежегодно поступает 15 млрд т.

5.1.14. Термический режим водотоков

Термический режим рек, ручьев, каналов формируется под действием многочисленных источников тепла, участвующих в теплообмене водной массы с атмосферой и ложем (руслом) водотока. Большинство существующих источников тепла представлено в п. 2.2.3 в виде уравнения теплового баланса (2.17). Применительно к участку реки за время T это уравнение можно записать:

$$(d\theta/dT) = R \pm \theta_{тт} \pm \theta_{р} \pm \theta_{дно} \pm \theta_{к} \pm \theta_{пд} + \theta_{э} + \theta_{а} \pm \theta_{л}, \qquad (5.69)$$

где R – радиационный баланс; $\theta_{тт}$ – турбулентный теплообмен с атмосферой; $\theta_{р}$ – сумма значений прихода и расхода тепла поступивших с водой по основной реке (θ_1) и притокам (θ_2); $\theta_{дно}$ – теплообмен с дном; $\theta_{к}$ – тепло выделяемое при конденсации и затрачиваемое на испарение; $\theta_{пд}$ – тепло, приходящее и уходящее с подземными водами; $\theta_{э}$ – приход тепла при диссипации энергии турбулентного потока; $\theta_{а}$ – антропогенные источники тепла.

Структура уравнения теплового баланса неодинакова для различных по размерам и по водности рек, их местоположению, времени года, расчетной единицы времени. Зависит она от вида и уровня хозяйственной деятельности. Общим для большинства рек является зависимость процесса теплообмена, распределения температур по площади сечения, по длине от уровня турбулентности потока, которая предопределяет перемешивание воды и выравнивание температур.

Сумма значений R и $\theta_{тт}$ определяет теплообмен потока с атмосферой и представляет собой климатическую составляющую баланса. Эти величины можно определить по (2.30) и (2.37). При этом радиационный баланс является главной компонентой в уравнении теплового баланса всех рек. Для большинства рек рассматриваемой территории в теплую часть года этот источник имеет знак «плюс», в холодную – «минус». Именно эти компоненты определяют зональность в распределении температур воды рек.

Заметную роль в нагревании и охлаждении воды играет количество тепла, поступающее на рассматриваемый участок с речным стоком. Эффект воздействия тем больше, чем короче рассматриваемый участок. Если река течет с юга, а участок находится севернее, то температура воды может отличаться от ее зональной величины и быть более высокой. И, наоборот, если река течет с севера на юг, температура воды может быть более низкой. Количество тепла, поступающее и уходящее со стоком рек ($\theta_{р}$), может быть определено по формуле, аналогичной (2.26):

$$\theta_р = Vt^o \rho c, \qquad (5.70)$$

где V – объем воды; t^o – температура воды объема V; ρ – плотность воды; c – теплоемкость воды.

Уравнение позволяет определить количество тепла, заключенное в объеме V. Это количество, переносимое водой через поперечное сечение реки за время T, носит название *тепловой сток*. Решая уравнение (5.70) относительно t^o за время T и вместо $\theta_р$ приняв сумму приходных и расходных составляющих теплового баланса $\sum\theta$, можно определить изменение температуры воды на участке реки:

$$dt^o / dT = (\sum\theta) / V\rho c. \qquad (5.71)$$

В зависимости от сезона составляющие баланса $\theta_л$ и $\theta_к$ имеют знаки и «плюс» и «минус» и, как правило, не играют существенной роли в процессах нагревания и охлаждения воды. Незначительны поступления тепла при теплообмене с дном. В некоторых случаях дополнительным источником тепла является тепло, образующееся за счет преодоления потоком гидравлических сопротивлений:

$$\theta_Э = \gamma U^3 / 427C^3, \qquad (5.72)$$

где γ – вес единицы объема воды; U – скорость течения; C – коэффициент зависящий от шероховатости в формуле Шези; 427 – механический эквивалент тепла.

В теплую часть года составляющие теплового баланса имеют знак «плюс», и происходит нагревание воды. Показателем устойчивого повышения температуры воды и исчезновения ледовых образований весной принята дата перехода температур воды через 0,2 °С в сторону ее повышения, осенью, наоборот, – в сторону ее понижения. Разность этих дат представляет продолжительность теплого и холодного периодов на реках. Эта продолжительность зависит от широты местности, водности реки и изменяется для теплого и холодного периодов соответственно от 300–350 дней на юге до 50–100 дней на севере. При этом не остаются постоянными и сами указанные даты перехода.

Основное количество тепла поступает через водную поверхность, и для стоячей воды оно быстро убывает с глубиной по экспоненциальному закону. Турбулентный характер движения воды, поступление тепла от других источников ($\theta_р, \theta_{гр}, \theta_{тт}$) искажают указанное распределение тепла и приводят к его выравниванию и по площади и по глубине. Тем не менее, можно обнаружить неоднородность поля температур в разных частях, например, поперечного сечения реки. Так, температура воды у берегов в период нагревания, как правило, несколько выше, чем на середине, а в период охлаждения – наоборот. На крупных реках возможно незначительное уменьшение температуры от поверхности ко дну. При этом эта разница редко превышает 2–3 °С. На рис. 5.31 представлено распределение температур воды на р. Енисее у г. Енисейска. Вертикальная стратификация практически отсутствует.

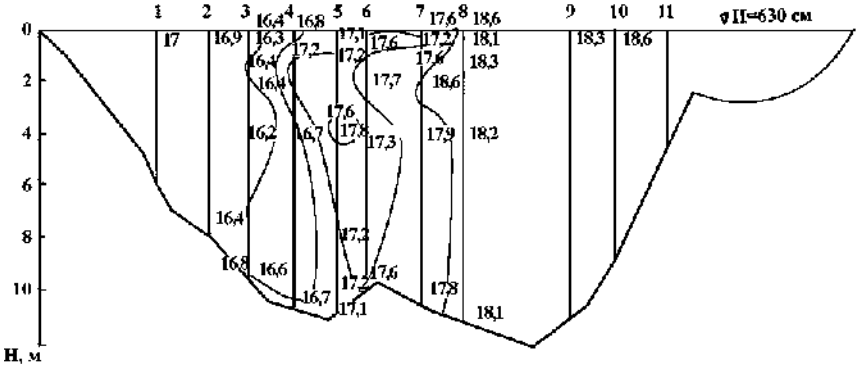


Рис. 5.31. Распределение температуры воды по живому сечению р. Енисея у г. Енисейска днем 20 июня 1955 г.

Изменение поступления тепла на водную поверхность в дневные и ночные часы приводит к небольшим внутрисуточным колебаниям температуры воды. Амплитуда этих колебаний зависит от водности реки (размеров реки), от погодных условий. Чем крупнее река, тем меньше амплитуда суточных колебаний температуры. Наступление максимума температуры воды внутри года зависит от широты местности. В средней полосе этот максимум приходится на середину июля, а внутри суток он наступает несколько позже, чем максимум температуры воздуха.

Изменение температуры наблюдается и по длине реки, особенно это заметно на реках, имеющих большую длину и протекающих по нескольким географическим зонам (табл. 5.10).

Таблица 5.10

Изменение температуры воды и теплового стока р. Енисей, протекающей с юга на север

Пункт	Кызыл	Красноярск	Казачинск	Енисейск	Подкаменная Тунгуска	Игарка	Дудинка
Расстояние	606	1631	1891	2039	2525	3396	3660
$T\,^0$С, июль	19,2	22,4	23,2	23,1	21,8	20,0	18,7
Θ, млн ткал	312	–	1020	2450	–	3670	–

Из таблицы следует, в верхней горной части реки температура воды и тепловой сток невелики, затем при выходе на равнину и, протекая по лесостепной зоне, и температуры, и тепловой сток увеличиваются. Севернее в зоне тайги температура воды начинает уменьшаться, в то время как тепловой сток за счет увеличения водности реки продолжает возрастать. На реках, протекающих в широтном направлении, изменения температуры по длине реки незначительны. Замечено, что в районе истоков реки температура воды, как правило, относительно низкая, затем происходит ее нагревание.

Заметную роль в изменении температуры воды играют крупные притоки, ниже впадения которых температура воды может возрастать или уменьшаться. На температуру воды рек оказывают влияние и озера, из которых река вытекает. Например, температура воды р. Ангары в ее выходе из Байкала в самый теплый период не превышает 10–12 °С. Температура воды может изменяться под влиянием сброса различного рода отработанных промышленных вод или сброса воды с сельскохозяйственных полей. Такого рода воздействие на термический режим рек носит название *тепловое загрязнение*.

После наступления максимума температур воды начинается ее заметное снижение. В этот период возрастает интенсивность теплообмена водной поверхности с атмосферой, уменьшаются значения радиационного баланса и $\theta_{тт}$.

В холодный период составляющие теплового баланса имеют знак «минус», что приводит к появлению ледовых образований. В формировании ледового режима рек можно выделить три фазы: замерзание, ледостав, вскрытие. Начало фазы замерзания соответствует периоду ледообразования, затем происходит формирование ледяного покрова и его разрушение. Необходимым условием ледообразования является переохлаждение воды, т.е. $t^0 < 0$. При этом интенсивность ледообразования по всей толще воды (P_z) зависит от теплообмена (θ) и турбулентной теплопроводности (η). Для поверхностного слоя воды, где ледообразование происходит наиболее интенсивно, ее величина (P_o) равна:

$$P_o = \theta / \sqrt{\eta m}, \qquad (5.73)$$

где m – параметр, характеризующий период появления первичных кристаллов льда.

Интенсивность ледообразования определяет длительность замерзания реки (τ, сут.).

Замерзание – появление первичных форм ледообразования. К ним относятся: *забереги* – полосы льда, окаймляющие берега рек, где наблюдаются малые глубины, малые скорости течения и, соответственно, происходит наиболее быстрое выхолаживание воды. *Сало* – плывущие по поверхности воды скопления смерзшихся ледяных игл, образующих куски ледяной пленки, внешне напоминаюшие пятна плавающего жира. В это же время при обильных снегопадах на поверхности воды образуется *снежура*, представляющая собой рыхлую несмерзающуюся массу. Дальнейшее выхолаживание воды приводит к увеличению размеров заберегов, смерзанию сала и снежуры. Так как движущийся поток имеет турбулентный характер, то благодаря процессам перемешивания в его толщу вовлекается переохлажденная вода и образуется *внутриводный лед*. Непременным условием образования этого вида льда является наличие в воде ядер кристаллизации. Внутриводный лед может также образовываться на неровностях речного дна, камнях, стенках гидротехнических сооружений и т.п. Такой лед называется *донным*. Обладая высокой плавучестью, внутриводный и донный лед всплывают и вместе с другими видами поверхностного льда образуют *шугу*, которая движется вниз по

течению, увеличивается, превращается в отдельные льдины и формируется *осенний ледоход*. Дальнейшее выхолаживание воды, увеличение размеров льдин, смыкание заберегов приводит к установлению *сплошного ледяного покрова* на реке (*ледостав*).

На рис. 5.32 представлена зависимость $\tau = f(P_o)$. Из рисунка следует, что при высоких значениях P_o замерзание происходит очень быстро, при малых, наоборот, может растягиваться до десятков суток. Такое различие во многом связано с увеличением скоростей течения, которые затрудняют образование сплошного ледяного покрова.

После установления ледостава происходит дальнейшее нарастание толщины льда, которое определяется тепловым балансом его нижней поверхности. Основными составляющими баланса являются: θ_1 – приход тепла из толщи воды; θ_2 – тепло, выделяющееся при кристаллизации льда; θ_3 – тепло, уходящее через толщу льда к его верхней поверхности. Изменение тепла, проходящего через лед за время τ, равно:

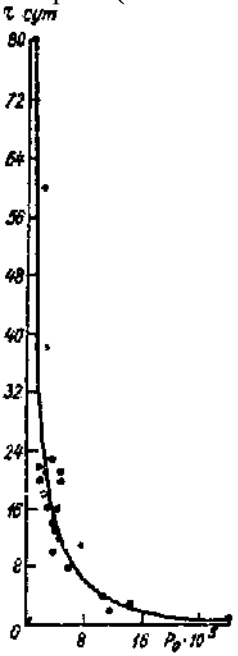


Рис. 5.32. Длительность замерзания τ в зависимости от интенсивности ледообразования P_0.(по Р.В. Донченко)

$$d\theta_3 / d\tau = \lambda_л t_л^o / h_л, \qquad (5.74)$$

где $\lambda_л$ – теплопроводность льда, равная 1,88 МДж/м·сут·град; $t_л$ – температура поверхности льда, ºС; $h_л$ – толщина льда, м.

Наличие снега на поверхности льда (h_c) оказывает влияние на теплоотдачу, поэтому знаменатель (5.74) равен эквивалентной толщине $h_э = h_л + h_c(\lambda_л/\lambda_c)$, а λ_c – теплопроводность снега.

При образовании льда выделяется тепло, равное:

$$d\theta_2 = L\rho_л dh_л, \qquad (5.75)$$

где $\rho_л$ – плотность льда, 0,92 г/см^3; L – удельная теплота плавления льда, $335{,}2 \cdot 10^3$ Дж/кг .

Приход тепла из толщи воды к нижней поверхности льда имеет обратный знак сумме выделяемого тепла, тогда

$$L\rho_л dh_л + \lambda_л t_л^o (d\tau / h_э) = -\theta_З. \qquad (5.76)$$

Для упрощения решения (5.76), пренебрегая величиной $\theta_З$ и интегрируя это уравнение, имеем:

$$h_З = [h_1 + (\lambda_л / \lambda_л) h_л]^2 + 2\lambda_л t_л^o \tau / gL, \qquad (5.77)$$

где h_1, h_2 – соответственно, толщина льда в начале и конце расчетного периода, $dh_л = h_2\ h_1$.

В начале процесса нарастания льда $h_1 = h_с = 0$, и уравнение (5.77) принимает вид:

$$h = (2\lambda_л t_л^o \tau / gL)^{0,5}. \qquad (5.78)$$

Подставляя в (5.78) величины известных физических констант при τ = 1 сутки, получим:

$$h = 3{,}56 t_л^{0,5}. \qquad (5.79)$$

При $\tau > 1$ суток температура суммируется от 1 до $\sum t^0$. С некоторыми допущениями можно заменить температуру льда температурой воздуха ($t_в^0$). Тогда расчетная формула принимает вид, наиболее часто используемый в практических целях:

$$h = a\left(\sum_1^\tau t_в^0\right)^n, \qquad (5.80)$$

где a и n – параметры, зависящие от климатических условий и особенностей реки.

Исходя из приведенных уравнений, можно сделать вывод, что толщина ледяного покрова в первую очередь определяется температурой воздуха. В случае высоких значений тепла, поступающего в воду при теплообмене с дном, величина $\theta_З$ в уравнении (5.76) должна учитываться. Следует также учитывать тепло, образующееся при преодолении гидравлических сопротивлений ($\theta_э$).

Например, решая уравнение (5.72), можно найти соотношение между толщинами льда на участках реки с разными скоростями течений или рассчитать поправочные коэффициенты на изменение толщины льда при создании на реках водохранилищ.

Разнообразие климатических условий и особенности строения речных систем создают неодинаковые условия формирования ледяного покрова и ледостава. Например, пространственное распределение сроков продолжительности ледостава в азиатской части рассматриваемой территории характеризуется широтной направленностью, в западной части распределение сроков почти меридиональное. При этом на реках этих районов, как правило, образуется устойчивый ледяной покров. В то же время на Северо-Западе и юге Европейской части в связи с возможными оттепелями ледостав может быть неустойчивым.

На реках, на которых имеются участки сосредоточенного падения уровней – на порогах, *стремнинах*, где велика механическая энергия потока, ледостава может и не быть, или сохраняются участки, где лед отсутствует. Такие образования называются *полыньями,* или *майнами,* и широко распространены на реках Карелии, юге Сибири. Не образуется ледостав на участках рек, где имеются выходы относительно теплых грунтовых вод или когда река вытекает из озера или водохранилища с относительно теплыми водами. Такие полыньи носят название *термические*. Например, многокилометровая полынья ежегодно образуется на р. Енисей ниже Красноярской ГЭС, из водохранилища которой сбрасываются воды с температурой более $4\ ^{0}$. Такие особенности отмечены на р. Свирь, Ангара и др. Несмотря на суровые зимы, термические полыньи наблюдаются на реках Яне, Колыме и др.

Полыньи дают возможность соприкасаться поверхности воды с холодным воздухом, как и в период становления ледяного покрова, это способствует образованию внутриводного льда. Ледяной покров на реках создает стесненные условия движению воды, поэтому образующаяся шуга в наиболее узких местах «забивает» поперечное сечение реки, образуется подпор воды, который носит название *зажор*. Такие осенне-зимние разливы воды с подъемом уровней до 3–5 м наблюдаются на реках Северо-Запада, юга Сибири, на Дальнем Востоке и часто относятся к категории катастроф.

В районах сурового климата стесненный ледовым покровом поток, встречая на своем пути препятствие, например, в виде подводных выходов кристаллических пород, изливается на поверхность и образует большие ледяные поля, которые называются *речные наледи*. Иногда площади этих образований достигают сотен квадратных километров. Такие наледи не успевают растаять за лето и перераспределяют сток на следующий год.

К другим часто встречающимся ледовым образованиям следует отнести *пятры*, которые представляют собой небольшие островки, возникающие на неровностях скалистого дна, отмелях, со временем достигающие поверхности воды. Вершины этих островков покрываются снегом, ледяной коркой. Эти образования могут смерзаться и образовывать ледяные запруды, задерживающие воду.

Максимальная толщина ледяного покрова на реках европейской части наблюдается в феврале–марте, достигая в среднем 30–100 см, азиатской части – в конце марта (60–220 см), на реках Средней Азии – в январе. Эти величины заметно варьируют во времени и во многом определяются степенью суровости зим. После наступления максимумов толщина ледяного покрова и его прочность начинают уменьшаться в результате поверхностного и внутреннего таяния под влиянием тепла увеличивающейся солнечной радиации, температуры воздуха и воды. Сам процесс таяния отражают уравнения (5.74)–(5.78). Этот процесс начинается задолго до устойчивого перехода температуры воздуха к положительным значениям. Но тепловой баланс ледяного покрова уже положителен. Это позволяет приближенно оценивать таяние льда по формулам типа (5.79), (5.80), но сумма температур складывается из положительных значений.

Разрушение ледяного покрова или вскрытие рек наступает в конце ледостава, когда разрушающие усилия превосходят сопротивляемость ледяного покрова. Эти усилия определяются тепловыми и механическими факторами. Тепловые факторы непосредственно участвуют в процессе таяния льда и уменьшают его прочность. К механическим относятся увеличивающиеся скорости течения, ветер. Соотношение этих составляющих различно и зависит от местоположения реки (климатические условия), ее гидро-

логического режима. Считается, что в среднем основную долю тепла в процессе таяния льда (до 70–80 %) составляют радиационный баланс, 18–20 % приходится на долю турбулентного теплообмена с атмосферой. Совокупное действие перечисленных факторов приводит к нарушению целостности ледяного покрова, потере его устойчивости и связи с берегом. В это же время увеличивается речной сток, наблюдается повышение уровней, и вдоль берега появляются полосы открытой воды, которые называются *закраины*. Закраины являются предвестниками *вскрытия реки*. По мере увеличения весеннего стока закраины расширяются, лед повсеместно отрывается от берега, в ледяном покрове, особенно на перекатах, появляются трещины, и происходит *подвижка льда*. При этом возникают условия, способствующие расчленению ледяного покрова и образованию ледяных полей. При движении эти поля, обладая различными запасами кинетической энергии, сталкиваются, разрушаются и образуют льдины, которые движутся по течению, формируя *весенний ледоход*. Ледоход может быть густым и редким, он оценивается в баллах соответственно от 5 до10 и от 0 до 5.

Начало процесса вскрытия приходится на начало марта в южных районах европейской части рассматриваемой территории, постепенно распространяются в северо-восточные районы, где вскрытие начинается в начале мая. В феврале вскрываются среднеазиатские реки, в марте – реки Приморья. В центральной Сибири реки вскрываются в мае.

При подвижках льда и во время ледохода могут встречаться препятствия в виде сужений русла, наличия островов, осередков или кромки льда в местах, где вскрытие задерживается из-за повышенной прочности ледяного покрова и т.п. образуются многослойные скопления льдин. Эти скопления затрудняют движение воды, уровни повышаются, образуется *затор*. Часто заторы вызывают катастрофические подъемы уровней воды, сопровождающиеся многокилометровыми разливами, которые приносят значительный материальный ущерб.

На рис. 5.33 представлена схема максимального развития затора 8–10 мая 1958 г. на Енисее (до строительства Красноярской ГЭС). Максимум заторного уровня наблюдался между постами 4 и 5, его отметка на 4 м превысила уровень свободного русла.

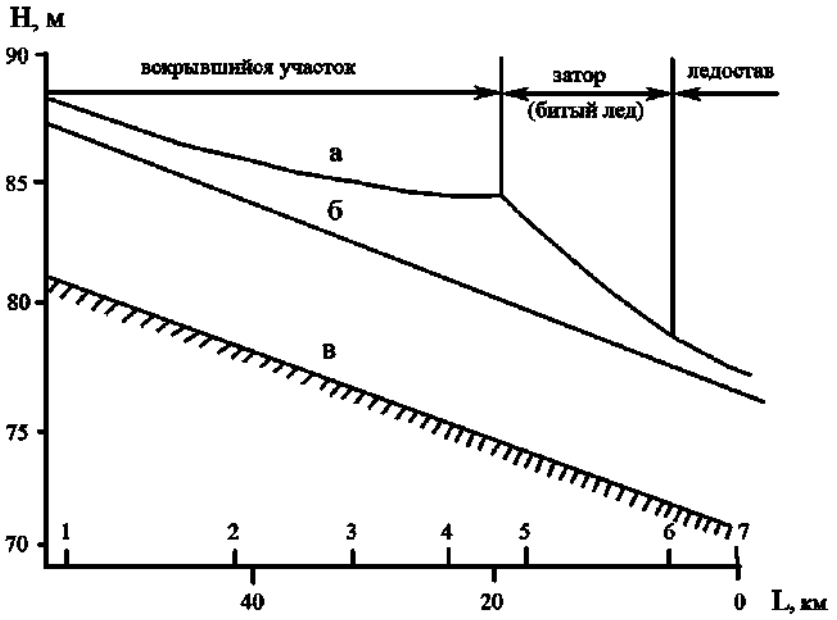


Рис. 5.33. Затор на Енисее в мае 1958 г. *L* – расстояние от Красноярска (вверх); *H* – отметка м. абс; *1–7* – водпосты; *а* – профиль водной поверхности при максимальном движении затора; *б* – профиль после прорыва затора; *в* – дно реки

По механизму образования заторы бывают двух видов: подныривающие под кромку неподвижного льда и закупоривающие сечение реки *(заторы подныривающие)* и скопление льдин в процессе торошения у кромки льда *(заторы торошения)*. В первом случае процесс образования затора определяется энергией потока, необходимой для подныривания льдин, во втором – наличием участков реки с повышенной потенциальной сопротивляемостью ледяного покрова или участков с недостаточной пропускной способностью русла. Совокупность этих факторов определяет мощность и масштаб затора, которые определяются количеством льда и высотой подъема воды.

Заторные явления разной мощности широко распространены на реках рассматриваемой территории. Особенно они велики на крупных сибирских реках, текущих с юга на север (Обь, Енисей, Лена, Олекма, Колыма и др.). Для европейской территории заторы

характерны для северных рек (Печора, Северная Двина, Сухона и др.). Именно на этих реках в разное время наблюдались катастрофические подъемы воды, которые превышали максимальные уровни половодья на 9–10 м. Следовательно, общая высота заторных уровней превышала 20–25 м. Средние заторы встречаются на Западной Двине, Немане, Днестре и др.

Как правило, заторы, как и зажоры, образуются в одних и тех же местах рек. Поэтому в настоящее время существует каталог заторных и зажорных явлений и карта их распространения.

5.1.15. Зарастание рек водной растительностью

Подавляющее большинство водотоков рассматриваемой территории ежегодно с наступлением теплого периода зарастают водной растительностью. В зависимости от местоположения объекта (климатические условия), особенностей морфологии русла, его размеров, литологического состава грунтов, состава растений степень зарастания и продолжительность существования растений различны.

Появление растений в русле заметно меняет естественный водный режим рек и режим твердого стока. Зарастание русел сопровождается подпором уровня воды, снижением скоростей течения, изменением коэффициентов шероховатости. Меняется также форма годографов скоростей и по ширине, и по глубине потоков. Такие изменения являются следствием стеснения сечения русла, снижением его пропускной способности. При этом для различных рек, разных видов растений, фаз вегетационного периода эффект этого влияния различен.

Начало вегетационного периода относится, как правило, к моменту нагревания воды примерно до 8–10 ^{0}С. Дальнейшее развитие растений также связано с температурным режимом, количеством солнечной радиации. Чем теплее, тем интенсивнее происходит зарастание русел. Как правило, вначале растительность появляется в мелководных прибрежных частях русел, постепенно распространяясь в более глубокие. Рост растений прекращается на глубинах, превышающих некие их критические значения, определяемые поступлением необходимых величин лучистой энергии. Поэтому русла малых рек чаще всего зарастают полностью. Таким

образом, при прочих равных условиях размеры русел – ширина, глубина, форма – определяют степень их зарастания. Учитывая имеющиеся связи между морфометрическими показателями русел и размерами их бассейнов (см. п. 4.2.3), установлены примерные величины площадей, выше которых зарастания практически нет. Эта площадь для территории ЕТР по данным РГГМУ установлена в 25 000 км^2.

Степень зарастания (η) оценивается отношением площади сечения занятой растительностью ($\omega_{раст}$) к общей площади сечения русла ($\omega_р$).

Наступление максимума зарастания на реках в средней полосе рассматриваемой территории приходится примерно на август.

С прекращением роста растительности некоторое время наблюдается постоянное количество растительной массы. С понижением температуры рост растений прекращается и наблюдается их постепенное отмирание, которое заканчивается при появлении на реках ледовых явлений. Общая продолжительность вегетационного периода составляет 80–200 дней, возрастая от регионов гумидного климата к аридному. Таким образом, весь вегетационный период можно разбить на три фазы: появление и развитие растительности, ее стабильное состояние и отмирание.

Вместе с тем, хозяйственная деятельность человека на водосборе и в русле реки может вносить существенные изменения в процесс развития растительной биомассы. Это, прежде всего, мелиорация и дорожные работы, сброс теплых вод, поступление вод иного химического состава, изменение морфологии русел т.п.

Разнообразные условия произрастания водной растительности предопределяют многообразие их видового состава. Чаще всего в руслах рек можно выделить группы растений, развивающихся в воздушной среде (тростник, рогоз и т.п.), растения, прикрепленные ко дну с плавающими листьями (кувшинки, кубышки и т.п.), и группы погруженных растений (рдест, роголистник, осока и т.п.).

В настоящее время считается, что растительность в руслах рек служит дополнительным сопротивлением движению потока, из-за чего нарушается однозначность зависимости $Q_0 = f(H)$. Из курса гидрометрии следует, что для определения расхода воды в русле, где наблюдается зарастание ($Q_{зар}$), следует рассчитать коэффици-

ент зарастания ($K_{зар} = Q_{зар}/Q_0$). При этом его величина играет роль основной характеристики пропускной способности русла. Считается, что этот коэффициент всегда уменьшается при увеличении степени зарастания русла ($K_{зар} < 1$). Таким образом, величина $K_{зар}$ должна зависеть от значений η. На рис. 5.34 приведен обобщенный график зависимости коэффициентов шероховатости (n) (см. п. 5.1.11) от величины η. Чем больше η, тем значительнее шероховатость русла, приводящая к снижению скорости течения. Следовательно, для пропуска расхода Q_0 требуется увеличение поперечного сечения русла, что и приводит, как отмечено выше, к повышению уровней.

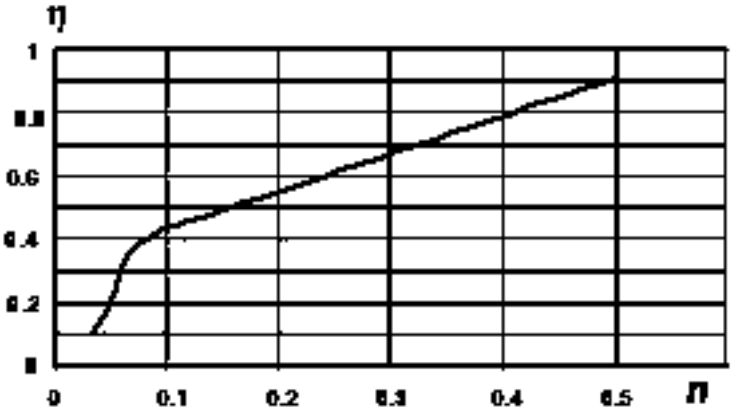


Рис. 5.34. Зависимость коэффициента шероховатости n от параметра η. Данные приведены Н.Б. Барышниковым в книге «Динамика русловых потоков», 2007 г.

Величина η не остается постоянной в течение всего вегетационного периода, а это ведет к изменениям $K_{зар}$. Такое непостоянство $K_{зар}$ зависит не только от степени зарастания, но и определяется составом растительности. Так, тростник, хвощи и т.п. при возрастании скоростей течения, увеличении напора воды изгибаются, создавая условия для уменьшения коэффициента шероховатости. Также прижимаются ко дну редесты, остролистник. Вместе с тем, растения с плавающими листьями, наоборот, создают условия для возрастания торможения потока. Поэтому кривая $Q_0 = f(H)$ при зарастании русла становится неопределенной, а разброс точек $Q_{зар}$ на графиках $Q_0 = f(H)$ всегда имеет место. Все это создает

трудности при подсчете стока рек. Поэтому при решении многих вопросов гидрологии рек необходимо учитывать важнейший фактор, искажающий гидравлическую структуру потока – зарастание русел.

Еще сложнее обстоит дело с учетом зарастания растительностью речных пойм, так как помимо ежегодного появления водной растительности многие поймы зарастают кустарниками, деревьями, что создает исключительно разные условия определения расходов воды.

Контрольные вопросы

1. В каких единицах измеряется и может быть представлен речной сток?
2. Каковы причины различий уравнений водного баланса больших и малых речных бассейнов?
3. Перечислите основные факторы, влияющие на формирование речного стока?
4. Приведите схему взаимодействия всех составляющих водного баланса, а результат представьте в виде уравнения.
5. Перечислите все фазы водного режима рек и дайте характеристику каждой фазе.
6. Какие принципы положены в основу выбора способа расчленения гидрографа для определения источников питания?
7. В чем заключается процесс регулирования стока? Назовите виды регулирования.
8. Назовите классификации рек по типам питания.
9. Как строится карта нормы стока? Дайте анализ распределения стока по территории.
10. Какие исходные данные необходимы при формировании половодий и паводков генетическим методом?
11. Какая информация необходима для вывода простейших формул для определения максимальных и минимальных расходов рек?
12. Какие условия предопределяют различие кривых распределения рядов расходов воды и соответствующих им уровней?
13. Какие факторы влияют на характер движения воды в руслах и на величину скоростей течений? Как распределяются скорости в потоке?
14. Перечислите факторы, влияющие на формирование речных наносов? Перечислите виды наносов. В каких единицах измеряется и может быть представлен твердый сток?
15. Какие факторы влияют на химический состав и минерализацию речных вод?
16. Перечислите основные источники тепла, влияющие на термический режим рек, особенности распределения температуры по сечению и длине реки. Что такое тепловой сток и как он определяется?
17. Перечислите факторы, влияющие на режим замерзания и вскрытия рек, на особенности ледовых явлений.

***Литература*:** 2; 5; 8; 9;10; 14; 15; 17; 25; 27; 28; 33; 35; 37; 44; 46; 48; 52; 56; 62; 67; 71;.73.

5.2. Гидрология водоемов

5.2.1. Водный баланс водоемов и его структура

Водный баланс водоемов во многом отличается от водного баланса водотоков, так как появляются новые составляющие, например, испарение с поверхности водоемов, или меняется режим ранее учитываемых (для водохранилищ расходная часть определяется действием человека). Но в обоих случаях водный баланс является основой количественной оценки современного и будущего состояния водных ресурсов озер и водохранилищ. Как и для других водных объектов, водный баланс водоемов находит широкое применение при планировании использования и охраны озер и водохранилищ, для количественной оценки уровня хозяйственной деятельности человека на водоемах и в их бассейнах. Знание водного баланса необходимо при планировании водохозяйственных мероприятий в бассейнах водоемов (орошение, водоснабжение, переброски стока, создание водохранилищ и т.п.). Он необходим в практике рыбного хозяйства, водного транспорта, условий рекреации, при оценке качества воды водоемов и т.п.

Если речь идет о водохранилищах, то водный баланс необходимо знать для контроля выработки электроэнергии на гидроэлектростанциях, для прогнозов притока воды к водохранилищам и их уровенного режима и для многих других целей.

Водный баланс отражает совокупное воздействие всех факторов, которые влияют на изменение запасов воды в озере или водохранилище. Результирующей составляющей является уровень воды, который фиксирует водные ресурсы водоёма.

Уравнение водного баланса состоит из приходных, расходных и аккумуляционных составляющих. Эти составляющие не остаются постоянными во времени и пространстве, а их величины определяются особенностями климата и строением котловин водоемов и их бассейнов Непостоянство составляющих приводит к изменчивости уровня, а следовательно, варьируют размеры водоема, его глубины, водные ресурсы и т.п. Всё это приводит к изменению целого ряда элементов, формирующих водную экосистему (минерализация, прозрачность и т.п.). И с этих позиций изучение водного баланса, его структурных особенностей, совершенствование способов расчёта составляющих является очень важной задачей.

К основным приходным составляющим относятся: поверхностный и подземный притоки воды, осадки, выпадающие на зеркало водоёма, и конденсация водных паров. К расходным составляющим относятся: поверхностный и подземный сток, испарение с поверхности водоёма. Алгебраическая сумма приходных и расходных составляющих представляет изменение объема воды в водоёме.

В отличие от озёр, водный баланс которых обусловлен, в первую очередь, природными факторами, баланс водохранилищ определяется преимущественно характером регулирования стока, а в уравнении баланса появляются составляющие, которые не играют заметной роли в балансе озёр (приток и сток через гидротехнические сооружения, работа шлюзов, забор воды для хозяйственных нужд и т.п.). Водный баланс можно представить в виде уравнения. При этом большое разнообразие типов водоёмов (сточные и бессточные озёра, водохранилища) предопределяют и различную структуру баланса.

Уравнение водного баланса

– для сточных водоёмов (в объёмных единицах, $м^3$)

$$V_{пр} + V_{ос} - V_{исп} - V_{ст} = \pm V_{ак} \pm \sigma, \tag{5.81}$$

– для бессточных

$$V_{пр} + V_{ос} - V_{исп} = \pm V_{ак} \pm \sigma. \tag{5.82}$$

Здесь $V_{пр}$ – приток воды по рекам и подземным путём; $V_{ос}$ – осадки на зеркало; $V_{исп}$ – испарение с поверхности водоёмов; $V_{ст}$ – сток воды по вытекающей реке и подземным путём (для водохранилищ – сток через гидротехническое сооружение и фильтрация через тело плотины); $V_{ак}$ – изменение объема воды; σ – невязка баланса, зависящая от степени точности расчёта составляющих и возможного неучета других источников прихода и расхода.

Уравнения можно представить в мм слоя на поверхность водоёма, разделив V на A_0:

$$R_{пр} + P - R_{ст} - E = \pm \Delta H, \tag{5.83}$$

где $R_{пр}$ – поверхностный и подземный приток с водосбора; P – осадки; $R_{ст}$ – сток из водоёма поверхностным и подземным путём; E – испарение; ΔH – приращение уровня воды.

Уравнения (5.81), (5.82) представлены за T лет с годичным интервалом времени. При увеличении числа лет, за которые рассчитывается баланс, $V_{ак}$ и ΔH стремятся к нулю. Такой баланс называется *равновесным*, а уровень воды, при котором это условие достигается, – *уровнем равновесия (тяготения)*. В этом случае

$$V_{пр} - V_{ст} = (\tilde{E} - \tilde{P})10^{-6} A_0(H_0). \qquad (5.84)$$

Разность $E - P$ носит название *«видимое испарение»*; H_0 – уровень равновесия.

Если водный баланс составляется за более короткие интервалы времени, то среди составляющих появляются и другие компоненты, не учитываемые за многолетний период. Например, зимой вода аккумулируется в ледяном покрове, а весной поступает в озеро от его таяния. В весенний и осенний периоды активизируется процесс конденсации. Эта влага становится приходной, составляющей баланс, и часто превышает расходную, составляющую испарение. Необходимо также располагать сведениями о заборах воды в хозяйственных целях и антропогенные сбросы, которые могут быть различными в разные периоды.

Уравнения (5.81)–(5.84), как правило, используются для анализа гидрологического режима естественных озер. Водный баланс водохранилищ по основным элементам мало чем отличается от водного баланса озер. Однако из-за сложного взаимодействия природных и антропогенных факторов баланс водохранилищ имеет ряд специфических особенностей. Поверхностный приток, прежде всего для долинных водохранилищ, следует разделить на приток по основным рекам ($V_р$) и боковую приточность, в том числе склоновый сток ($V_{ск}$). $V_{пс}$ – приток (сброс) в водохранилище через гидротехнические сооружения (ГЭС, плотины, судоходные шлюзы, оросительные системы и т.п.), исключая сооружения на основных и боковых притоках. $V_{гу}$ – сток через сооружения основного гидроузла. Особое внимание следует уделить составляющей баланса, связанной с забором воды из водохранилища на образование льда ($V_л$). Весной этот лед оказывается на обсохшей части водохрани-

лища, которая образовалась при зимней сработке запасов воды. В этот период талая вода является приходным элементом водного баланса.

Соотношение приходной и расходной частей водного баланса определяет два периода в годовом цикле водного режима водохранилищ – *наполнение и сработку*. Для большинства водохранилищ России наполнение происходит во время весеннего половодья, в некоторых случаях – во время прохождения дождевых паводков. Сработка происходит во все остальное время. Аналогом уровню равновесия естественных озер для водохранилищ является нормальный подпорный горизонт (НПГ), который устанавливается проектом и зависит от основных задач, выполняемых этим водным объектом. Этот горизонт должен выдерживаться в многолетнем разрезе, в то время как уровень равновесия – величина переменная, зависящая от водности периода. Удельный вес различных составляющих неравнозначен и определяется климатическими условиями систем, морфологическими особенностями водоёмов, величинами удельных водосборов, уровнем хозяйственной деятельности и на водоёмах и в их бассейнах, продолжительностью периода, за который составляется баланс и водностью этого периода.

Расчет составляющих водного баланса производится по данным наблюдений на гидрометеорологической сети, к которым относятся метеорологические станции, гидрологические посты, расположенные на озере и в его бассейне. Однако часто значительные территории не освещены наблюдениями, и расчёт составляющих производится с помощью косвенных методов, в основу которых чаще всего положен закон географической зональности. Расчёт баланса для больших и малых водоёмов различается количеством привлекаемых пунктов наблюдений. Количество составляющих определяется расчётным интервалом времени (год, месяц, сутки и т.п.).

Поверхностный приток в озера и водохранилища чаще всего является основным компонентом приходной части водного баланса, доля которого может достигать 90–95 %. В первую очередь, это касается долинных водохранилищ. Этот элемент баланса включает постоянный и периодический сток рек, ручьев, а также склоновый сток, поступающий непосредственно в водоем. Как правило, основной приток формируется за счет одного или нескольких наибо-

лее крупных водотоков, впадающих в водоем. Например, в Ладожское озеро впадает три крупных реки (Свирь, Волхов, Вуокса), площадь бассейнов, которых составляет около 90 % всей площади бассейна озера, а их суммарный сток превышает 90 % общего притока воды. Для долинных водохранилищ основное количество воды поступает по главной реке или сток осуществляется через вышерасположенное подпорное сооружение, если водохранилище работает в каскаде. Например, для Куйбышевского водохранилища более 95 % притока обеспечивает Волга, зарегулированная вышерасположенными водохранилищами.

Тем не менее, для некоторых водоемов при определенных физико-географических условиях поверхностный приток может быть незначительным. Площадь бассейна, на которой формируется поверхностный приток, всегда можно разделить на площадь, освещенную гидрологическими наблюдениями ($A_{\text{ос}}$), и неосвещенную, где наблюдения отсутствуют ($A_{\text{но}}$). Сток с освещенной наблюдениями площади рассчитывается как сумма расходов всех рек, протекающих по этой территории ($Q_{\text{ос}} = \sum Q_i$). Для расчета притока с площади, не освещенной наблюдениями, разработано несколько приемов, основанных на методе гидрологической аналогии. Выбору конкретного приема расчетов, как правило, предшествует разделение бассейна водоема на районы с однородными физико-географическими условиями формирования стока и подбор рек-аналогов. Точность определения $Q_{\text{но}}(V_{\text{но}})$ зависит от того, насколько репрезентативными являются выбранные реки-аналоги. Некоторые из приемов определения $Q_{\text{но}}$ приводятся ниже.

1. По среднему взвешенному модулю стока рек-аналогов:

$$Q_{\text{но}} = A_{\text{но}} q_{\text{но}} = A_{\text{но}} \sum_{i=q}^{i=n} (q_i A_i) / A_i, \qquad (5.85)$$

где $q_{\text{но}}$ – модуль стока с неизученной территории, л/(с·км^2); q_i – модуль стока рек-аналогов, л/с·км^2; A_i – площадь бассейна реки-аналога; n – количество рек-аналогов.

Данный подход дает хорошие результаты в случае, когда площади бассейнов рек-аналогов имеют примерно равные размеры.

2. Определение $Q_{\text{но}}$ по среднему арифметическому модулю стока рек-аналогов:

$$Q_{\text{но}} = \overline{q_{\text{но}}} A_{\text{но}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} \frac{Q_i}{A_i} A_{\text{но}}, \tag{5.86}$$

где $\overline{q_{\text{но}}}$ – среднее арифметическое значение модуля стока рек-аналогов.

Прием находит широкое применение в практике расчета притока для водоемов с достаточно однородными условиями формирования стока.

3. Путем отнесения q_i реки-аналога к тяготеющей площади водосбора

$$Q_{\text{но}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} \frac{Q_i}{A_i} A_{i\text{но}}, \tag{5.87}$$

где $A_{i\text{но}}$ – неизученная площадь бассейна, тяготеющая к гидроствору реки-аналога.

В случае достаточно густой сети наблюдений за стоком в бассейне водоема на площадь $A_{\text{но}}$ можно распространять модули стока смежных рек путем линейной интерполяции.

4. Путем учета диапазонов площадей водосборов рек-аналогов. Так как модули стока в зоне малых площадей зависят от их размеров, расчет ведется по нескольким градациям водосборов рек, непосредственно впадающих в водоем. Суммарный расход определяется по выражению:

$$Q_{\text{но}} = \bar{q}_{0-500} \sum_{i=0}^{i=500} A_i + \bar{q}_{500-2000} \sum_{i=500}^{i=2000} A_i + \\ + \bar{q}_{2000-500} \sum_{i=2000}^{i=5000} A_i + \bar{q}_{5000-10000} \sum_{i=5000}^{i=10000} A_i, \tag{5.88}$$

где $\bar{q}_{0-500}$ – средний арифметический модуль стока рек-аналогов с площадями водосборов от 0 до 500 км^2 и т.д. В этом случае каждому пункту наблюдений за стоком придается оптимальный удельный вес. Если в бассейне имеются реки-аналоги с A_i более 10 000 км^2, то они рассматриваются в индивидуальном порядке.

5. По установленным зависимостям модуля стока от различных физико-географических факторов: средней высоты водосбора (H), озерности ($f_{\text{оз}}$) и др.

Применение того или иного способа расчета диктуется, прежде всего, размерами водосборов рассматриваемых озер и водохранилищ и степенью их гидрологической изученности.

Подземный приток и подземный отток вместе с составляющей баланса, характеризующей изменение подземных вод в грунтах берегов за расчетный интервал времени, составляют подземный водообмен водоемов. При этом первая составляющая является приходной компонентой водного баланса, вторая – расходной, третья – аккумуляционной.

Подземный приток ($V_{\text{подз}}$) складывается из грунтовых, аллювиальных и напорных вод. Его доля в приходной составляющей водного баланса может быть различной. Считается, что для крупных озер и водохранилищ эта составляющая в большинстве случаев имеет подчиненное значение и мало изменяется от года к году. Например, для Ладожского озера подземный приток составляет 1,7 % суммарного, Каспийского моря – 1 %, Куйбышевского, Новосибирского водохранилищ – менее 1 % и т.п. Однако для водоемов, расположенных в горах или, наоборот, в равнинных, но засушливых районах, эта величина возрастает. Например, для оз. Иссык-Куль – 39 %, Кулундинского – 23 %, Алаколь – 25 % и т.п. Для степных районов в отдельные сезоны поступление воды в малые водоемы почти полностью определяется подземной составляющей.

Способы определения подземного притока зависят от состава исходных данных. Наиболее точное определение связано с проведением дорогостоящих гидрогеологических исследований, наличием стационарной сети наблюдений за подземными водами. Можно также приближенно определить эту составляющую по уравнению водного баланса, но при условии, что другие компоненты учтены и достаточно хорошо изучены. Наиболее распространены методы, основывающиеся на использовании гидрогеологических данных.

К этим методам в первую очередь следует отнести расчет подземного притока (оттока) по уравнениям движения воды в грунтах. Таким уравнением является формула Дарси, применяемая в условиях равномерного движения подземных вод при постоянстве площадей сечения потока.

$$Q_{\text{подз}} = BhK_{\text{ф}}(H_1 - H_2)/L, \qquad (5.89)$$

где $Q_{подз}$ – в м^3/сут.; B – ширина потока, м; h – мощность потока, м; $K_ф$ – коэффициент фильтрации, м/сут.; H_1 и H_2 – соответственно, отметки уровня воды в двух сечениях, м, расположенных на расстоянии L друг от друг, м.

Формула (5.89) применима также к напорным водам при условии постоянства их расхода. По этой формуле можно определить расход подземных вод в пределах единичного сечения. Если водоем большой, то необходимо провести гидрогеологическое районирование водосбора и для каждого района провести расчет. Величины $K_ф$ определяются опытным путем или по литературным источникам. Полученные значения суммируются.

Подземный сток из водоёма (фильтрация) за пределы водосбора – явление чрезвычайно редкое. Однако есть примеры, когда эта составляющая играет в водном балансе заметную роль. Чаще всего это характерно для небольших водоемов. Например, фильтрация из Сарезского озера достигает 90 %, из Кроноцкого озера на Камчатке – 20 % и т. п. В настоящее время не существует каких-либо универсальных методов его определения. В каждом конкретном случае эта составляющая может быть определена в зависимости от местных гидрогеологических условий. Значительно чаще фильтрация имеет место в водохранилищах – фильтрация воды через тело плотины, в обход гидротехнических сооружений.

Атмосферные осадки, выпадающие на поверхность водоема, как правило, являются вторым по величине приходным компонентом. Средний по водоему слой (объем) осадков определяется с помощью способов, изложенных в 3.1.2. Выбор способа зависит от размеров водоема, его формы, количества и особенностей размещения пунктов наблюдений на акватории (станции береговые, островные). При определении $V_{ос}$ для крупных водоемов следует учитывать наличие плювиометрической депрессии – снижение количества осадков от берегов к центральной части. Так, для Ладожского озера для годовых осадков это снижение составляет 8 %, для озера Балатон – 17 % и т.п. Установлено, что уменьшение осадков над водоемами площадью свыше 5000 км^2 может достигать 15–20 % годовой суммы. Эффект такого снижения связан с пониженной шероховатостью водной поверхности по сравнению с сушей и термическими свойствами водоема. В первом случае

уменьшается турбулентность воздушного потока и, следовательно, ослабевает механизм формирования осадков, во втором ослабляются восходящие токи воздуха над более холодной водной поверхностью, что препятствует формированию местных конвективных осадков. В обоих случаях эти условия наблюдаются в летний период.

Атмосферные осадки, выпавшие на поверхность водоема в теплую часть года, непосредственно участвуют в увеличении приходной составляющей водного баланса, в то время как выпавшие в холодную часть аккумулируются на поверхности ледяного покрова и поступают в водоем лишь весной.

Испарение с водной поверхности является одним из важных компонентов расходной части водного баланса. Его доля в расходной части баланса сточных водоемов невелика, но по мере возрастания засушливости климата и образования бессточных озер и водохранилищ вся поступающая в водоем влага может расходоваться на испарение.

Непосредственное измерение испарения с водной поверхности осуществляется с помощью плавучих и грунтовых испарителей, испарительных бассейнов, представляющих собой цилиндрические резервуары определённой площади и ёмкости. В России используются испарители ГГИ-3000 (площадь испаряющей поверхности 3000 см^2). Этот прибор вместе с дождемером помещается как в грунт на специальной испарительной площадке, так и на воду на специальном плоту. Количество испарившейся воды определяется по снижению уровня в испарителе, а выпавшие осадки учитываются дождемером. В итоге испарение между сроками наблюдений вычисляется по уравнению водного баланса:

$$E = P + (h_1 - h_2)K, \tag{5.90}$$

где E – слой испарившейся воды, мм; P – слой выпавших атмосферных осадков, мм; h_1 и h_2 – высоты стояния уровня воды, отсчитываемые от некоторой постоянной отметки, соответственно в первый и второй сроки наблюдений; K – поправочный коэффициент к измерительному устройству. Аналогичным образом ведутся наблюдения на испарительных бассейнах, которые имеют площади испаряющей поверхности 100 и 20 м^2. При этом в качестве

эталона выбран бассейн 20 м^2, показания которого используются для получения значений испарения с естественных водоёмов больших размеров.

По данным А.Р. Константинова, такой пересчёт на водную поверхность до 40 км^2 можно выполнить по формуле:

$$E = K_H + K_з \beta E_{20}, \qquad (5.91)$$

где K_H – коэффициент, характеризующий влияние глубины водоёма на испарение (K_H меняется от 1,0 до 0,92 и определяется по специальной таблице); $K_з$ – коэффициент, характеризующий защищённость водоёма от ветра берегами, деревьями, строениям и другими препятствиями и меняющийся от 0,96 до 0,51; E_{20} – слой испарившейся воды в испарительном бассейне; β – коэффициент, характеризующий влияние размеров водоёма ($A_в$) на испарение. Значения этого коэффициента для водоёмов зон избыточного и достаточного увлажнения приведены в табл. 5.11, а для зоны недостаточного увлажнения он принят равным 1,0.

Таблица 5.11

Значения функции β = *f*($A_в$)

$A_в$, км^2	0,01	0,05	0,1	0,5	1,0	2,0	5,0
β	1,03	1,08	1,11	1,18	1,21	1,23	1,26

Установленные соотношения между величинами испарения, полученными на плавучих испарителях ГГИ-3000 и с испарительных бассейнов 20 м^2, дают возможность перейти к оценке испарения с естественных водоёмов в зависимости от длины разгона воздушного потока L, т.е. $E_в/E_{20} = f(L)$. При L = 200 м $E_в/E_{20}$ = = 1,14; при 400 м – 1,21; при 600 м – 1,25; при 800 м – 1,29; при 1000 м и более – 1,30.

Измерение E с помощью испарителей и испарительных бассейнов дают наиболее точные результаты при осреднении данных за месячные интервалы времени за период открытой воды в районах гумидного климата и за год в районах аридного климата, где отсутствуют ледовые явления. Для оценки испарения с водоёмов площадью более 40 км^2 целесообразнее воспользоваться расчётными методами.

Наибольшее распространение получила формула ГГИ:

$$E = 0{,}14n\,(e_0 - e_2)(1 + 0{,}72\,u_2), \qquad (5.92)$$

где e_0 – максимальное парциальное давление водяного пара, определенное по температуре воды в водоеме; e_2 – парциальное давление водяного пара в воздухе на высоте 2 м над поверхностью воды; u_2 – скорость ветра над водоемом на высоте 2 м; n – количество суток в расчетном интервале времени.

Для определения параметров формулы (5.92) привлекаются данные наблюдений за температурой воздуха, воды, скоростью ветра на береговых репрезентативных метеорологических станциях. Приведение параметров к водной поверхности осуществляется с помощью системы переходных коэффициентов и формул, которые опубликованы в специальных Указаниях. Например,

$$e = e_2 + (0{,}8e_0 - e_2)M, \tag{5.93}$$

где e_2 – средняя за расчетный интервал времени влажность воздуха, измеренная на береговой метеостанции, мбар; M – коэффициент трансформации влажности и температуры воздуха, зависящий от длины разгона воздушного потока над водоемом (L), L определяется по плану водоема. Таким образом, величина испарения с поверхности водоема зависит от его размеров акватории и глубины.

Для расчета испарения с покрытой льдом поверхности используется формула П.П. Кузьмина:

$$E = (0{,}18 + 0{,}10u_{10})(e_0 - e_2), \tag{5.94}$$

где u_{10} – скорость ветра на высоте 10 м. Формула рекомендуется для расчета испарения (мм / сут.) за декаду и более.

К наиболее точным методам расчетов E следует отнести региональные формулы, разработанные для конкретных водоемов.

На величину испарения с водной поверхности существенно влияет минерализация (S). С увеличением минерализации испарение уменьшается. При малых значениях минерализации S = 50–70 % величина E снижается незначительно, при возрастании S до 200–250 % снижение испарения относительно пресной воды составляет уже 0,60–0,65. Так, многолетнее испарение с оз. Кулундинского (S = 60–70 %) и оз. Кучук, расположенных друг от друга в 4 км на юге Западной Сибири, составляет, соответственно, 740 и 580 мм. Испарение с пресной воды в этом регионе равно 760 мм.

При расчете испарения с водной поверхности необходимо также учитывать зарастание водоема высшей водной растительностью, создающей условия для транспирации. В среднем для лесной зоны E возрастает в 1,3 раза, а для степной зоны – в 1,5 раза по сравнению с открытой водной поверхностью.

Вода в ледяном покрове в холодную часть года является расходной частью баланса, в теплую – приходной. В зимние месяцы при интенсивной сработке уровня воды водоемов образовавшийся на акватории лед оседает на берегах, где происходит его накопление, а затем и таяние. Особенно это характерно для водохранилищ, где зимняя сработка уровней может достигать десятков метров. Расчет изменения объема воды в осевшей на берегах массе льда и снега определяется по формуле

$$h = (A_1 - A_2)\,[(h_1 + h_2)/2], \qquad (5.95)$$

где A_1 и A_2 – площади зеркала водоема, соответствующие нижней поверхности ледяного покрова на начало и конец расчетного периода, м^2; h_1 и h_2 – толщина ледяного покрова также на начало и конец этого периода, м.

Толщина ледяного покрова определяется путем измерения ее в лунках с последующим осреднением по площади.

Аккумуляция воды в котловинах является результатом соотношения приходных и расходных компонентов водного баланса. Величина аккумуляции может быть представлена в виде объема воды (ΔV, м^3) или изменения уровня (ΔH, см). При определении ΔH уровень воды должен быть строго горизонтальным по всей акватории, для чего необходимо исключить колебания уровня, вызванные динамическими причинами (ветер, атмосферное давление и др.). Средний уровень воды водоема может быть определен как средний взвешенный или сглаженный по совмещенным графикам уровней по всем постам данного озера или водохранилища. Способы определения аналогичны приведенным в 3.1.2.

Подробно способы определения составляющих водного баланса, оценка достоверности расчетов приведены в соответствующих Рекомендациях и в Практикуме по гидрологии.

В табл. 5.12 приведены сведения о водных балансах некоторых озер и водохранилищ, рассчитанных в ГГИ, ИНОЗ РАН, РГГМУ.

Таблица 5.12

Водные балансы разнотипных озёр и водохранилищ

Водоём	Объём воды V, км^2	Период наблюдений	Площадь, км^2		Приход, км^3			Расход, км^3		Изменение объёма V, км^2
			Водосбор $A_б$	Водоём $A_в$	Поверхностный приток $V_р$	Подземный приток $V_п$	Осадки $V_{ос}$	Сток $V_{ст}$	Испарение $V_{исп}$	
Естественные озёра										
Ладожское	837	многолетн.	258 600	17 872	69,1	–	10,7	73,7	6,10	–
Чудско-Псковское	25,2	многолетн.	47 800	2550	9,18	–	2,24	9,44	1,98	–
Каспийское море	78 000	1880–1972	2 000 000	394 000	294	–	89	18,5	365	–12,1
Алаколь	58,6	многолетн.	68 700	2650	1,58	0,74	0,63	0	2,95	–
Б. Чаны	4,3	1981–2000	23 600	2400	0,38	–	0,48	0	0,80	+0,06
Таймыр	13,0	многолетн.	43 900	4560	13,8	–	1,3	14,2	0,9	–
Нарочь	0,88	многолетн.	279	79,6	0,04	–	0,05	0,05	0,04	
Кулундинское	2,1	1933–1979	24 100	692	0,194	0,172	0,178	0	0,492	+0,05
Кучук	0,29	1934–1974	3240	170	0,024	0,035	0,042	0	0,101	–
Водохранилища										
Рыбинское	25,4	многолетн.	146 000	3800	33,2	–	2,80	34,1	1,90	–0,85
Куйбышевское	58,0	многолетн.	1 190 000	5850	238	–	3,00	237	4,00	+1,13
Красноярское	73,3	многолетн.	289 000	3650	90,6	–	0,82	90,6	0,85	+0,05
Братское	169	многолетн.	731 000	5500	91,9	–	1,80	91,8	1,87	+0,07
Кайракумское	4,2	многолетн.	30 000	398	16,0	–	0,1	15,6	0,5	–

Структура водного баланса. Из табл. 5.12 следует, что для разных озёр и водохранилищ соотношение между составляющими баланса неодинаково. Так, для Ладожского озера, расположенного в зоне гумидного климата, в приходной части баланса доминирует поверхностный приток (86 %), а в расходной – сток (92 %). В то время как для бессточного оз. Алаколь, расположенного в зоне аридного климата, это соотношение, соответственно, 50 и 0 %. Для Братского водохранилища – 98 и 98 % и т.д. Таким образом, отличительной чертой водного баланса озёр, расположенных в зонах гумидного климата (тундра, лесная зона), является доминирование речного притока и стока, соответственно, в приходной и расходной частях водного баланса. Озёра этих районов, как правило, сточные. Для озёр зоны аридного климата (сухие степи, полупустыни, пустыни) в расходной части преобладает испарение, а озёра могут быть бессточными и в отдельные засушливые периоды могут пересыхать. Это в большей мере относится к малым озёрным системам, расположенным в одной географической зоне (зональные системы). Для крупных озёрных систем часто речной приток формируется на более увлажнённых территориях (полизональные системы) и в приходной части баланса этот компонент может превышать другие приходные элементы. В условиях достаточного увлажнения существенных различий в структуре водного баланса равнинных и горных водоёмов не наблюдается. В засушливых районах различия существенны, что связано с вертикальной зональностью элементов баланса. Водный баланс водоёмов, расположенных в горах, имеет те же особенности, что и баланс водоёмов, находящихся в зоне гумидного климата. В водном балансе озёр, расположенных на Памире (Сарезское, Каракуль и др.), речной приток и сток превышают 90 %, в то время как равнинные озёра, находящиеся на тех же широтах, как правило, бессточные.

Озёрные системы, расположенные в одной и той же географической зоне, тем не менее, имеют различную структуру водного баланса. В балансе оз. Ильмень приток составляет 91 % приходной части, в то время как на Онежском озере – всего 70 %. Основное различие этих озёр – разные удельные водосборы, соответственно равные 67 и 6. Следовательно, на структуру водного баланса оказывает влияние ещё и величина удельного водосбора, т.е. строение озерных систем.

Таким образом, структура водного баланса показывает устойчивый способ связи его элементов и обеспечивает качественную определённость озёрной системы. Указанные закономерности сводятся к формированию нелинейных связей между какой-либо составляющей в приходной или расходной части баланса с условиями увлажнения и особенностями строения озёрных систем. На примере озёр различных зон это можно выявить с помощью уравнения (5.81), представленного в миллиметрах слоя за многолетний период при $\Delta H = 0$, $\sigma = 0$:

$$R_{\text{пр}} + P = E + R_{\text{ст}}, \tag{5.96}$$

где $R_{\text{пр}}$, $R_{\text{ст}}$ – соответственно, приток в озеро и сток из него, включая подземный. При этом $R_{\text{пр}} = V_{\text{пр}} / A_0 = R_{\text{б}} A_{\text{б}} / A_0 = R_{\text{б}} K$. Здесь $R_{\text{пр}}$ – слой стока с бассейна площадью $A_{\text{б}}$, K – удельный водосбор.

Таким образом:

$$R_{\text{пр}} K + P = E + R_{\text{ст}}. \tag{5.97}$$

Представленное уравнение водного баланса можно использовать для оценки доли его любого элемента в приходной или расходной частях. При этом необходимо иметь в виду тип озёрной системы (зональная, азональная, полизональная). Например, для зональных систем доля атмосферных осадков в приходной части баланса (y_1) составляет

$$y_1 = P / (R_{\text{пр}} K + P). \tag{5.98}$$

Поделив числитель и знаменатель на P, получим:

$$y_1 = 1/(\alpha K + 1), \tag{5.99}$$

где $R_{\text{пр}}/P = \alpha$ – коэффициент стока, имеющий зональное распространение при условии равенства количества осадков, выпавших на зеркало и в бассейне ($P = P_{\text{б}}$). Для полизональных озёр, когда эти величины могут существенно различаться, но при известном их соотношении $P/P_{\text{б}} = j$ уравнение (5.100) можно записать:

$$y_1 = 1/(j\alpha K + 1). \tag{5.100}$$

Таким же путём можно оценить долю испарения в расходной части баланса (y_2):

– для зональных озёрных систем

$$y_2 = E/(R_{ст} + E), \tag{5.101}$$

– для полизональных систем

$$y_2 = E/(j\alpha K). \tag{5.102}$$

Расчёт значения y_1 и y_2 позволяет оценить долю притока и стока в водном балансе $1–y_1$ и $1–y_2$. Таким образом, структура водного баланса озёрных систем определяется зональными величинами коэффициента стока, размерами и строением систем. Учитывая, что коэффициент стока уменьшается по мере возрастания засушливости климата, при прочих равных условиях доля речного притока в приходной части баланса будет снижаться, снижаться будет также доля стока из озера вплоть до его полного прекращения и превращения озера в бессточный водоём.

Решая уравнение (5.98) относительно K, можно тем самым определить в разных географических зонах критические значения удельных водосборов, при которых водоём превращается в бессточный в данных климатических условиях ($R_{ст} = 0$):

$$K = (E - P)/R_{пр}. \tag{5.103}$$

Если K больше правой части уравнения, то водоём будет сточным, если меньше – будет высыхать. В случае изменения климата эти соотношения могут меняться, и водоём может быть периодически сточным. При $P > E$ (зона гумидного климата) водоёмы всегда сточные. В случае видимого отсутствия стока поверхностным путём он обязательно должен осуществляться подземным. При $P < E$ (в зоне аридного климата) для того, чтобы водоём был сточным, необходимы очень большие площади бассейнов. Например, расположенное в центре Азии в Барабинской низменности оз. Б. Чаны (K = 9,8) – бессточное, в то время как расположенное в той же системе оз. М. Чаны (K = 100) – сточное, оз. Кулундинское (K = 35), Ханка (K = 4,8) – периодически сточные.

На рис. 5.35 представлена карта распределения критических значений удельных водосборов ($K_{кр}$). Так как испарение с поверхности озер зависит от их размеров (глубин), то при прочих равных условиях структура водного баланса неодинакова для глубоких озер (H >10 м) и менее глубоких (H < 10 м). Поэтому на карте представлены две системы изолиний. При K = 0 все озера, расположенные севернее, являются сточными, южнее – наличие стока определяется размерами удельных водосборов.

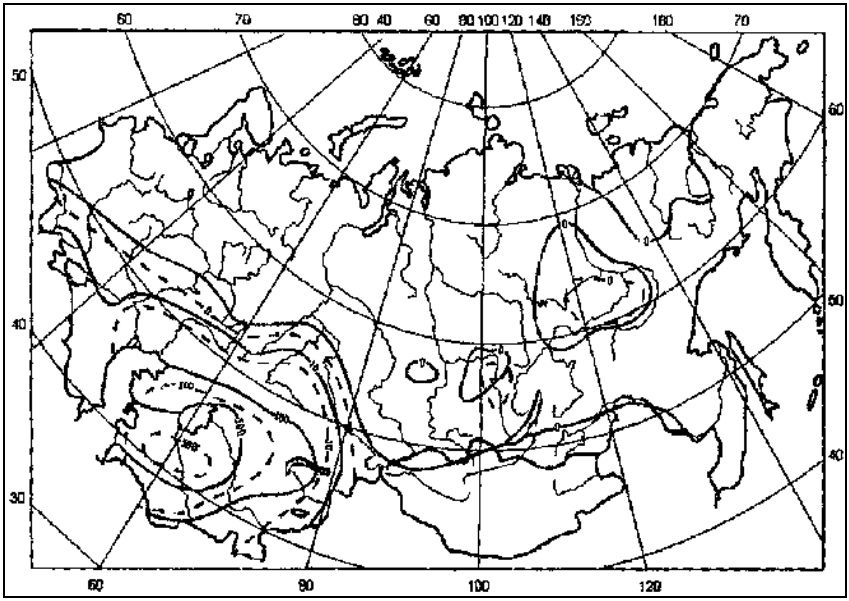


Рис. 5.35. Распределение $K_{кр}$ для озер с глубинами до 10 м (.) и более 10 м (-----)

Соотношение составляющих водного баланса положено в основу водно-балансовой классификации озёр и водохранилищ. По соотношению составляющих расходной части баланса озёра делятся на две группы, каждая из которых делится на два типа (табл. 5.13).

Распределение групп и типов по территории имеет зональный характер. Поэтому стоковые озёра характерны для увлажнённых зон, испаряющие – для засушливых.

Структура водного баланса водохранилищ также зависит от их местоположения и величин удельных водосборов.

Таблица 5.13

Классификация водоемов суши по структуре водного баланса (по Б.Б. Богословскому)

Группа	Тип	Водоем
Стоковые (с) $R_{ст} > E$	Стоково-приточные (сп) $R_{кр} > P$	Имандра, Маларен, Венерн, Боденское, Женевское, Псковско-Чудское, Ладожское, Ильмень, Телецкое, Б.Невольничье, Эри, Онтарио, Мичиган
	Стоково-дождевые (сд) $R_{кр} < P$	Все долинные водохранилища мира, Кьога, Альберт, Верхнее, Тана
Испаряющие (и) $R_{ст} < E$	Испарительно-приточные (ип) $R_{кр} > P$	Каспий, Арал, Балхаш, Алаколь, Лобнор, Ван, Мертвое море, Чад, Эйр, Поопо Сасыкколь, Севан, Иссык-Куль, Кулундинское, Кадкунор, Б.Солное, Маракаибо, Веттерн, Балатон
	Испарительно-дождевые (ид) $R_{кр} < P$	Виктория, Торена, Б.Чаны, Танганьика, Ньяса, Титикака, Ханка, Киву

5.2.2. Внешний водообмен водоёмов

Уравнение водного баланса даёт возможность оценить интенсивность внешнего *водообмена водоёмов* – показателя длительности пребывания в котловине поступившей воды. Этот показатель является одной из важнейших характеристик гидрологического и биологического режимов водоёмов.

В качестве основной характеристики внешнего водообмена принят показатель условного водообмена $K_в$, равный

$$K_в = (V_{пр} + V_{ос}) / V_0. \qquad (5.104)$$

Показатели $K_в$ рассчитывается в предположении, что весь объём воды водоёма заменяется новым за время T. Однако это является допущением, т.к. в зависимости от строения котловины воды их различных частей обмениваются с различной интенсивностью, поэтому и показатели водообмена являются условными. Тем не менее, этот показатель широко применяется для изучения как связи водоёма с его бассейном, так и особенностей внутриводоёмных процессов. Для решения некоторых частных задач для определения водообмена лучше воспользоваться отношением лишь притока или стока из водоёма к его объёму. Эти показатели носят название коэффициентов условного водообмена по притоку ($K'_в$) и

по стоку ($K_в$). Величина $K'_в$ указывает на роль притока в жизни водоёма, а $K_в$ определяет его транзитно-аккумуляционные возможности. Малые значения $K'_в$ указывают на слабую роль притока, а следовательно, и на преобладание автохтонных процессов в озере. Уменьшение интенсивности водообмена способствует накоплению воды, а это влияет на уровенный режим водоемов, который будет отличаться от речного. Малые значения $K_в$ свидетельствуют о высокой аккумуляционной возможности водоёма, в котловине которого скапливаются вещества, приносимые с притоком, в том числе соли. При $K_в = 0$ происходит засоление водоемов.

Значения $K_в$ изменяются в широких пределах и зависят от географического положения системы, т.е. от степени увлажнённости территории, от величины удельного водосбора и размеров котловины. Так, для проточных озёр зоны избыточного увлажнения (гумидного климата) значения $K_в$ могут быть больше 350 (водообмен 1 раз в сутки) и не превышать 0,02–0,03 (один раз в 30–50 лет). Для сточных озёр Северо-Запада России зафиксированы значения $K_в$: Пулозеро – 8,0 (8 раз в год); Ильмень – 5,0; Ладожское озеро – 0,08 (1 раз в 11 лет); Чудско-Псковское – 0,42; для эстонского озера Выртсъярв – 0,95; для оз. Байкал – 0,0026, для Кроноцкого озера на Камчатке – 0,11. Замедленным водообменом отличаются крупные бессточные или периодически сточные озёра зоны аридного климата в центре Азии: Балхаш – 0,14; Иссык-Куль – 0,0015; Алаколь – 0,02. Африканские озёра Ньяса и Танганьика имеют коэффициент водообмена, соответственно, 0,0086 и 0,0016.

Величина, обратная $K_в$, соответствует периоду времени (сутки, месяц, год), в течение которых происходит полная смена воды в водоёме.

На рис. 5.36 представлена зависимость интенсивности водообмена от основных определяющих факторов.

Из рисунка следует, что с увеличением удельного водосбора и уменьшением средней глубины озера (объема) величины $K_в$ возрастают, темп возрастания (угол наклона линий связи) зависит от увлажненности территории.

Интенсивность водообмена водохранилищ, особенно долинных, как правило, выше, чем естественных озер. Так, для Куйбышевского водохранилища $K_в$ = 0,24, Рыбинского – 0,75, Цимлян-

ского – 1,13. Высокие значения $K_в$ характерны для малых водохранилищ. Например, для Варваринского, Фархадского $K_в$ >100.

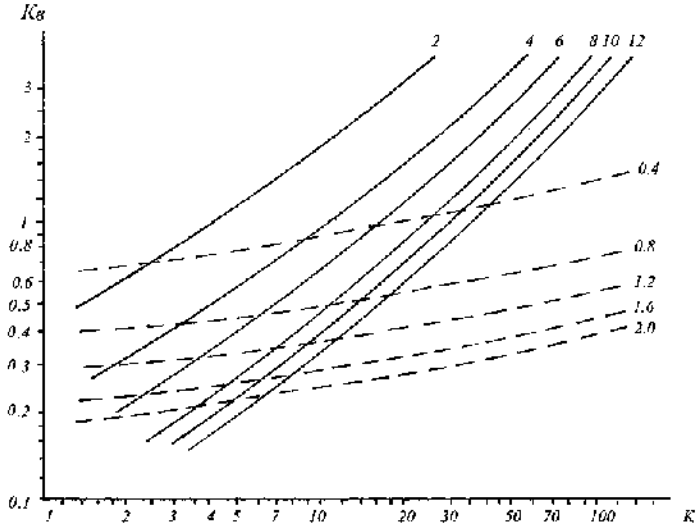


Рис. 5.36. Зависимость коэффициента водообмена ($K_в$) от удельных водосборов и средних глубин озер Карелии (—) и Казахстана (----)

Если рассматривать только полезный объем водохранилищ ($V_п$), то интенсивность водообмена ($K_{вп}$) должна заметно возрасти:

$$K_{вп} = V_{пр} / V_п . \qquad (5.105)$$

К числу основных факторов, влияющих на величину $K_в$ для водохранилищ, помимо указанных для озер, следует добавить вид регулирования стока. Значения интенсивности водообмена увеличиваются при изменении вида регулирования от суточного к многолетнему.

$$\gamma = (V_{пр} + V_{ос}) / (V_{ст} + V_{исп}), \qquad (5.106)$$

$$K'''_в = \gamma / V_0 . \qquad (5.107)$$

По интенсивности водообмена озёра и водохранилища занимают промежуточное положение между реками, водообмен которых более интенсивен и Мировым океаном с исключительно замедленным водообменом ($K_в$ < 0,00035). При этом выделяются две

отличающихся друг от друга группы водоёмов: транзитные ($K''_в > 100$) и аккумулятивные ($K''_в < 1$). Для первой группы характерно преобладание транзитных вод и зависимость гидрологического режима от величины водосборов, размеры которых могут в десятки и сотни превосходить площади самих водоёмов. В водоёмах второй группы преобладает аккумуляция вод и поступающих в водоём веществ, а в режиме важнейшее значение приобретают внутриводоёмные (лимнические) процессы. Между этими группами можно выделить промежуточные. Перечисленные принципы положены в основу классификации водоёмов по внешнему водообмену и с некоторыми сокращениями приведены в табл. 5.14.

Для бессточных озер $K''_в$ заменен показателем водообмена $K'_в$.

Приведённая классификация и принципы её построения имеют многоцелевое значение, в том числе для комплексной типизации континентальных водоёмов по их ведущим признакам, определяющим гидрологический и биологический режим озёр и водохранилищ, а также их лимнический тип.

Таблица 5.14

Классификация водоемов суши по внешнему водообмену (по Б.Б. Богословскому)

Класс	Водные объекты	Водообмен		Водоем
		$K''_в$	Период обмена	
1	2	3	4	5
Транзитные	Участки рек, малые водохранилища	От 100 до более 300	Часы, сутки	Водохранилища на реках Ю. Буг, Псел, Ворксла, Кура (Варваринское), Сырдарья (Фархадское)
Транзитно-аккумулятивные	Сильнопроточные и проточные озера и водохранилища	10–100	Недели, месяца	Озера Карелии. Водохранилища: Линдерское, Кудомгубское, Нотозеро, Ладиженское на р. Ю. Буг, Иваньковское, Угличское, Саратовское, Каневское, Запорожское
Аккумулятивно-транзитные	Средне- и слабопроточные озера и водохранилища	1–10	Месяцы, сезоны, год	Озера: Ильмень, Лача, Кубенское, Буртниеки, Воже, Выг, Галечское, Ловозеро Водохранилища: Горьковское, Пермское, Киевское, Рыбинское, Каховское

Окончание табл. 5.14

1	2	3	4	5
Аккумулятивные	1. Озера и водохранилища с замедленным водообменном	0,1–1	Годы, десятилетие	Озера: Чудско-Псковское, Селигер, Телецкое, Ханка, Балхаш. Водохранилища: Цимлянское, Бухтарминское, Братское, Капчагайское
	2. Сточные и бессточные озера с малым и исключительно малым водообменном	От 0,1 до менее 0,03	Десятки, сотни лет	Озера: Ладожское, Онежское, Арал, Байкал, Севан, Иссык-Куль, Каспий

5.2.3. Уровенный режим озер и водохранилищ

Уровни озер и водохранилищ, их режимные характеристики по генезису делятся на *статические (воднобалансовые)*, связанные с изменениями составляющих водного баланса и *динамические (деформационные)*, вызываемые действиями ветра, изменениями атмосферного давления и другими кратковременными, чаще всего погодными причинами. В первом случае уровни фиксируют изменение общих запасов воды в водоеме, во втором – при постоянных запасах происходит перераспределение воды по акватории. Уровенный режим водохранилищ дополнительно зависит еще и от режима работы гидроузлов. Вообще развивающаяся хозяйственная деятельность часто вносит свои изменения в естественный режим колебаний уровня.

Формирование и режим динамических уровней рассмотрен в разделах, посвященных движениям воды в водоемах. В настоящем разделе рассмотрены условия формирования режима статических уровней.

Механизм формирования уровней. Изменчивость составляющих водного баланса как в годовом, так и в многолетнем разрезе является главной причиной колебаний уровней. Однако часто в одних и тех же климатических условиях уровенный режим разных озер неодинаков, а ряды уровней имеют различную структуру. Как было отмечено выше, само соотношение составляющих водного баланса во многом определяется особенностями строения

озерных систем. Эти особенности влияют и на режим уровней, который различается размахом колебаний (амплитудами), продолжительностью периодов высокого и низкого стояния уровней (для многолетних рядов цикличностью, для внутригодовых изменений временем наступления экстремумов и др.). Ряды уровней также могут иметь различную асимметрию.

Формирование размаха колебаний связано с особенностями строения озерных котловин, которые всегда имеют наклонные берега, а площадь зеркала возрастает с ростом уровня. Поэтому поступающая в котловину вода ($V_{пр}$) приводит к повышению уровня, но до отметки, при которой возросшее за счет увеличения испаряющей поверхности испарение ($V_{исп}$) компенсирует приток. То же наблюдается при снижении притока и уменьшении площади зеркала. Поэтому размах колебаний для конкретных озер зависит от формы их котловин, от углов наклона береговых откосов в зоне колебаний уровня. Тем самым создаются условия амортизации уровней. Отсюда, бессточные озера, котловины которых имеют крутые береговые откосы, должны иметь большие амплитуды, чем котловины с пологими откосами. Если озеро сточное, то роль амортизатора дополнительно принимает на себя форма русла вытекающей реки, так как роль испарения в зоне распространения сточных озер расходной части баланса снижается, а доля стока по реке возрастает.

Наряду с климатическими особенностями и формами котловин на величину амплитуд влияют размеры удельных водосборов, наличие в бассейнах других озер и некоторых видов хозяйственной деятельности. На рис. 5.37 представлены зависимости средних многолетних амплитуд озер, расположенных в разных районах рассматриваемой территории, различающихся степенью увлажненности (модули стока), морфологией (высотные отметки) от удельных водосборов. Из рисунка следует, что при прочих равных условиях амплитуды, например озер Карелии, больше, чем озер равнинного Казахстана.

Формирование серий высокого и низкого стояния уровней, их продолжительности определяется способностью озер накапливать воду, что приводит к образованию внутрирядной связанности рядов. Мерой такой связанности можно считать первый коэффици-

ент автокорреляции [$r(1)$], который также отражает инерционность процесса колебаний. Чем меньше $r(1)$, тем больше предшествующих значений стояния уровней (H_{t-1}, H_{t-2}, …) участвует в формировании H_t , тем продолжительнее серии, тем длиннее циклы. При этом значения $r(1)$ связаны с величинами коэффициентов внешнего вогдообмена ($K_в$):

$$r(1) = 1 - (K_в / ф), \qquad (5.108)$$

где ф − эмпирический коэффициент, зависящий от строения озерной системы.

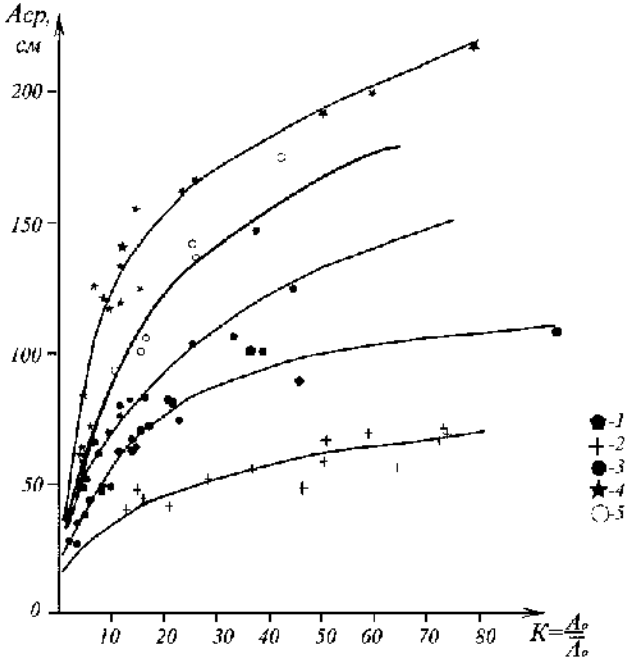


Рис. 5.37. Зависимости средних многолетних амплитуд колебаний уровней воды озер от их удельных водосборов. *1* – Лужско-Великолукская холмистая гряда; *2* – Северный Казахстан; *3* – Прибалтика; *4* – равнины полого-холмистых районов; *5* – Валдайская возвышенность

Чем длиннее серии, тем более сглаженным становится ряд уровней, тем четче проявляются низкочастотные колебания, тем вероятнее появление тренда – направления тенденции колебаний, представляющего собой ветви подъема или спада циклов более высоких порядков.

Если речь идет о многолетних колебаниях, то коэффициент асимметрии рядов уровней (C_s) также определяется местоположением озерной системы и опять формой котловины. Вероятность появления асимметрии в рядах уровней возрастает при уменьшении углов наклонов береговых откосов котловин или русел вытекающих рек.

В общем виде структуру рядов уровней можно представить как:

$$y(t) = m(t) + m'(t) + \varepsilon, \qquad (5.109)$$

где $m(t)$ – медленно меняющаяся функция, переменное математическое ожидание; $m'(t)$ – разночастотные циклические колебания; ε – случайная компонента.

На рис. 5.38 представлены многолетние ряды уровней озер, расположенных в разных физико-географических условиях, различающихся строением озерных систем и, следовательно, величинами $K_в$, $r(1)$. Для сточных озер зоны избыточного увлажнения за 100–150 лет установлены циклы продолжительностью от 5–6 до 28–30 лет. Тренды слабо выражены и достаточно четко прослеживаются лишь на крупных водоемах. На озерах зоны недостаточного увлажнения продолжительность циклов возрастает до 40–42 и 60 лет. Более четко выражены тренды, которые могут иметь разные знаки. Считается, что эти тренды можно рассматривать как индикаторы тенденций в изменениях климата в рамках продолжительности анализируемых рядов. Специальные способы фильтрации временных рядов, разработанные математиками, дают возможность показать структуру многолетних рядов уровней, представленную в п. 1.4.2. Например, для сточного Ладожского озера четко прослеживаются три составляющие: тренд, показывающий многолетнее снижение уровня, 28–30-летние циклы и случайные колебания. Для бессточного оз. Алаколь, расположенного в центре Азии, четко выражен положительный тренд, 60-летние циклические колебания и случайные компоненты.

Анализ более продолжительных рядов наблюдений, а также различные косвенные признаки, позволили А.В. Шнитникову обнаружить более продолжительные циклы колебаний увлажненности и уровней озер, например вековые, 1850-летние.

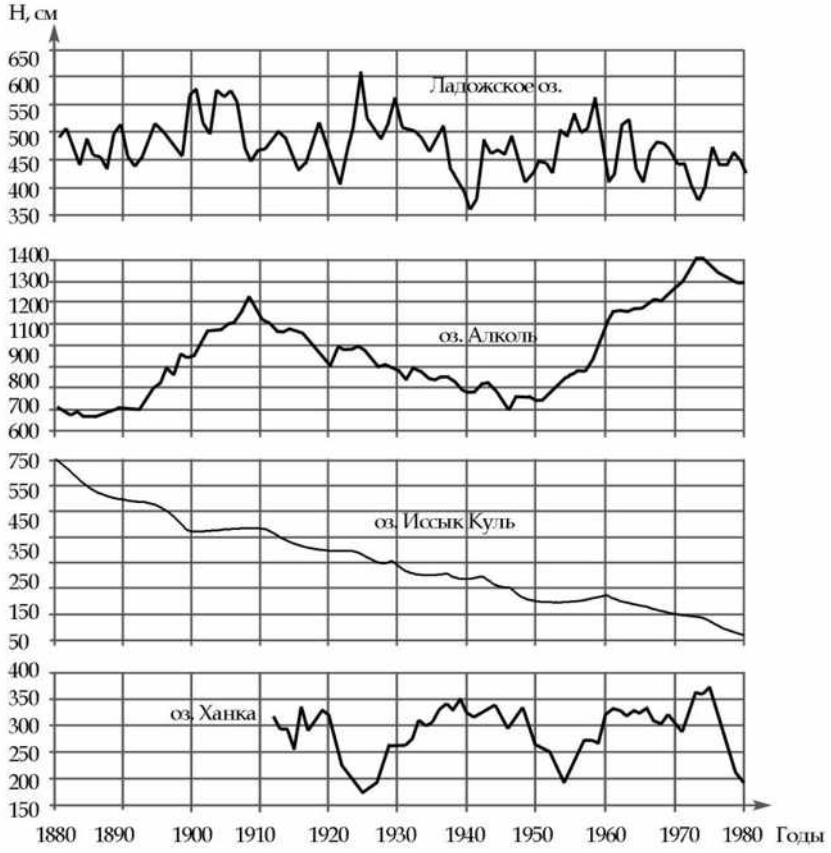


Рис. 5.38. Многолетние колебания уровней разнотипных озер

Внутригодовые колебания уровней также определяются поступлением и расходованием воды в озере, т.е. водным балансом. Также большую роль играет местоположение озерной системы и соответствующее ему внутригодовое распределение стока рек. В этом случае внутригодовое распределение уровней озер близко распределению речного стока, особенно при больших удельных водосборах. Однако отмеченная выше инерционность в колебаниях уровней озер, зависящая от $K_в$, также приводит к сглаживанию рядов и смещению экстремумов в сторону запаздывания Например, максимальный уровень как правило, не совпадает с моментом

наибольшего притока воды в озеро, а наблюдается в момент наступления равенства между приходом и расходом воды из него. На рис. 5.39 представлены примеры внутригодовых колебаний уровней разнотипных озер.

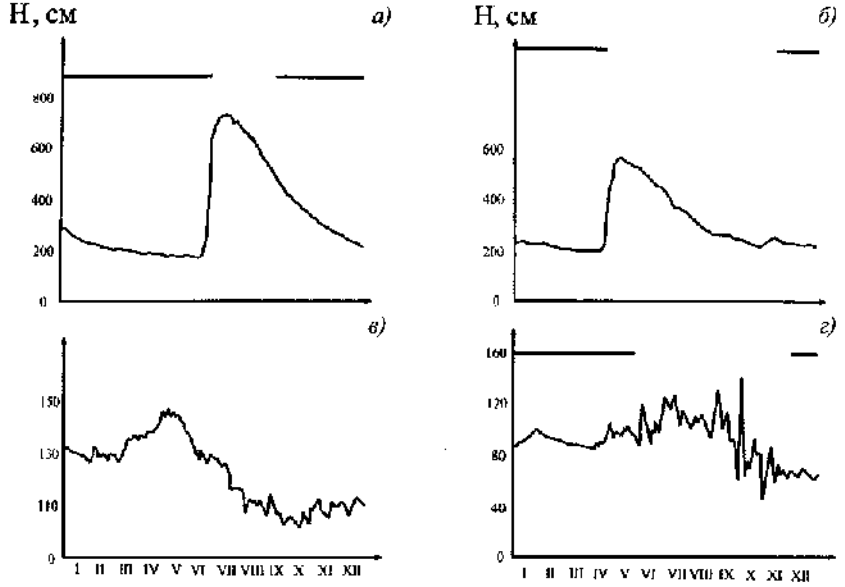


Рис. 5.39. Внутригодовые колебания уровней разнотипных озёр.
а – Таймыр (1973 г.), *б* – Ильмень (1951 г.), *в* – Ханка (1949 г.), *г* – Кучук (1971 г.)

В озёрах арктической и субарктической зон внутригодовые колебания зависят, главным образом, от притока речных вод, сформированных талыми и дождевыми водами. Испарение в этих зонах несущественно, поэтому максимум наполнения озера приходится на весну. Спад уровней нарушается летне-осенними дождями, а минимум наступает в конце зимы или начале весны (рис. 5.39, *а*).

В озёрах умеренной зоны континентального климата также отчётливо выражена фаза весеннего подъёма уровней, а спад происходит более интенсивно в связи с увеличивающимся испарением в летние месяцы, отсюда на малых и средних озёрах этой зоны, наряду с минимумом в конце зимы, возможен второй минимум – в летне-осенний период. На озёрах этой зоны в конце осени – начале зимы наблюдается и второй максимум, связанный с осенними дождями (рис. 5.39, *б*).

В областях муссонного климата высокое стояние уровня наблюдается летом и осенью и связано с большим количеством атмосферных осадков и реками дождевого питания (рис. 5.39, *г*). В условиях засушливого климата во внутригодовых колебаниях уровня существенное значение приобретает испарение. В степной и полупустынной зонах Северного полушария, где летом практически отсутствуют осадки, а питание озёр происходит за счёт талых вод весной, подъём уровня происходит интенсивно. Уже весной наблюдается максимум, а затем также интенсивно уровень понижается за счёт высокого испарения (рис. 5.39, *д*). Очень часто, особенно малые озёра, летом пересыхают. И лишь в крупных озёрах и озёрах со значительной долей подземного питания вода сохраняется в течение всего года.

Для озёр с ледниковым питанием характерен летний максимум уровня, связанный с таянием ледников и снежников в горах. Для высокогорных озёр, где испарение относительно невелико, максимальный уровень приходятся на летний период (Иссык-Куль). Для озёр, расположенных на равнинах, но питающихся водами рек, стекающими с гор (полизональные озёрные системы), испарение играет заметную роль и, несмотря на увеличивающийся летом приток, он уравновешивается возрастающим испарением, и уровни начинают снижаться и достигают минимума осенью. К озёрам такого типа относятся Аральское море, Балхаш и др.

Для водохранилищ ход уровня воды внутри года и его годовая амплитуда определяется в первую очередь характером регулирования стока на гидросооружениях. В отличие от естественных озёр на водохранилищах искусственно устанавливаются уровни, соответствующие определённым фазам гидрологического режима, так называемые проектные уровни (рис. 5.40).

К ним относятся нормальный подпорный уровень (НПУ), соответствующий многолетнему уровню озёр, относительно которых происходят колебания внутри года. Максимальные уровни, стоящие выше НПУ, называются форсированным подпорным уровнем (ФПУ), который может поддерживаться в течение непродолжительного времени при высоких половодьях и паводках. Уровни, формирующиеся при сработке запасов воды в водохранилище, делятся на уровень ежегодной сработки (диспетчерский уровень),

проектный уровень наибольшей сработки, который достигается только в маловодные годы и уровень мертвого объема (УМО), ниже которого водохранилище, как регулятор стока, теряет смысл. Интенсивность накопления воды и ее сработки определяется, в первую очередь, целевым назначением водохранилища. Это предопределяет широкий диапазон в амплитудах уровня воды, сроках накопления и сработки запасов воды, а следовательно, и времени наступления характерных фаз уровня. Важную роль при этом играет и местоположение водохранилища, которое определяет режим поступления воды (весенние талые воды, дождевые паводки, время года и т.п.), и виды регулирования. Для внутригодового хода уровня воды водохранилищ сезонного и многолетнего регулирования характерен быстрый подъем в период накопления и плавный спад в течение остальной части года. Такие плавные колебания нарушаются в водохранилищах суточного регулирования. Годовые амплитуды колебаний уровня водохранилищ значительно выше, чем у естественных озер, и изменяются от 6–8 м на крупных равнинных водохранилищах, до 2–3 м – на малых, а на горных достигают даже 50–90 м. Создание озерно-речных водохранилищ приводит к увеличению амплитуд регулирующих озер более чем в 2–3 раза. Водохранилища, находящиеся в каскаде, как правило, имеют меньшие амплитуды, чем одиночные водохранилища за счет регулирования стока вышележащими водохранилищами (рис. 5.41).

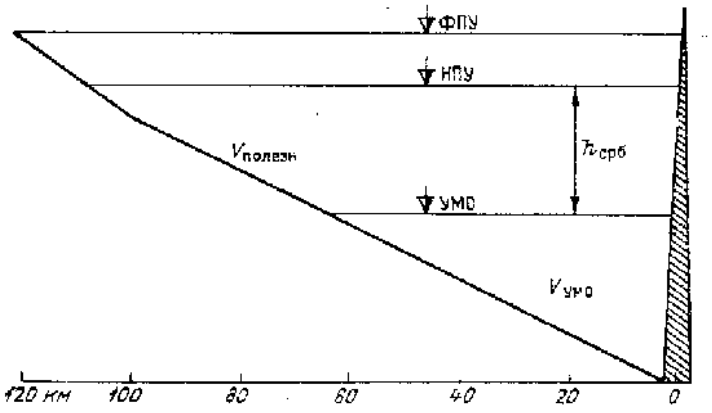


Рис. 5.40. Характерные уровни водохранилища

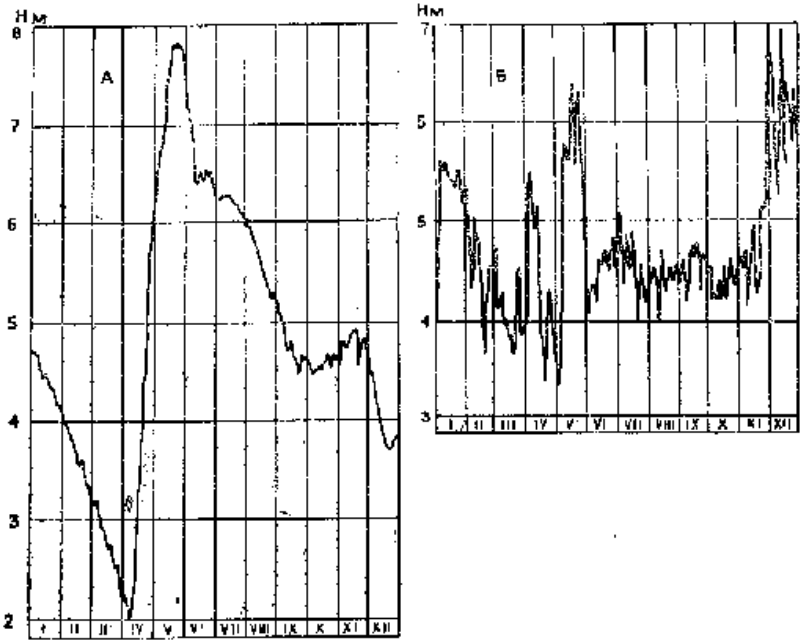


Рис. 5.41. Годовой ход уровня одиночного водохранилища в районе переменного подпора (*а*) и водохранилища с зарегулированным притоком вышележащих ГЭС (*б*)

В настоящее время многие озера превращены в водохранилища, при постройке плотин в истоках вытекающих рек. Таких водохранилищ много в Карелии, на Северо-западе России и в других районах рассматриваемой территории. В связи с этим, водный режим озер, и прежде всего ход уровней воды, изменяются. На рис. 5.42 в качестве примера представлены совмещенные графики колебаний уровней воды некоторых озер Карелии, в естественном и зарегулированном состоянии.

На рисунке представлены одиночные озера и входящие в каскад водохранилищ. Обращает на себя внимание заметное понижение уровней водохранилищ по отношению к озерным в апреле, в начале половодья. В конце половодья и в летне-осенний период уровни повышаются, происходит наполнение водохранилищ.

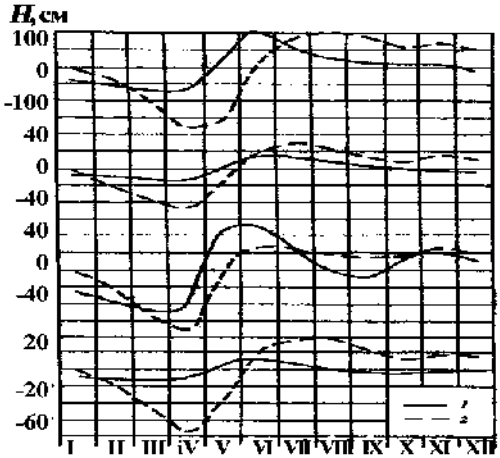


Рис. 5.42. Графики колебаний уровней озер в естественном (*1*) и зарегулированном (*2*) состояниях.
а – оз. Ковд-озеро, *б* – оз. Топ-озеро, *в* – оз. Пя-озеро, *г* – оз. Сандал

5.2.4. Термический режим озёр и водохранилищ

Тепловой баланс водоёмов. Озёра и водохранилища, расположенные в различных частях земного шара, нагреваются и охлаждаются по-разному, различна и температура воды, её режимные характеристики. Многие озёра и водохранилища зимой покрываются ледяным покровом, время существования которого во многом определяется широтой местности и высотным положением водоёмов. Термическое состояние водоёмов является важнейшим лимитирующим фактором их экосистем, определяет многие процессы, происходящие в этих водных объектах, термический режим вытекающих рек и т.п. Процессы нагревания и охлаждения поверхности воды влияют на величину испарения, на некоторые виды циркуляционных процессов, перемещение масс воды в водоёмах и т.п. Поэтому вопрос термического состояния озёр и водохранилищ – один из важнейших.

Изменение условий нагревания и охлаждения водоёмов в основном определяется теплообменом, постоянно совершающимся между водной массой и атмосферой. Однако строение котловин, их форма и размеры определяют различную реакцию водоёмов на эти климатические сигналы. Например, при увеличении площади

зеркала возрастает интенсивность ветровой деятельности, а вместе с ней и процессы динамического перемешивания. Возрастание глубин приводит к увеличению зоны низких температур воды. Заметное влияние на термический режим оказывают расчленённость береговой линии, наличие островов и др.

Процессы теплообмена наиболее интенсивно развиваются в самых поверхностных частях водоёмов на границе «вода–воздух», а перенос тепла в более глубокие его слои осуществляются путём как непосредственного проникновения солнечной энергии в воду, так и процессами перемешивания. При неподвижной воде в зависимости от её мутности и цвета на глубину 1 м доходит до 30 % приходящей к поверхности лучистой энергии, на глубину 5 м – до 5 %, а уже на глубине 10 м её величина практически равна 0. Однако такая общая закономерность нарушается при перемешивании, и поверхностные воды могут проникать на глубину. Так как эти процессы в реках и озёрах протекают по-разному, то и распределение тепла в этих водных объектах различно. При этом большую роль играют особенности связей температуры и плотности воды, которые показаны в п. 2.1.3.

Ледяной покров и снег на его поверхности кардинально меняют тепловой режим водоёмов. Уже при толщине льда и снега 10–20 см практически прекращается теплообмен между атмосферой и водной массой водоёма, и лишь в конце зимы, когда снег сходит, возможно проникновение сквозь лёд некоторого количества радиации, что приводит к незначительному нагреванию воды подо льдом.

Основные источники нагревания и охлаждения водоёмов представлены их тепловым балансом, уравнение которого за время T имеет вид:

$$d\theta/dT = \theta_{пр} - \theta_{эф} \pm \theta_{тт} \pm \theta_{дно} \pm \theta_{р} \pm \theta_{исп} \pm \theta_{т}, \qquad (5.110)$$

где $\theta_{пр}$ – прямая и рассеянная солнечная радиация; $\theta_{эф}$ – эффективное излучение; $\theta_{тт}$ – турбулентный теплообмен с атмосферой; $\theta_{дно}$ – теплообмен с дном; $\theta_{р}$ – поступление тепла и его удаление с водой по втекающим и вытекающим рекам; $\theta_{исп}$ – тепло, затрачиваемое на испарение и выделяемое при конденсации; $\theta_{л}$ – тепло,

затрачиваемое на таяние льда и выделяемое при его образовании; $\theta_т$ – изменение теплосодержание водной массы.

В уравнении (5.110) представлены лишь основные составляющие баланса. Помимо приведённых существует большое количество и других составляющих, значения которых при нагревании и охлаждении водоёмов существенно меньше, но при определённых условиях они могут быть значимыми. К ним можно отнести тепло, приносимое грунтовыми водами, тепло, выделяемое или затрачиваемое при образовании и таянии льда, при биологических и биохимических процессах и др. Часто заметную роль в тепловом балансе играют антропогенные источники тепла. Например, сброс подогретых вод ГРЭС.

Доля тепла, получаемого от того или другого источника, зависит от метеорологических условий, меняется от сезона к сезону и определяется продолжительностью выбранного временного интервала. При этом большую роль в соотношении элементов баланса играют строение котловин и особенно их размеры. Крупные водоёмы, аккумулирующие большие запасы тепла, обладают высокой тепловой инерцией. В замерзающих водоёмах в тёплую часть года тепло поступает через открытую поверхность воды, и основным источником тепла является $\theta_{пр}$, который может достигать 90–98 % всей приходной части баланса. Основные потери тепла в хорошо прогреваемых водоёмах засушливой зоны формируются при испарении и могут достигать 60–70 %, в то же время на водоёмах, расположенных в более увлажнённых районах, эти величины заметно ниже. Поступление тепла по рекам для крупных глубоких озёр составляет не более 2–3 %, но для малых озер эта величина может достигать 50–60 %. Такие же значения характерны и для долинных водохранилищ, но эти значения могут увеличиваться при возрастании внешнего водообмена Теплообмен с дном становится заметным в зимний период. Пример соотношения элементов теплового баланса для различных озер и для разных сезонов проведен в табл. 5.15.

Таким образом, знак теплового баланса, показывающий нагревание или охлаждение воды, зависит, в первую очередь, от широты, высоты местности и времени года.

Таблица 5.15

Составляющие тепловых балансов озер за периоды нагревания и охлаждения (МДж /м^2) (по данным А.И. Тихомирова)

Период	$\theta_{пр} - \theta_{эф}$	LE	$\theta_{тт}$	$\theta_{лед}$	$\theta_{дно}$	$\theta_{р}$	$\theta_{т}$	$\Delta\theta$
Телецкое озеро								
IV-VIII	2620	–381	402	–134	0	–	–2380	130
IX-III	–549	–1070	–1050	134	0	–	2380	–155
Год	2070	–1450	–645	0	0		0	–25,1
Ладожское озеро								
IV-VIII	1660	–235	251	–184	–33,5	–	–1500	–37,7
IX-III	–348	–679	–658	184	33,5	–	1500	33,5
Год	1320	–913	–406	0	0		0	–4,19
Озеро Байкал								
III-IX	2940	–427	452	–285	0	–	–2550	8,38
X-II	–616	–1200	1180	285	0	–	2510	–37,7
Год	2320	–1630	–725	0	0		0	–29,3

Принципы расчетов составляющих теплового баланса водоемов. Различные размеры, строение котловин, количество и качество воды водоемов предопределяют их неодинаковую реакцию на поступающее тепло. Поэтому известные приемы определения составляющих теплового баланса водной поверхности вообще всякий раз требуют определенной корректировки. Как было показано, главным источником тепла является прямая и рассеянная солнечная радиация, всегда имеющая знак «плюс». Однако в нагревании поверхностного слоя воды участвует поглощенная радиация, определяемая как

$$\theta_{пр} = \theta_0(1-r)[1-N_0(1-k)], \qquad (5.111)$$

где θ_0 – прямая и рассеянная радиация, поступившая к поверхности водоема; r – альбедо водной поверхности; N_o – общая облачность в долях единицы; k – коэффициент, зависящий от широты местности. Значения $к$ изменяются от 0,33 на 40 ^{o} северной широты до 0,50 на 70 ^{o}.

При определении $\theta_{пр}$ следует иметь в виду, что количество суммарной солнечной радиации может заметно отличаться от ее количества поступающей на окружающую водоем территорию. Различие будет тем значительнее, чем больше площадь водоема. При очень больших площадях величина суммарной солнечной радиации над водной поверхностью может быть на 5–10 % больше,

чем над сушей. Это связано главным образом с особенностями распределения облачности над водоемом.

Величина альбедо поверхности озер и водохранилищ играет важную роль при оценке $\theta_{пр}$. При этом для конкретных водоемов значения *r* зависят от целого ряда факторов, которые можно разделить на внешние и внутренние. К внешним следует отнести: высоту солнца, облачность, соотношения прямой и рассеянной радиации; к внутренним характеристики водоемов: глубины, прозрачность воды, степень волнения. Главным фактором, оказывающим наибольшее влияние на величину *r*, является высота солнца. Все перечисленные факторы не остаются постоянными в течение года и даже в течение суток. Поэтому значение альбедо – величина переменная, ее месячные значения могут изменяться от менее 0,1 в летние месяцы до 0,7 – в зимние. В табл. 5.16 приведены месячные значения *r* для различных водоемов.

Таблица 5.16

Значения альбедо для суммарной радиации (%) за многолетний период (по А.И. Тихомирову, Т.В. Кирилловой)

Водоем	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Ладожское озеро	39	44	50	31	10	9	9	9	10	10	15	26
Онежское озеро	59	67	69	44	9	6	6	7	8	11	13	32
Озеро Севан	–	–	–	–	10	9	8	10	12	13	–	–
Рыбинское вдхр.	–	–	–	–	–	8	8	8	10	13	–	–

Из таблицы следует, что в среднем значения альбедо в теплую часть года достаточно близки между собой, хотя разница иногда превышает 20 %. Заметно различаются величины *r* в холодную часть, что связано с особенностями ледового режима разных водоемов.

Так как альбедо зависит от большого количества факторов, были попытки при расчетах учесть их. Например, В.Н. Адаменко и др. приводит уравнение для определения *r* в виде:

$$r = 22{,}4 + 0{,}02h_c - 0{,}6N - 2{,}2h - 0{,}005M - 1{,}9Z - 0{,}07G, \qquad (5.112)$$

где h_c – высота солнца; N – облачность; h – высота волнения; M – мутность воды; Z – прозрачность воды по диску Секки; G – цветность воды.

Однако не все перечисленные параметры в настоящее время можно доступно определить. Поэтому разрабатываются более простые формулы для определения альбедо. Например, формула Пивоварова и др., где используется лишь один аргумент – высота солнца (h_c):

$$r = a/(b + \sin h_c), \qquad (5.113)$$

где a и b – эмпирические параметры.

Имеется также целый ряд формул для определения альбедо, где наряду с основным аргументом – высотой солнца, поочередно включаются вторые переменные: волны, прозрачность воды, облачность и др.

Наряду с изменениями альбедо внутри года, величина r непостоянна и в течение суток. Максимальные значения r при ясном небе приходятся на утренние и вечерние часы при высоте солнца 5–7 °, а минимум наблюдается в полдень. В условиях пасмурной погоды значения r могут изменяться.

Особенности расчета эффективного излучения водоемов также связаны с особенностями распределения облачности над ними. Различия $\theta_{эф}$ для водоемов и окружающей местности значимы лишь для крупных озер и водохранилищ. Эффективное излучение представляет собой разность между встречным излучением атмосферы и собственным излучением водной поверхности. Так как излучение воды, как правило, больше излучения атмосферы, то величина $\theta_{эф}$ всегда имеет знак «минус». В символической форме уравнение для определения эффективного излучения можно записать:

$$E_{эф} = (E_в - E_о)\, A\, (N, t^0, e), \qquad (5.114)$$

где $E_в$, $E_о$ – длинноволновое излучение соответственно водной поверхности и облаков; N, t^0, e – параметры, входящие в формулу: облачность, температура, влажность воздуха, соответственно.

Важным фактором в формировании теплового режима водоема является теплозапас всей его водной массы, а также количество тепла, приносимое по впадающим в водоем рекам и выносимое по вытекающей реке. Количество тепла, содержащееся в водоеме ($\theta_в$) и определяющее его тепловую инерцию, рассчитывается по формуле теплового стока рек (5.70):

$$\theta_в = t^o V \rho C_p, \qquad (5.115)$$

где t^o – температура воды; V – объем водной массы; ρ – плотность воды; c_p – удельная теплоемкость воды.

Так, холодноводное оз. Байкал за счет очень большого объема водной массы при t^o = 3 ^{o} С имеет теплозапас 28,9 10^9 Мдж, в то время как теплозапас Куйбышевского водохранилища, расположенного в условиях более теплого климата, при t^o = 10 ^{o} С, но имеющего значительно меньший объем воды, равен 2,34 10^9 МДж.

Изменение количества тепла в водоеме, определенное за некоторый промежуток времени, представляет собой *тепловой бюджет* водоема. Обычно оцениваются: годовой, сезонный или месячный тепловые бюджеты.

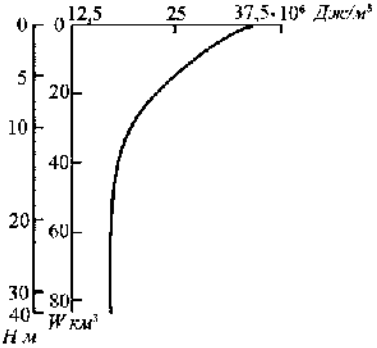


Рис. 5.43. Объемная кривая для определения теплозапасов одного из районов Онежского озера

Определить тепловой запас и тепловой бюджет водоема можно с помощью объемной шкалы кривой $V = f(H)$ и кривой распределения температуры воды по глубине $t^o = f(H)$. Известно, что для пресной воды ρ и c_p равны 1,0, тогда согласно (5.115) для единицы объема единичный теплозапас (q) равен температуре воды (рис. 5.43). Отсюда

$$\theta = \int_0^H q dt. \qquad (5.116)$$

Объемная кривая может быть полезной и при определении, например, запасов кислорода в водоеме. Для этих целей необходимо иметь распределение O_2 по глубине.

Годовой термический цикл. Особенности нагревания и охлаждения различных водоёмов, расположенных в разных физико-географических зонах, в результате поступления и отдачи тепла через водную поверхность и перераспределения его в водной массе, отражается в формировании разных типов термического режима. При этом термический режим, связанный в первую очередь с характером изменения температуры воды по глубине (термическая стратификация), образует годовой термический цикл (рис. 5.44).

За этот период в водоёмах наблюдается три основных вида термической стратификации: обратная (увеличение температуры с глубиной), прямая (уменьшение), гомотермия (одинаковая температура по всей глубине). В некоторых случаях наблюдается смешанная стратификация, когда, например, в верхних слоях водоёма имеет место гомотермия, а в нижних – прямая или обратная. Такое сложное распределение температур, а следовательно, и плотности воды, приводит к возникновению циркуляционных процессов – движению водных масс.

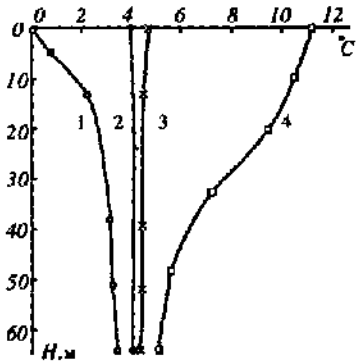


Рис. 5.44. Изменение температуры воды с глубиной (оз. Кроноцкое. Камчатка)

Выражение вертикального градиента температуры воды при установившемся тепловом потоке на глубине H имеет вид:

$$\theta_{н} = -C_p \rho K_{н} (dt^{o} / dH), \qquad (5.117)$$

где $\theta_{н}$ – вертикальный тепловой поток (см/ с см^2) через горизонтальную поверхность; $K_{н}$ – коэффициент турбулентной теплопроводности; (dt/dH) – вертикальный градиент температуры; C_p – удельная теплоемкость воды; ρ – плотность воды. Знак «минус» показывает убывание температуры с глубиной, т.е. тепловой поток направлен от поверхности вглубь. И, наоборот, при возрастании температуры с глубиной тепловой поток положителен, т.е. направлен из воды в атмосферу. Для пресной воды коэффициент турбулентной теплопроводности равен:

$$K_{н} = \theta_{н} / (dt^{o} / dH). \qquad (5.118)$$

Из уравнения следует, что формирование той или иной стратификации определяется величиной теплопотока, его знака и коэффициента турбулентной теплопроводности.

Важную роль в этом играет ветер, воздействующий на открытую водную поверхность. В зависимости от вида стратификации

эти движения приводят к перемешиванию воды (миктичность, от англ. *mix* – перемешивать) во всём водоёме или в его части. Однако интенсивность перемешивания зависит не только от скорости ветра, но и от сопротивления водной массы перемешиванию. Это сопротивление возрастает, когда более плотные (холодные) слои воды подстилают менее плотные. Количественно это можно оценить с помощью коэффициента устойчивости водных масс (*D*):

$$D = (d\rho / dH)10^{-8}, \qquad (5.119)$$

где $d\rho / dH$ – приращение плотности воды по глубине *H*.

Чем выше положительные значения *D*, тем больше сопротивление воды перемешиванию. В случае отрицательных *D* возникает свободная конвекция, и более тяжёлые вышележащие слои воды будут опускаться вниз.

Продолжительность периодов существования той или иной стратификации, момента их наступления зависит от времени года, географической широты местности, а также от объёма водной массы озёр и водохранилищ и особенностей морфологии их котловин.

Период зимнего охлаждения происходит в условиях отрицательного теплового баланса. При этом происходит быстрое охлаждение поверхности воды путем теплопотерь, которое приводит к формированию обратной температурной стратификации – увеличению температуры с глубиной (рис. 5.44, *1*). При установлении ледяного покрова интенсивность охлаждения замедляется. Для глубоких замерзающих озер температура воды по глубине изменяется от температуры замерзания у поверхности до 4 ^{o} у дна. Для очень глубоких водоемов хорошо выраженная обратная стратификация распространяется до глубин, ниже которых температура 4 ^{o} остается постоянной. Например, для Ладожского озера и оз. Байкал эта глубина составляет 100–150 м. Для мелких озер, открытых воздействию ветра в условиях интенсивного перемешивания, температура воды у дна меньше 4 ^{o}. Так, для оз. Ильмень, максимальная глубина которого не более 10 м, к моменту его замерзания температура у дна не превышает 1 ^{o}.

Период весеннего нагревания начинается с момента установления положительного теплового баланса, при котором поток тепла направлен в воду. Этот период на замерзающих водоемах начи-

нается еще при наличии ледяного покрова, после схода снега. В этом случае проникающая через лед радиация нагревает поверхностные слои воды, температура которых повышается и распространяется в глубину при исчезновении ледяного покрова. Для мелких водоемов температура по всей толще воды становится равной температуре воды у дна, для глубоких эта температура составляет примерно 4 °. Такое распределение температуры воды по глубине носит название *гомотермия* (рис. 5.44, *2*). Установлением такой стратификации заканчивается период весеннего нагревания. Характерной особенностью этого периода является интенсивная конвективно-ветровая циркуляция, вначале охватывающая верхнюю часть, а затем всю толщу воды. Для очень глубоких водоемов такое перемешивание распространяется до глубин 200–250 м. Согласно уравнению (5.118) при $(dt^0/dH) = 0$, при любых значениях O_H величины коэффициента турбулентности K_H достигают максимума. В этом случае даже небольшое воздействие ветра приводит к интенсивному перемешиванию воды. Кроме того, согласно (5.119), в рассматриваемых условиях минимальными становятся коэффициенты устойчивости *D*.

Период летнего нагревания начинается сразу после установления гомотермии, когда продолжающееся нагревание воды приводит к формированию прямой температурной стратификации – уменьшению температуры с глубиной (рис. 5.44, *4*). Из-за постоянного движения воды вид зависимости $t^o = f(H)$ представляет кривую линию различной формы. Однако если принять коэффициент турбулентности весьма малым, то распределение температуры по глубине следует распределению лучистой энергии, которая изменяется по экспоненциальному закону Бугера–Ламберта.

$$\theta_н = \theta_0(1-r)e^{-\alpha H}, \qquad (5.120)$$

где θ_0 и $\theta_н$ – суммарная радиация, пришедшая на поверхность водоема и на глубину *H*; *r* – альбедо водной поверхности; α – коэффициент ослабления радиации; *e* – основание натуральных логарифмов.

Величина коэффициента ослабления зависит от состояния воды и, прежде всего, от ее прозрачности. Ориентировочно величину α можно определить по формуле Ф.Э. Арэ и Д.Н. Толстякова:

$$\alpha = (2{,}39/\sqrt{z}) + 0{,}38, \qquad (5.121)$$

где z – прозрачность воды по диску Секки.

Имея данные о прозрачности воды, альбедо ее поверхности и суммарной радиации, можно рассчитать проникающую на разные горизонты величину $\theta_н$ (рис. 5.45).

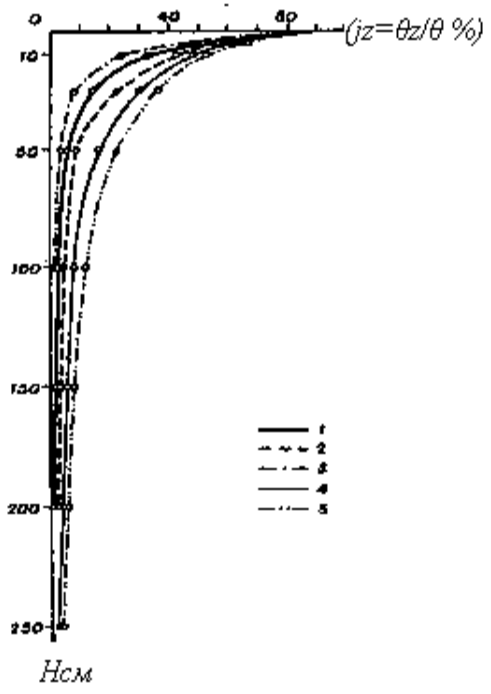


Рис. 5.45. Зависимость коэффициента пропускания ($j_Z = \theta_Z/\theta$ %) j от глубины озера Б. Чаны (различные плесы 1, 2, 3 …)

При принятых условиях подобным образом изменяется по глубине теплопоток и, следовательно, температура воды.

Ветровая деятельность искажает установленное распределение тепла, перемешивая поверхностные слои воды. Глубину этого перемешивания (Z) с учетом коэффициента устойчивости (D) можно определить, например, по формуле Киткина:

$$Z = aU / D^{0,5}, \quad (5.122)$$

где U – скорость ветра; a – эмпирический коэффициент.

Чем выше скорость ветра и меньше коэффициент устойчивости, тем на большую глубину происходит перемешивание. В этом случае кривая стратификации принимает сложный вид, и вся толща воды разбивается на три вертикальные термические зоны.

Верхняя зона характеризуется малыми градиентами температуры или их отсутствием и носит название *эпилимнион*, средняя –

с высокими градиентами – *металимнион* или *термоклин* или *температурный скачок*, нижняя также с малыми градиентами – *гиполимнион*. При этом эпилимнион является слоем перемешивания, а металимнион – эффективный барьер, затрудняющий смешение вод эпилимниона и гиполимниона (рис. 5.46).

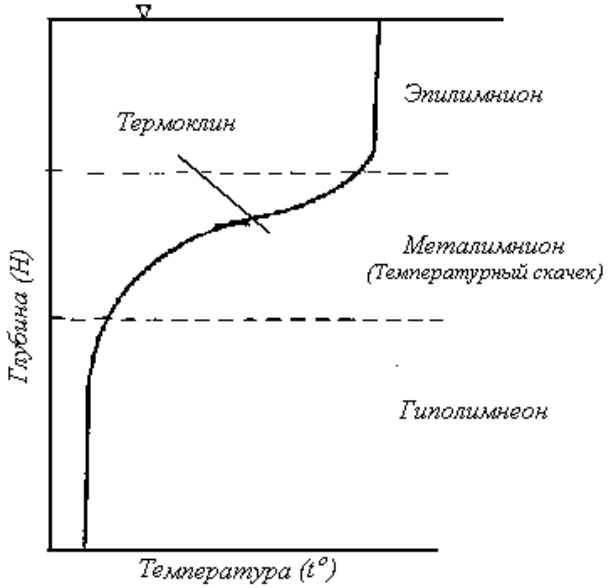


Рис. 5.46. Термические зоны в водоеме в период летнего нагревания воды

Толщина этих вертикальных слоев зависит от размеров водоемов и интенсивности ветровой деятельности. Для крупных глубоководных водоемов эпилимнион может достигать 20–30 м. Мелкие водоемы могут быть перемешаны до дна и для них типична летняя гомотермия. В условиях неустойчивой погоды (различные ветры, температуры) в водоеме может возникнуть второй, третий слои металимниона. В течение лета температурный скачок опускается на большую глубину и к началу осеннего охлаждения исчезает. *Период осеннего охлаждения* начинается с момента появления отрицательного теплового потока, направленного из воды в атмосферу, и заканчивается установлением температуры наибольшей плотности по всей глубине – осенней гомотермией (рис. 5.44). Температура, при которой наступает осенняя гомотермия, время ее

наступления зависит от метеорологических условий, температуры гиполимниона и глубины водоема. Чем меньше глубина и выше температура гиполимниона при одинаковых метеорологических условиях, тем раньше наступает гомотермия и тем выше температура, при которой это происходит. В период осеннего охлаждения, так же как и в весенний период, снижается устойчивость водных масс, возрастает коэффициент турбулентности и активизируется конвективно-ветровая циркуляция.

В процессе нагревания и охлаждения водоемов в течение года, помимо различий температуры по вертикали имеет место ее горизонтальная неоднородность. В водоемах, для которых характерно наличие мелководных и глубоководных участков, этот процесс происходит с различной интенсивностью и в разные сроки. Поэтому в мелководной зоне в начальный период летнего нагревания формируется прямая стратификация, в то время как в глубоководной зоне все еще существует обратная. Такое явление предопределяет наличие между этими зонами вертикального слоя воды с температурой наибольшей плотности, который называется термический бар. *Термобар* является своеобразным тепловым барьером, который разделяет водоем на теплоактивную (ТАО) и теплоинертную (ТИО) зоны (рис. 5.47). Поэтому циркуляционные и связанные с ними физико-химические и гидробиологические процессы в этих зонах имеют свои особенности и различия. Осенью наблюдается обратный процесс.

Продолжительность существования термобара зависит от размеров водоема и мелководий. Например, для Ладожского озера термический бар наблюдается в течение полутора месяцев и весной и осенью, потом температурные стратификации выравниваются, и термобар исчезает.

Ледовые явления на водоемах. В период зимнего охлаждения, когда температура поверхности воды понижается до 0 °, появляются ледовые образования. Необходимым условием начала ледообразования в водоемах, так же как и на реках, является переохлаждение поверхности воды. В озерах и водохранилищах механическим фактором, разрушающим образующийся ледяной покров, является ветровое волнение. Поэтому в уравнении (5.73) для определения интенсивности ледообразования (P_o) коэффициент турбу-

лентной теплопроводности следует выразить через высоту волн ($h_в$) и их период ($\tau_в$). Тогда для условий поверхности водоема это уравнение будет иметь вид

$$P_0 = \theta_а / h_с \sqrt{\alpha_\tau / \tau_в}, \qquad (5.123)$$

где $\theta_а$ – теплообмен с атмосферой; $\tau_в$ – длительность периода замерзания; α – коэффициент.

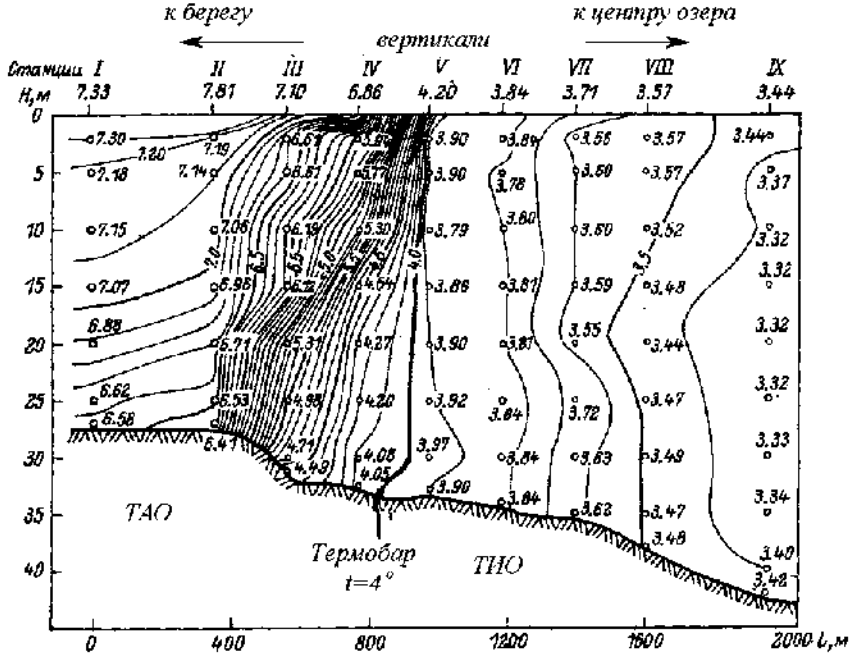


Рис. 5.47. Формирование термобара на Ладожском озере 30 мая 1959 г. (по А.И. Тихомирову)

Зная $P_о$, можно определить длительность периода замерзания (рис. 5.48).

Процесс образования ледяного покрова на водоемах происходит в той же последовательности, что и на реках. Первичными формами льда являются ледяные кристаллы и сало, образующиеся в первую очередь у берегов, где охлаждение воды вследствие малых глубин происходит быстрее, чем в открытой части водоема. Это следует из формулы, указывающей время выхолаживания столба воды высотой H до 0 °.

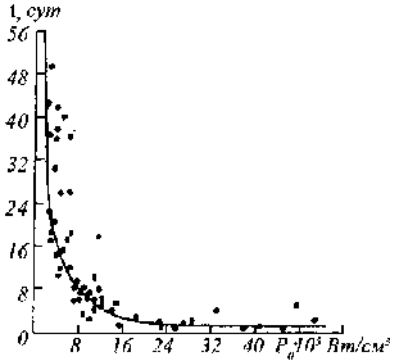


Рис. 5.48. Зависимость длительности периода замерзания от интенсивности ледообразования в поверхностном слое (по Р.В. Донченко)

$$\tau = Ht_0^{o} / \theta, \qquad (5.124)$$

где θ – теплообмен с атмосферой; t_0^{o} – температура воды на вертикали в начальный момент времени.

При дальнейшем охлаждении вдоль берега образуются забереги. По мере возрастания интенсивности теплоотдачи забереги растут в направлении центральной части водоема, там же образуется сало, шуга, которые, смерзаясь, формируют сплошной ледяной покров (*ледостав*).

Интенсивность нарастания льда определяется величиной разности между теплопотоками, поступающими из воды к нижней поверхности льда ($\theta_в$) и через лед в атмосферу ($\theta_л$):

$$dh_л / d\tau = (\theta_л - \theta_в) / L\rho, \qquad (5.125)$$

где $h_л$ – толщина льда; τ – время нарастания льда; L – удельная теплота ледообразования; ρ – плотность льда.

При $\theta_л > \theta_в$ лед нарастает, при $\theta_л < \theta_в$ – тает. При нарастании льда большую роль играет снежный покров, который, обладая меньшей теплопроводностью, чем лед, уменьшает интенсивность его нарастания (см. также п. 5.1.14). В этом случае общая толщина этого двухслойного образования ($h_э$) равна:

$$h_э = h_л + h_с(\lambda_л / \lambda_с), \qquad (5.126)$$

а его суммарная теплопроводность

$$h_{лс} = \lambda_с /[1 + (h_с\lambda_л / \lambda_с h_л)], \qquad (5.127)$$

где $h_л$, $h_с$ и $\lambda_с$, $\lambda_л$ – соответственно, слои льда и снега и их теплопроводности.

От величин $h_э$ и $\lambda_э$ зависит интенсивность теплопотока $\theta_л$. Следовательно, чем меньше снега на поверхности ледяного покрова, тем при прочих равных условиях интенсивность нарастания льда будет выше.

Становление ледяного покрова на озерах различных природных зон происходит в разные сроки и зависит от климатических (погодных условий) и размеров водоемов. Крупные и глубокие водоемы замерзают позже, чем малые. Эта временная разница обусловлена меньшими значениями теплоотдачи из-за большей тепловой инерции водной массы и более интенсивным волнением. По этой причине на некоторых крупных водоемах, даже расположенных на севере, в их центральной глубоководной части ледяной покров отсутствует. Так, на Ладожском озере периодически не замерзает его центральная глубоководная часть, оз. Севан полностью покрывается льдом один раз в 50 лет, зато постоянно полностью замерзают малые пресные водоемы юга Западной Сибири, Северного Казахстана. При этом в процессе замерзания большую роль играет степень суровости зим. На рис. 5.48 приведена зависимость длительности периода замерзания от интенсивности ледообразования в поверхностном слое водоемов. Сравнивая эти данные с аналогичными данными для рек (рис. 5.28), можно отметить большую продолжительность периода замерзания для водоемов.

Толщина льда на озерах России изменяется в широких пределах: на северных водоемах она может достигать 2–3 м, в центре ее европейской части – до 30–40 см, а на озерах степных районов юга Западной Сибири, а также Казахстана – до 20–30 см. В районах с неустойчивой мягкой зимой толщина озерного льда составляет несколько сантиметров, а иногда лед вообще не образуется. Большую роль играет также минерализация воды, которая влияет на процесс замерзания, уменьшая толщину и плотность ледяного покрова.

Решая уравнение теплового баланса за холодный период года, пренебрегая теплопотоком из водной толщи и подставляя значения физических констант, можно получить приращение толщины льда за сутки, а за интервал в несколько суток его толщина равна:

$$h = a\left(\sum_{1}^{\tau} t_{л}^{o}\right)^{m}, \qquad (5.128)$$

то есть толщина льда водоемов, как и рек, зависит от суммы суточных отрицательных температур верхней поверхности льда, которая близка к температуре воздуха.

На соляных озерах ледовые явления имеют свои особенности, связанные с повышенной минерализацией, при которой появление льда происходит при более низких температурах. Заметную роль играет также ионный состав воды. Это предопределяет более позднее замерзание водоемов, а лед имеет игольчатое строение и низкую прочность. При низких температурах и высокой минерализации воды такие водоемы не замерзают вообще.

Процесс замерзания водохранилищ происходит по схеме, изложенной для озер. Однако это в первую очередь относится лишь к приплотинной глубоководной части, в то время как образование ледяного покрова выше по течению и до места выклинивания подпора начинает приобретать черты замерзания свойственные рекам. На процесс замерзания также оказывает влияние режим работы ГЭС.

Таким образом, продолжительность замерзания водоемов, толщина льда зависят от погодных условий, размеров и строения этих водных объектов.

Разрушение ледяного покрова наблюдается с момента перехода теплового баланса через нулевое значение в сторону преобладания положительных его составляющих. На северных водоемах это разрушение наступает позже, чем на южных. При этом вначале тает снежный покров. Уменьшение же количества льда происходит согласно (5.125) при $\theta_л < \theta_в$. Таким образом, таяние льда происходит и сверху, и снизу. Одновременно с действием тепловых факторов большое значение приобретают механические в виде колебаний уровней, действия ветра и др., которые взламывают и размельчают лед, способствуя ускорению процесса таяния. На разных водоемах действие этих факторов различно. Так, на малых озерах и водохранилищах, защищенных от действия ветра, исчезновение ледяного покрова происходит на месте, часто без нарушения его сплошности и почти исключительно за счет притока тепла. На крупных же водоемах механические факторы имеют первостепенное значение. Например, на Ладожском озере.

Как и на реках, у берегов лед тает быстрее, он отрывается от берегов, и образуются закраины, которые на больших озерах

быстро увеличиваются и могут достигать 1–2 км. В центральной части разбитый на отдельные льдины лед дрейфует, небольшая его часть попадает в вытекающие реки, а остальная тает на месте. На большинстве водохранилищ исчезновение ледяного покрова происходит по-иному. В зимний период происходит основная сработка запасов воды, максимум которой приходится на весенний период. Поэтому при снижении уровня воды, которое может достигать десятков метров, большое количество льда оседает на осушенных берегах, где он и тает. Например, на Камском водохранилище объем такого осевшего льда достигает 400 млн $м^3$.

Продолжительность периода исчезновения льда, так же как и замерзания, зависит от местоположения водоемов, погодных условий, строения и размеров этих водных объектов.

Термические классификации водоемов. В настоящее время разработано много классификаций водоемов по термике, основанных на различных классификационных признаках. Прежде всего, эти классификации отражали термические особенности естественных озер. Известны классификации Фореля, Иошимуры, Лефлера, Хатчинсона, Тихомирова и других. В основу выделения типов озер положены: различия температурных стратификаций, особенности циркуляции воды, зависящей от термического состояния водоемов, особенности годового цикла термического режима и др. Первая классификация разработана в 1895 г. швейцарским лимнологом Ф.А. Форелем, который разделил все озера на три термических типа:

1) полярные озера с температурой в течение года всегда ниже 4 °, т.е. с преобладанием обратной термической классификации;

2) умеренные озера с температурой летом выше, зимой ниже 4 °, т.е. озера, которым свойственен полный годовой термический цикл;

3) тропические озера с температурой выше 4 ° в течение всего года, которым свойственна лишь прямая температурная стратификация.

Термоглубинная классификация литовца В. Хомскиса (1969 г.), основанная на величине разности температур придонного слоя воды летом и *зимой* ($\Delta\ t°C = t_л - t_з$). Все озера разделены на четыре группы:

1) термически очень глубокие (Δt °C 0 °C);
2) термически глубокие (0,5 °C < Δt °C < 5 °C);
3) среднеглубокие (5 °C < Δt °C < 15 °C);
4) мелкие (Δt °C 20 °C).

Известно, что величины Δt ° будут определяться не только глубиной озера, но и формой его котловины, от которой зависит ветровое перемешивание. Поэтому для каждого конкретного района с однотипными котловинами следует установить свою разность Δt °C.

Одной из последних классификаций является классификация С.В. Рянжина (1994 г.), который разделил все озера на три класса, используя главный критерий – отношение экстремальных в годовом цикле температур к 4 °C: холодные озера (t^{o}_{max} < 4 °C), теплые (t^{o}_{min} > 4 °C), умеренные (t^{o}_{min} < 4 °C < t^{o}_{max}). Такое деление является более общим в сравнении с другими классификациями упомянутых выше авторов. Например, количество полных конвективных перемешиваний при максимальной плотности воды в годовом цикле заранее не оговаривается. Важным является и то, что выделенные типы озер соответствуют определенной широте местности. В аномальные же по температуре годы озера могут переходить из одного термического класса в другой.

Для водохранилищ приведенные классификации в какой-то мере могут быть использованы для их приплотинных частей. Однако режим работы гидроузлов может вносить существенные искажения в принятые классы, особенно если речь идет о *микти́чности*.

5.2.5. Динамические процессы в водоемах

Виды движений воды и причины, их вызывающие. Как и на реках, вода водоемов находится в постоянном движении. И если на реках основной причиной движения являются гравитационные силы, то на озерах и водохранилищах имеется много и других причин, вызывающих перемещения воды. При этом большинство явлений и процессов, происходящих в этих водных объектах, в той или иной степени связаны с движениями воды на поверхности или внутри этих водоёмов. Эти движения очень разнообразны, имеют различное происхождение, протекают с разной интенсивностью и в большинстве случаев носят турбулентный характер. Движения

можно разделить на две группы: колебательные и поступательные. К *колебательным движениям* относятся все виды волнения и сейши, к *поступательным* – все виды течений, сгонно-нагонные явления, перемешивание.

Движущиеся водные массы создают условия для внутреннего водообмена между различными частями водоема, формируют процессы переноса и перемешивания вод. В свою очередь, эти процессы выравнивают физико-химические свойства водных масс, способствуют транзиту биогенных и минеральных веществ, поступающих в водоём с бассейна, или их своеобразному распределению в котловине. Волновые движения являются главной причиной переработки берегов, они участвуют в разрушении ледяного покрова, а также способствуют аэрации воды. Некоторые из перечисленных видов движений влияют на формирование динамических уровней, которые, в отличие от статических, не связаны с изменением объема воды в водоеме. Образующиеся при этом перекосы водной поверхности носят название *денивеляций*.

К основным причинам, вызывающим движение воды в водоёмах и действующим регулярно, относится ветер. Ветер является причиной возникновения ветровых течений и ветровых волн, сгонно-нагонных колебаний уровня, турбулентного перемешивания и др. Особенности распределения температуры воды в водоёмах способствуют формированию конвективного перемешивания. Водотоки, впадающие в водоёмы, формируют стоковые течения, а любые перекосы водной поверхности вызывают гравитационные течения. Нерегулярные факторы, такие как разность атмосферного давления над отдельными участками водоёма, формируют *сейши* (стоячие волны). Сейсмические волны являются результатом землетрясений. К числу нерегулярных можно также отнести корабельные волны. Для водохранилищ, наряду с перечисленными движениями, характерны волны попусков, вызванные неравномерной работой ГЭС. Следует отметить, что одни и те же вынуждающие факторы одновременно вызывают различные виды движений воды. Поэтому движения чаще всего бывают комбинированными, создающими сложную картину динамики водных масс. Например, под воздействием ветра формируются ветровые течения, которые вызывают нагоны воды на наветренном берегу, тем

самым поверхность воды перекашивается, и создаются условия для возникновения гравитационных течений. Согласно закону сохранения массы, в случае более высокой скорости ветрового течения формируются внутренние компенсационные течения, направленные к подветренному берегу. Одновременно на поверхности воды возникают ветровые волны, а у подветренного берега волновые течения и т.д. Касательное напряжение ветра действует на поверхность воды и, благодаря её вязкости, это воздействие распространяется на глубину и при определённых условиях захватывает всю толщу воды. Особенности нагревания воды водоемов, формирование горизонтальной и вертикальной термических стратификаций образуют участки и слои воды с разной плотностью, что вызывает циркуляционные процессы. В стратифицированных водоёмах на границе эпилимниона и гиполимниона, имеющих различную плотность водных масс, могут возникать вторичные внутренние волны и сейши.

Если сравнивать рассмотренные динамические процессы в озёрах и водохранилищах разных размеров, то при воздействии одних и тех же вынуждающих сил результаты будут различными. Решающую роль в этом играют особенности строения, размеры котловин, их защищённость. Так, например, при прочих равных условиях параметры ветровых волн (высота, длина, период) меньше на малых озёрах и водохранилищах и будут увеличиваться по мере возрастания размеров водоемов. Вследствие меньших объёмов водных масс малых водоёмов по сравнению с крупными, развитие и затухание в них ветровых волн происходит быстрее. По этим же причинам на озерах и водохранилищах практически не прослеживаются приливные волны, волны цунами и другие динамические процессы, свойственные океанам и морям. Только на самых крупных озёрах (Мичиган, Верхнее, Байкал, Каспий и др.) зафиксированы приливы высотой всего в несколько сантиметров. Для водохранилищ дополнительно влияет режим работы ГЭС.

Таким образом, формирование динамических процессов в водоёмах определяется климатическими (погодными) условиями и факторами подстилающей поверхности (строение озёрных систем и, прежде всего, размерами и формой котловин, их защищенностью).

Колебательные движения. К наиболее распространенным видам колебательных движений в озерах и водохранилищах следует отнести ветровые волны и сейши.

Ветровые волны образуются под действием ветра и значительное развитие получают на крупных и глубоких водоемах. Высота волн на них может достигать нескольких метров, в то время как на малых озерах и водохранилищах она не превышает 0,5 м. Наиболее высокие волны формируются при сильных и устойчивых ветрах, дующих в одном направлении длительное время. Например, максимальные зафиксированные высоты и длины волн на оз. Мичиган (площадь озера 58 100 км^2) равны, соответственно, 6,9 и 93 м, Ладожском озере (17882) – 5,8 и 65 м, оз. Ильмень (1000) – 2,0 и 30 м, оз. Аргаяш (7,0) – 0,2 и 5,5 м.

Ветровые волны относятся к категории *прогрессивных волн*, т.е. перемещающихся в пространстве. При этом такие волны могут существовать лишь ассоциациями (системами), они располагаются параллельно друг другу и на крупных водоемах обычно перемещаются в направлении действующего ветра (правильные, двухмерные). На малых водоемах ветровые волны чаще всего неправильные, трехмерные. Из-за небольших размеров водоема волны многократно отражаются от берегов, интерферируют, возникает толчея – сложная картина взволнованной поверхности.

Движущиеся волны обладают большой кинетической и потенциальной энергией, поэтому при контакте с берегами вызывают их абразию (соскабливание), разрушение, формируя профиль берега.

Каждую волну характеризуют ее основными элементами (рис. 5.49).

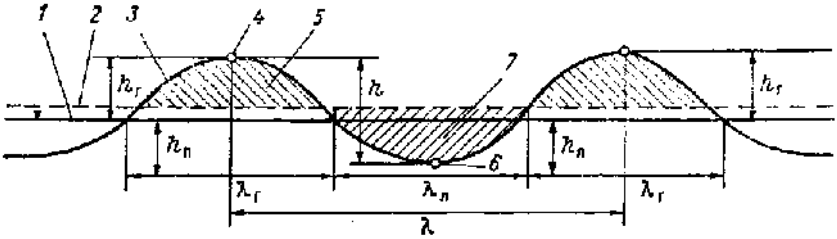


Рис. 5.49. Профиль волны и ее элементы. *1* – статический уровень, *2* – средняя волновая линия, *3* – профиль волны, *4* – вершина волны, *5* – гребень волны, *6* – подошва волны, *7* – ложбина волны: λ – длина волны, $\lambda_г$ – длина гребня, $\lambda_л$ – длина ложбины, h – высота волны, $h_г$ – высота гребня, $h_п$ – заглубление подошвы

Средняя волновая линия – горизонтальная линия, пересекающая профиль волны таким образом, что площади выше и ниже ее одинаковы; *гребень волны* – часть волны, расположенная выше средней волновой линии; *ложбина волны* – часть волны, расположенная ниже средней волновой линии; *подошва волны* – наинизшая точка подошвы волны; *высота волны* (h) – расстояние между вершиной волны и ее подошвой; *длина волны* (λ) – расстояние между двумя вершинами или между двумя подошвами волны; *крутизна волны* – отношение высоты волны к ее длине; *пологость волны* – отношение длины волны к ее высоте.

Если рассматривать волны в плане, то на взволнованной поверхности также можно выделить элементы: *фронт волны* – линия, проведенная по точкам вершины гребня данной волны; *луч волны* – линия на взволнованной поверхности, перпендикулярная к фронту волны в направлении ее распространения.

Наряду с перечисленными геометрическими элементами, волны характеризуют кинематические элементы: *период волны* (τ) – промежуток времени между прохождением через одну и ту же точку пространства двух следующих друг за другом гребней или ложбин; *скорость распространения волны*, или *фазовая скорость* (c), – отношение длины волны к ее периоду.

Каждую волну в отдельности характеризуют, прежде всего, тремя основными параметрами: высотой, длиной, периодом.

Перечисленные элементы относят к простой системе волн, имеющих на всем пространстве одинаковые высоты, длины, периоды. В природе же волны всегда представляют собой сумму того или иного количества простых волн, распространяющихся в различных направлениях и имеющих разные высоты и периоды. Простейшим случаем системы волн является наложение (интерференция) волн, близких по периоду и высоте. Пример интерференции представлен на рис. 5.50.

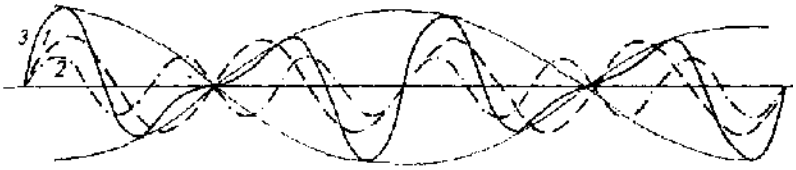


Рис. 5.50. Схема сложения (интерференции) волн.
1, *2* интерферирующие волны, *3* – результирующая волна

Как следует из рисунка, проведенная огибающая охватывает несколько результирующих волн и является отражением группы волн. Отсюда *групповая скорость* ($c_{гр}$) – скорость перемещения группы волн.

При своем развитии и затухании волна проходит несколько стадий.

– *Рябь* – зарождающиеся волны, связанные с действием ветра, передачей его энергии на поверхность воды и появлением капиллярных волн высотой до 2–3 мм.

– *Развивающиеся волны* формируются при дальнейшем возрастании скорости ветра, приводящей к увеличению высоты волны и ее переходу из капиллярной в гравитационную стадию. При этом скорость ветра больше скорости волны (c).

– *Установившееся волнение* ($U = c$). Энергия ветра в этой стадии развития расходуется на поддержание высоты волны на достигнутом уровне.

– *Затухающее волнение* ($U < c$). Передача энергии ветра волне и ее развитие прекращаются. В этом случае волны начинают «убегать» от ветра, превращаясь в свободные волны, которые носят название *зыбь*.

– *Мертвая зыбь* представляет собой волнение, продолжающееся некоторое время при полном прекращении ветра ($U = 0$).

Для образования зыби и тем более существования мертвой зыби необходимы большие водные пространства и длительное действие ветра. На малых же акваториях эти стадии волн выражены нечетко или совсем отсутствуют.

В настоящее время существуют достаточно строгие теории формирования всех стадий развития ветровых волн. В основе этих теорий лежат способы и условия передачи энергии ветра на водную поверхность. Например, теория В.М. Маккавеева.

Однако, несмотря на достигнутые успехи в развитии теории ветровых волн, многие вопросы пока не получили полного и строгого решения, что объясняется большой сложностью самого явления. При этом колебания водной поверхности водоемов отличаются большим разнообразием, и это значительно усложняет изучение ветровых волн. Все это приводит к тому, что для познания сути этого явления целесообразно рассмотреть классические теории

ветровых волн, которые, несмотря на определенные ограничения, формализм могут представлять методический и практический интерес и дать представление о сложности механизма зарождения, развития и затухания ветровых волн.

Трахоидальная теория образования ветровых волн как раз и относится к числу таких теорий. При этом делаются следующие допущения: водоем бесконечно глубокий, в воде отсутствуют силы внутреннего трения, плотность воды принимается постоянной. Кроме того, действие ветра прекращается после развития волнения, которое можно считать установившимся, а волны свободными, гравитационными, т.е. формируется зыбь.

Воздействие касательной силы ветра на водную поверхность приводит в движение частицы воды, которые начинают двигаться не одновременно и не поступательно, а описывают замкнутые орбиты одинакового радиуса и, следовательно, различающиеся по фазе. Эти окружности называются катящимися кругами. На рис. 5.51 представлена схема формирования трахоидальной волны.

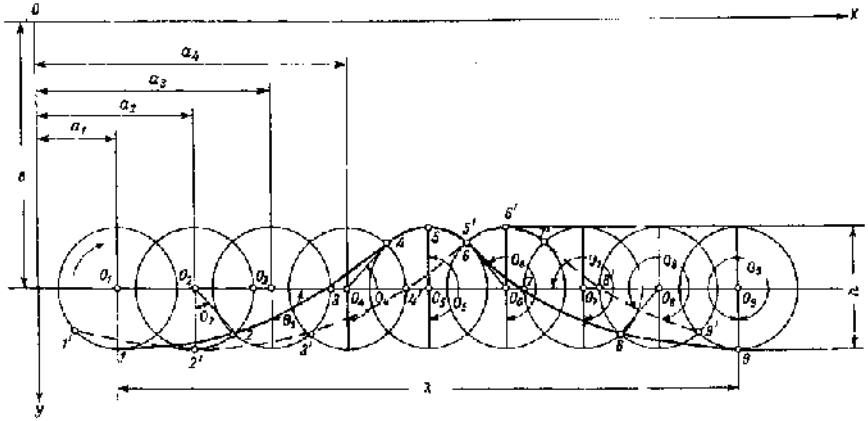


Рис. 5.51. Поступательная волна и орбита частиц в глубоководной зоне (по Н.И. Егорову)

Из рисунка следует, что частица *1* за время полного ее оборота по своей орбите до точки *9* сместится на расстояния, равные длине волны λ, за период τ. Начиная от первого круга и в каждом последующем рассматриваемая частица будет отставать на величину фазового угла *O*, который на последнем круге равен O_9 = = 360 °. Плавная линия, последовательно соединяющая частицы,

представляет собой трахоиду, вершина которой (точка *5*) наблюдается при $O_5 = 180^o$. Полученный профиль волны относится к моменту времени *T*, но можно получить волновой профиль и в момент T_1, T_2 и т.д., соединив точки *1, 2, 3, ..., 9*, который будет смещен в направлении действия ветра. Таким образом, при формировании трахоидальной волны нет поступательного движения частиц, а движется форма волны. При этом $\lambda = 2\pi R$ (*R* – радиус круга), $2R = h$ – высота волны. Фаза, зависящая от положения центра круга относительно начала координат и времени, может быть представлена как

$$\theta = ka - \omega T, \tag{5.129}$$

где $k = 2\pi/\lambda$ – волновое число; $\omega = 2\pi/\tau$ – угловая скорость; *l* – расстояние центра орбиты, описываемой частицей от среднего уровня в момент времени *T*.

По мере проникновения волн в глубину из-за вязкости воды радиус орбит частиц уменьшается по экспоненциальному закону и тем быстрее, чем меньше высота волны, в то время как ее длина остается постоянной. Заменяя *R* на *h*/2, получим выражение, определяющее изменение высоты волны с глубиной (*H*):

$$h_н = h_0 e^{\frac{-2\pi H}{\lambda}}, \tag{5.130}$$

где h_0 – высота волны на поверхности водоема.

Из уравнения следует, что при $H = \lambda/2$ отношение $h_н / h_o$ равно 0,04, а на глубине $H = \lambda$ – 0,002. Это говорит о том, что уже на глубине, равной половине длины волны, волнение становится практически незаметным.

Трахоидальная теория позволяет разработать основные формулы для определения элементов волн:

$$\lambda = n\tau^2 / 2\pi = 1{,}56\tau^2, \tag{5.131}$$

$$c = \sqrt{g\lambda / 2\pi} = 1{,}25\lambda^{0,5}, \tag{5.132}$$

$$\tau = \sqrt{2\pi\lambda / g} = 0{,}8\lambda^{0,5}. \tag{5.133}$$

Таким образом, скорость, период волны зависят только от ее длины.

Перечисленные соотношения элементов, которые соответствуют правильным катящимся окружностям (в глубоководной зоне водоема, где глубина больше λ), изменяются при переходе волны в мелководную зону, где $H < \lambda/2$ (рис. 5.52).

Здесь важную роль начинает играть трение о дно, при котором круговые орбиты частиц трансформируются в эллипсы, большая ось которых (A) вытянута в направлении распространения волн, малая ось (B) уменьшается по мере приближения ко дну. В этом случае профиль волны приобретает вид эллиптической трахоиды, где A и B изменяются, соответственно, по закону гиперболического косинуса (ch) и гиперболического синуса (sh):

$$A = h_0 chk(H - H_i) / shkH, \tag{5.134}$$

$$B = h_0 shk(H - H_i) / chkH, \tag{5.135}$$

где h_0 – высота волны на поверхности; H – глубина водоема; H_i – глубина залегания центров орбит частиц, отсчитываемая от спокойной поверхности водоема; k – волновое число.

Из формул следует, что на поверхности $H = 0$, у дна $H_i = H$. При $\lambda/H < 1$ в поверхностном слое $A = B$, эллипсы переходят в окружности и формируется обычная трахоида. У дна B стремится к 0. Таким образом, на мелководье скорость волны зависит не только от ее длины, но и от глубины водоема. Отсюда меняется и величина периода.

$$c = \sqrt{(g\lambda/2\pi) th 2\pi H/\lambda} = 1{,}25\lambda^{0,5}\sqrt{th 2\pi H/\lambda}, \tag{5.136}$$

$$\tau = \sqrt{(2\pi\lambda/g) cth 2\pi H/\lambda} = 0{,}8\lambda^{0,5}\sqrt{cth 2\pi H/\lambda}, \tag{5.137}$$

th, cth – обозначения, соответственно, гиперболических тангенса и котангенса.

При больших значениях H/λ гиперболические тангенс и котангенс стремятся к 1, и формулы (5.136) и (5.137) принимают вид (5.131) и (5.132) для глубокой воды.

При подходе к побережью ветровые волны еще больше деформируются из-за увеличения трения о дно, тормозящее действие которого постоянно возрастает по мере уменьшения глубин. Непосредственно у берега волны разрушаются, т.к. скорости верхних

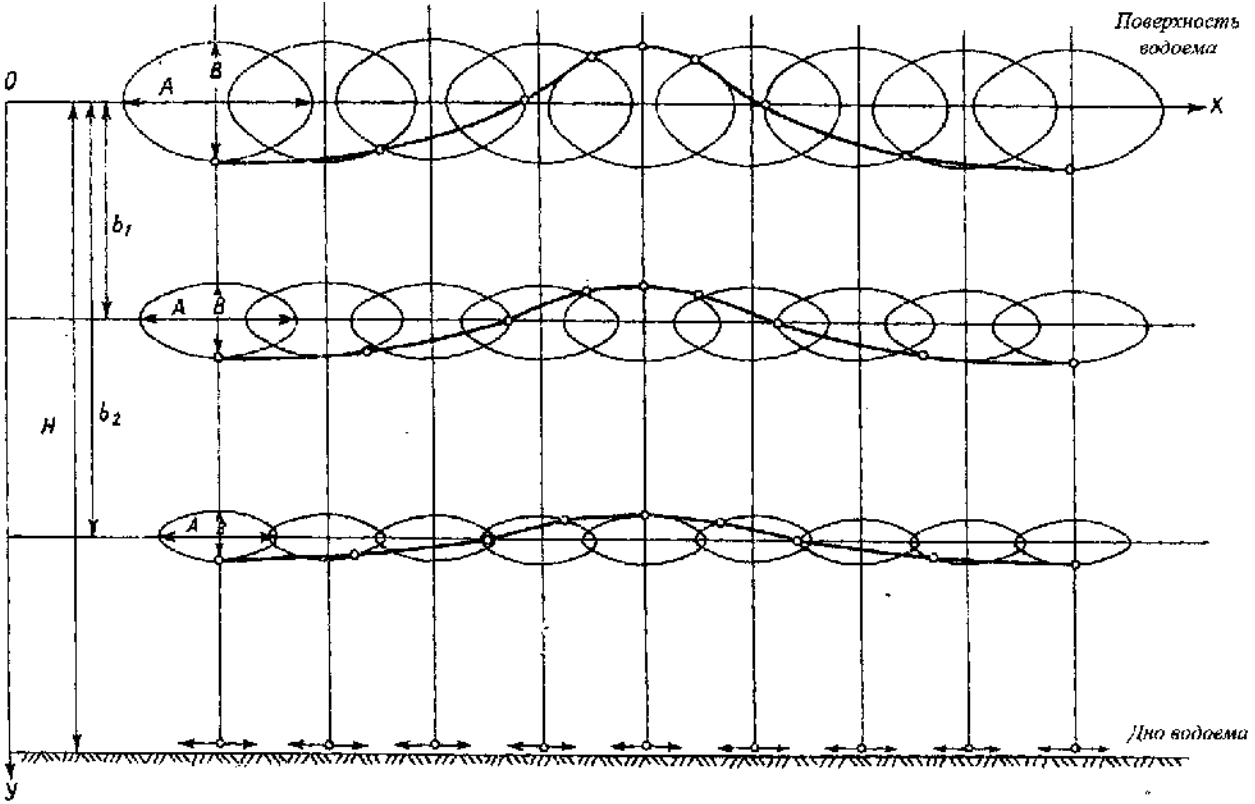


Рис. 5.52. Орбиты частиц и профили волн в мелководной зоне (по Н.И. Егорову)

слоев воды становятся больше, чем нижних. Гребень волны обгоняет подошву и опрокидывается. Момент такого разрушение волны, которое носит название *прибой*, наступает чаще всего при m = = 1/7 – 1/8. Подобное явление может наблюдаться и вдали от берега при определенном характере рельефа дна, наличии мелей, в этом случае оно получило название *бурун.*

Особенности берега определяют различный характер прибоя. При постепенном уменьшении глубин разрушающиеся волны вкатываются на берег, высота вкатывания ($h_в$) зависит от угла наклона берега ($\mathrm{tg}\alpha$).

$$h_в = 3{,}2khtg\alpha, \qquad (5.138)$$

где k – коэффициент, зависящий от шероховатости (гладкий берег k = 1,0, каменная наброска k = 0,77 и т.д.); h – высота волны, м.

У крутых приглубых берегов возникают отраженные волны. При ударе волн о такой берег образуются *взбросы* воды, достигающие на крупных водоемах нескольких метров. При подходе системы волн к берегу под некоторым углом фронт волны постепенно разворачивается, и луч волны стремится занять перпендикулярное положение к берегу. Это явление возникает вследствие неодинаковой фазовой скорости распространения гребней, из которых находящиеся дальше от берега движутся с большей скоростью и фронт волны разворачивается. Изменение углов наклона фронта волны по отношению к линии берега можно оценить по формуле В.В. Шулейкина:

$$\sin\alpha / \sin\alpha_0 = (1 + 0{,}05\tau^2 / H_0)/(1 + 0{,}05\tau^2 / H)\,, \qquad (5.139)$$

где $\sin\alpha$ и $\sin\alpha_0$ – углы наклона фронта волны по отношению к линии берега соответственно в части водоема, где $H > \lambda/2$ и $H < \lambda/2$. Глубины этих частей равны, соответственно, $H_о$ и H; τ – период волны в глубоководной части.

При рефракции происходит изменение параметров волн. В случае большой изрезанности берега возникают дифракционные волны.

Движущиеся волны обладают высокой энергией, которая играет большую роль в гидрологическом режиме водоема. Энергия трахоидальной волны (N) складывается из потенциальной ($N_п$) и

кинетической энергии ($N_к$), которая в каждый момент времени переносится по направлению распространения волн. При этом большая часть энергии концентрируется в верхних слоях воды, где радиусы частиц наибольшие. $N_п$ зависит от превышения центра орбит над уровнем покоя, $N_к$ зависит от движения частиц по орбитам. В теории доказывается, что всегда $N_п = N_к$, а полная энергия $N = N_п + N_к$ выражается формулой:

$$N = \rho g h^2 \lambda / 8, \qquad (5.140)$$

где g – плотность воды, г/см^2; q – ускорение силы тяжести, см/с^2; h и λ – соответственно, высота и длина волны, см.

Принципы расчетов параметров ветровых волн. Практические методы расчетов ветровых волн прямо или косвенно базируются на положениях, вытекающих из уравнения баланса энергии. Согласно этому уравнению, а также выводам, полученным при рассмотрении трахоидальной теории волн, элементы ветровых волн зависят в первую очередь от скорости ветра (U), продолжительности его действия (T), длины разгона воздушного потока (L), то есть от размеров акватории и глубины (H). При этом чаще всего требуется знать высоту, длину и период волн. Следует также знать, что ветровое волнение представляет собой постоянно изменяющееся явление, то есть элементы волн, следующих друг за другом, существенно неодинаковы. Поэтому при расчетах параметров волн следует строить для них кривые распределения и кривые обеспеченности данной системы волнения, а это уже вопрос инженерных расчетов.

Все существующие методы можно разделить на эмпирические, энергетические и спектральные. Как правило, параметры волн определяются раздельно для глубокой, мелкой воды и зоны прибоя.

К эмпирическим методам относятся формулы, полученные опытным путем, где в качестве аргументов приняты указанные выше волнообразующие факторы. К числу наиболее распространенных относятся, например, формулы В.Г. Андреянова:

$$h = 0{,}0208 U^{5/4} L^{1/3}, \qquad (5.141)$$

$$\lambda = 0{,}304 U L^{1/2}. \qquad (5.142)$$

Отсутствие глубины водоема среди аргументов вызвано тем, что формулы выведены для глубокой воды, где H не влияет на параметры волн. При определении параметров волн в мелководной зоне вводятся переходные коэффициенты. Обеспеченность рассчитанных волн 3–5 %.

К числу спектральных методов можно отнести номограммы А.П. Браславского вида: $h = f(U, L, H)$, разработанные на основе уравнения волновой энергии В.М. Маккавеева для определения высот волн 1 % обеспеченности [6, 41].

В настоящее время рекомендован метод расчетов элементов волн также с помощью номограмм, представленных в виде безразмерных величин. При этом расчеты проводятся раздельно для глубокой и мелкой воды, и для прибойной зоны, где рассчитывается число обрушений волны. Расчеты могут быть проведены для параметров волн любой обеспеченности с помощью разработанных переходных коэффициентов.

В основу энергетических методов расчета параметров ветровых волн положено решение уравнения баланса энергии.

Сейши – стоячие свободные волны, возникающие под влиянием резких нарушений равновесия вод. Причинами таких нарушений могут быть резкие периодические изменения атмосферного давления над водоемом, неустановившиеся сгонно-нагонные явления при порывах ветра, обильное выпадение атмосферных осадков в одной из частей водоема, сейсмические колебания земной коры. При этом водная поверхность перекашивается, и возникают колебательные движения одновременно всей массы воды водоема (рис. 5.53). В некоторых случаях возникновение сейш связано с одновременным действием нескольких факторов.

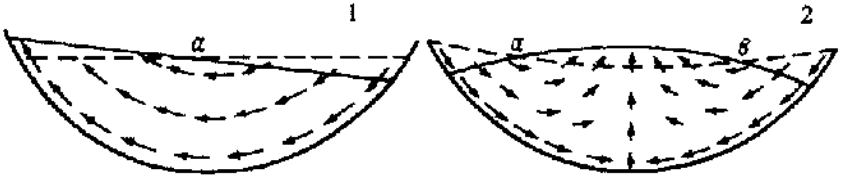


Рис. 5.53. Сейши. *1* – однофазовая, *2* – двухфазовая, *а и в* – узлы сейши

Более четко такие колебания проявляются летом, однако и ледяной покров не является препятствием для развития сейш.

Неподвижная ось, около которой колеблется поверхность водоема, называется *узлом сейши*. В зависимости от приложения вынуждающей силы, сейши бывают одноузловыми, двухузловыми и т.д., по отношению к водоему – продольными, поперечными. Вертикальные сечения, в которых амплитуды колебаний имеют наибольшие значения, называются *пучностями*. Такие колебательные движения продолжаются до тех пор, пока водная масса под действием трения не вернется в исходное положение. При колебаниях на поверхности образуется одна или несколько очень пологих стоячих волн, при этом возникающие уклоны поверхности создают условия для формирования *сейшевых течений.* К основным элементам этих волн относятся: период колебаний (τ), размах колебаний уровня (*h*), число узлов и скорость течения ($U_т$).

Чем более глубок водоем, тем при прочих равных условиях сейши более устойчивы, т.е. на малых озерах и водохранилищах сейши практически незаметны.

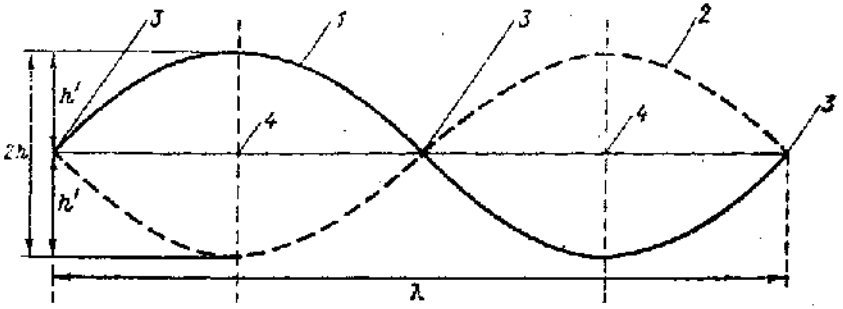


Рис. 5.54. Профиль стоячей волны. *1, 2* – профиль волны, *3* – узел волны, *4* – пучность волны, *h'* – высота волны, λ – длина волны

На рис. 5.54 представлен профиль стоячей волны, которая может быть описана уравнением:

$$\varepsilon = h'\sin(kx_0)\sin(\sigma t), \qquad (5.143)$$

где $k = 2\pi/\lambda$; $\sigma = 2\pi/\tau$; h – амплитуда, равная половине общей высоты колебаний уровня; τ – время.

Если $\sin(\sigma\tau) = \pm 1$, профиль волны определяется уравнением синусоиды, если $\sin(\sigma\tau) = 0$, ε становится прямой линией и совпадает с осью *X*.

Длина сейш связана с длиной озера (L) и числом узлов (n) соотношением:

$$\lambda = 2L/n, \tag{5.144}$$

Скорость можно определить как λ/τ, тогда период сейш будет равен:

$$\tau = \lambda/\sqrt{gH}, \tag{5.145}$$

или, учитывая (5.149), получим формулу Мериана:

$$\tau = 2L/n\sqrt{gH}. \tag{5.146}$$

Эта формула действительна для прямоугольного вытянутого бассейна. Поэтому в реальных условиях, когда форма котловин водоемов сложная, формула Мериана может дать лишь приближенные величины.

Максимальная высота сейш (h_{max}) наблюдается в пучностях, и ее уменьшение при затухании стоячих волн происходит по экспоненциальному закону.

Параметры сейш зависят не только от силы вынуждающих факторов, но и от размеров и формы котловин. Например, чем больше глубина, тем продолжительнее период затухания колебаний. Так, для мелководного Каховского водохранилища это время равно 2–4 суток, для оз. Байкал – несколько месяцев. В табл. 5.17 приведены некоторые параметры сейшевых колебаний различных озер.

Таблица 5.17

Характеристики продольных сейш различных озер

Озеро	τ, ч	h_{max}, см	Озеро	τ, ч	h_{max}, см
Ладожское (Россия)	4,5	до 8	Верхнее (США, Канада)	8	6–7
Белое (Россия)	3,2	до 8	Эри (США, Канада)	14,3	10
Веттерн (Швеция)	3,0	10	Джордж (Австралия)	2,2	–
Байкал (Россия)	4,6	5	Новосибирское вдхр.	1,8	1,5 = 2,0

Внутренние волны и внутренние сейши – разновидности колебательных процессов, формируются на границе раздела слоёв воды с разной плотностью при условии развития на поверхности водоема волн и сейш.

Одновременно существующие поверхностные и внутренние волны имеют разные параметры. Например, гребни поверхностных волн располагаются над подошвами внутренних. Это следует из условий статического равновесия, которое позволяет определить соотношение между высотами поверхностных и внутренних волн:

$$h_{\text{в}} = h_{\text{п}}\rho_1/(\rho_2 - \rho_1), \qquad (5.147)$$

где $h_{\text{в}}$ и $h_{\text{п}}$ – соответственно, высоты внутренних и поверхностных волн; ρ_1 и ρ_2 – соответственно, плотности верхнего и нижнего слоёв воды.

Из уравнения (5.147) следует, что высота внутренних волн может значительно превосходить высоту поверхностных. Продолжительность действия и период внутренних волн также больше, чем поверхностных. Например, на Байкале период внутренних волн может превышать 2 ч, а их высота свыше10 м, что значительно больше, чем период и высота поверхностных волн. Если плотность воды в соседних слоях различается всего на 0,012 г/см^3, то внутренняя волна превышает поверхностную почти в 100 раз.

Также на границе раздела слоёв воды с разной плотностью формируются внутренние сейши, периоды и амплитуды которых могут быть значительно больше, чем периоды и амплитуды сейш в верхних слоях водоёмов. Период одноузловой внутренней сейши на водоёмах правильной формы можно ориентировочно определить по формуле

$$\tau = 2L/\sqrt{g(\rho_2 - \rho_1)/(\rho_2/z_2 + \rho_1/z_1)}, \qquad (5.148)$$

где z_1 и z_2 – соответственно, мощность верхнего и нижнего слоёв воды. Остальные обозначения – как и в (5.147).

Из уравнения следует, что периоды внутренних сейш будут возрастать с увеличением разности плотностей ρ_1 и ρ_2. Поэтому после прекращения колебаний в верхнем слое в нижнем они будут продолжаться. Продолжительность колебаний внутренних сейш достигает многих часов. Например, на Женевском озере зафиксированы периоды внутренних сейш 72–108 ч, на польском оз. Медве – 25 ч, на Байкале – 912 ч, на оз. Лох-Несс – 60 ч.

Внутренние сейши иногда называют температурными, так как при колебаниях водной массы периодически у поверхности водоё-

ма у берега появляются более холодные глубинные воды, которые затем заменяются более тёплыми поверхностными. Внутренние сейши могут формироваться не только при наличии слоёв воды с разными температурами, но и с различной минерализацией, которая также связана с плотностью воды. При этом, как правило, более солёные слои воды располагаются под менее солёными. Таким образом, внутренние волны и сейши оказывают заметное влияние на распределение температуры воды внутри водоёма.

Поступательные движения. Наиболее распространенными видами таких движений воды в озерах и водохранилищах являются течения: ветровые, стоковые, гравитационные, конвективные. К поступательным движениям можно также отнести различные виды перемешивания и сгонно-нагонные явления. При этом все виды течений можно разделить на две группы. В первую входят течения, наблюдаемые по всей акватории водоема, во вторую – лишь в его прибрежной части. Из всех многочисленных видов поступательных движений воды наибольшее значение в жизни водоемов имеют, как правило, ветровые и стоковые течения. Поэтому их иногда называют течениями первого порядка, остальные – второго.

Ветровые (дрейфовые, фрикционные) течения формируются под действием ветра, когда на поверхности «воздух–вода» возникает касательное напряжение, которое вызывает поступательное движение поверхностного слоя воды. Это движение постепенно сообщается нижележащим слоям, и происходит горизонтальное перемещение водных масс. Одновременно образуются некоторые другие (вторичные) виды течений, которые вместе с чисто ветровыми течениями создают сложную картину движения воды. Поэтому целесообразно, как и для ветровых волн, рассмотреть классические теории возникновения течений, которые могут дать представление о сложном, но достаточно упрощенном механизме их формирования. Одной из таких теорий можно назвать теорию формирования ветровых течений Экмана. В качестве допущений предполагается, что водоем бесконечно глубокий, не стратифицирован, ветер, установившийся по направлению и скорости. При этом учитываются сила трения и сила Кориолиса. Основные положения теории Экмана заключаются в следующем.

На поверхность водоема действует касательная сила ветра (ξ_0), определяемая как

$$\xi_0 = \rho_в K U_в^2, \qquad (5.149)$$

где $\rho_в$ – плотность воздуха, г/м^3; $U_в$ – скорость ветра, м/с; K – коэффициент, зависящий от шероховатости водной поверхности, которую создают развивающиеся волны. Согласно исследованиям А.В. Караушева:

$$K = 0{,}0011 + 0{,}009h, \qquad (5.150)$$

где h – высота волны, м.

Сила внутреннего трения, или вязкости воды (μ), равна:

$$\mu = K_т (dU / dH), \qquad (5.151)$$

где $K_т$ – коэффициент внутреннего трения или виртуальной вязкости, вызванный турбулентным движением воды; dU/dH– вертикальный градиент скорости течения. Скорость поверхностного течения $U_т$ пропорциональна ξ_0 и обратно пропорциональна коэффициенту внутреннего турбулентного трения (μ) и широте местности (φ), косвенно учитывающую силу Кориолиса:

$$U_T = \xi_0 / (2\mu\rho\omega\sin\varphi)^{0,5}, \qquad (5.152)$$

где ρ – плотность воды, г/м^3; ω – угловая скорость вращения Земли, рад./с.

Образовавшееся течение под действием силы Кориолиса отклоняется от направления ветра вправо в Северном полушарии и влево – в Южном. Угол отклонения между векторами ветра и скорости течения должен составлять 45 ^{o}. Благодаря вязкости воды и возникновению внутреннего трения образовавшееся на поверхности поступательное движение воды передается на глубину, где из-за силы Кориолиса вектор течения продолжая отклоняться, уменьшается по экспоненциальному закону. На некоторой глубине, названной *глубиной трения* (D), вектор скорости отклоняется на 180 ^{o} от направления ветра.

На рис. 5.55 представлен график, который получил название «улитка Экмана». На глубине D вектор скорости в 23 раза меньше, чем на поверхности, а на глубине $2D$ – в 535 раз. Величина глубины трения пропорциональна коэффициенту турбулентного трения:

$$D = \pi/(\gamma\mu/\rho\omega\sin\varphi)^{0,5}, \qquad (5.153)$$

где γ – удельный объем воды, зависящий от минерализации (*S*). Если принять ρ = 1,0, ω – величина постоянная, то *D* зависит от коэффициента вязкости и широты местности.

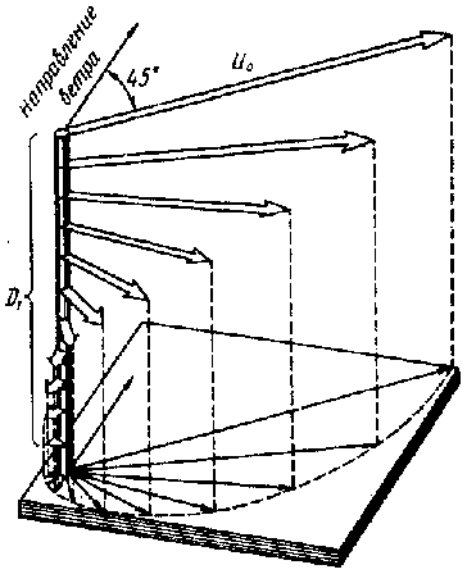


Рис. 5.55. Изменение скорости и направления ветрового течения с глубиной

Анализ формул (5.149)–(5.153) позволяет вывести простое уравнение для определения скорости поверхностного течения ($U_т$) в зависимости от скорости ветра ($U_в$) и широты местности (φ):

$$U_т = k_в U_в / \sqrt{\sin\varphi}, \qquad (5.154)$$

где $k_в$ – ветровой коэффициент.

При $\sqrt{\sin\varphi}$ = 1,0 $k_в$ представляет собой простое соотношение $U_т/U_в$. Значения $k_в$ изменяются в широких пределах. По исследованиям А.С. Судольского ветровой коэффициент существенно зависит от влияния других глубинных течений, действующих одновременно с дрейфовыми. Так, значения $k_в$ при наличии в водоемах стоковых и компенсационных течений оказались равными: Кайраккумское водохранилище – 1,72, Каховское – 1,51, оз. Большое Яровое – 1,42, оз. Большое Симагинское – 1,57, Ладожское озеро – 1,92.

В практике расчетов скорости течений выражаются в см/с, а скорости ветра – в м/с, т.е. в формуле (5.154) $U_т$ представлена в процентах от $U_в$. Поэтому в среднем скорость поверхностного дрейфового течения составляет 1–7 % от скорости ветра. При этом максимальные скорости могут превышать 50 см/с.

Характеристики водоемов, их размеры, глубины, формы котловин, изрезанность береговых линий, местоположение должны

существенно искажать закономерности, установленные Экманом. Например, угол отклонения поверхностного течения от направления ветра (α^o) изменяется в зависимости от величины отношения *H*/*D* (табл. 5.18).

Таблица 5.18

Угол отклонения поверхностного течения от направления ветра при разных соотношениях *H*/*D*

H/*D*	0,10	0,25	0,50	0,75	1,0	1,5
α^o	0–5	21,5	45	45,5	45	45

Из таблицы следует, что при малых значениях *H*/*D*, свойственных малым водоемам, вектор скорости течения практически совпадает с вектором скорости ветра. Максимальная глубина проникновения дрейфового течения (глубина трения) также определяется формой и размерами котловины и зависит от термической стратификации. Вместе с тем, такое горизонтальное перемещение водных масс вызывает появление добавочного уклона водной поверхности, направленного в противоположную от направления ветра сторону. Наличие такого уклона предопределяет появление условий возникновения градиентных течений, которые развиваются на некоторой глубине и направлены в противоположную дрейфовому течению сторону. Вместе с основным потоком в водоеме возникают вихревые и волновые движения, которые, взаимодействуя с названными выше, создают сложные условия формирования ветровых течений.

Градиентные течения возникают всякий раз, когда в силу тех или иных причин образуется наклон водной поверхности. Такие перекосы могут быть при формировании ветровых течений, о чем сказано выше, при сейшевых колебаниях, при движении речных вод, втекающих в водоем или вытекающих из него по рекам. Для водохранилищ такие дополнительные уклоны возникают при работе ГЭС, при попусках воды через плотину. При наличии уклонов нарушается равновесие водных масс. Поэтому разница в гидростатическом давлении двух точек, расположенных выше (точка 1) и ниже (2) на перекошенной поверхности на расстоянии *L* друг от друга, на единицу горизонтальной поверхности равна:

$$-(\rho_2 - \rho_1) = \rho g h, \qquad (5.155)$$

где ρ_2 и ρ_1 – соответственно, давление в точках 2 и 1, дин/см^2; ρ – плотность воды, г/см^2; g – ускорение силы тяжести, см/с^2; h – превышение точки 2 над точкой 1, см.

В дифференциальной форме уравнение (5.155) имеет вид:

$$-(\partial p / \partial x) = \rho g (dh / dx), \qquad (5.156)$$

где $-\partial p / \partial x$ – горизонтальный градиент давления; dh/dx – тангенс угла наклона изобарических поверхностей относительно горизонта, или уклон водной поверхности.

Из уравнения (5.156) следует, что чем больше горизонтальный градиент давления, чем больше уклон водной поверхности, тем больше гравитационное ускорение водных масс, тем более сильные течения возникают в данном районе водоема. Градиентные течения, как правило, невелики, так как величины тангенса угла наклона не могут быть большими. Поэтому максимальные скорости не превышают 10–20 см/с при преобладании значительно меньших скоростей.

Стоковые течения формируются под влиянием притока речных вод в водоём или стока из него. Эти течения создают условия, при которых также могут образоваться уклоны водной поверхности. Распространяются такие течения на расстояния, зависящие от водности впадающих или вытекающих рек, размеров водоёмов. В больших водоёмах стоковые течения прослеживаются лишь на участках, прилегающих к устьям и истокам рек. В проточных вытянутых водоёмах, например в долинных водохранилищах, стоковые течения прослеживаются на всём их протяжении. Скорости течения быстро уменьшаются по мере продвижения внутрь водоёма, вплоть до их полного прекращения. Течения такого типа на многих озёрах и водохранилищах являются постоянными. Например, воды р. Селенги, впадающей в Байкал (многолетний расход воды равен 970 м^3/с), прослеживаются на расстоянии до 30 км, а р. Утулик (50 м^3/с) – на расстоянии 1,0 км. Течения в озере Байкал в сторону истока Ангары заметны на расстоянии от него до 3 км. Стоковое течение на Кроноцком озере на Камчатке (42 м^3/с) в районе вытекающей из него р. Кроноцкой прослеживаются на расстоянии всего 100–200 м. Для Ладожского озера расстояние до истока р. Невы (2000 м^3/с), на котором зафиксировано стоковое течение, равно 3–4 км.

Как правило, втекание речного потока в водоем происходит в виде турбулентной струи, которая заставляет двигаться соприкасающиеся с ней водные массы. Благодаря этому в этой части водоема могут возникать водоворотные зоны и циркуляционные движения воды. Скорость стокового течения, его ширина, глубина, расстояние, на которое речная вода проникает в водоем, во многом зависит от соотношения температуры (плотности) их вод. Часть стокового течения, которая проходит через некоторый участок водоема без заметных изменений, называется транзитной. Такой вид стокового течения хорошо выражен на водоемах с коэффициентами условного внешнего водообмена, превышающими $K_в > 4$ по классификации Б.Б. Богословского. Поэтому многие долинные водохранилища с невысокой степенью зарегулированности имеют транзитные стоковые течения на всем их протяжении. В то же время на многих озерах такая разновидность стоковых течений отсутствует. Следует также иметь в виду, что параметры течений зависят от сезонов года, когда заметно могут меняться соотношения между количеством воды, втекающей в водоем и в самом водоеме.

Другие виды течений. Помимо перечисленных видов течений и причин, их вызывающих, в озерах и водохранилищах имеются условия для образования и других видов поступательных движений воды. Чаще всего это вторичные течения, образующиеся одновременно с ветровыми, стоковыми, гравитационными и некоторыми другими видами движений масс воды. Например, течения, развивающиеся во всем водоеме:

Волновое (стоксово) течение является составной частью дрейфового течения и представляет собой поступательное перемещение масс воды, происходящее по замкнутым орбитам, которые имеют место при развитии ветровых волн. В чистом виде этот вид течения встречается лишь в волнах зыби. При волновом течении переносится незначительная часть воды по сравнению с общим количеством переносимым ветровыми течениями. Наиболее заметно волновое течение в прибрежной части водоемов в прибойной зоне.

Внутриволновые течения возникают на границе раздела вод различной плотности при развитии внутренних волн.

Бароградиентные и сейшевые течения являются разновидностью градиентных течений. В первом случае перекос водной по-

верхности происходит в результате изменения распределения атмосферного давления в разных частях водоема. При этом происходит опускание уровня в области высокого давления, куда устремляется вода из области низкого давления. Во втором случае движение воды происходит при перекосе уровня, который формируется при сейшевых колебаниях. При этом сейшевые течения охватывают всю массу воды и переносят большие ее объемы. Сейшевые течения более устойчивы в глубоких водоемах и отличаются периодичностью. При одноузловых сейшах течения направлены попеременно в противоположных направлениях. При многоузловых возникает более сложная картина перемещения масс воды.

Инерционные течения существуют после прекращения силы, вызвавшей тот или иной вид движения воды. Все перечисленные виды поступательных движений воды являются источниками возникновения инерционных течений. Продолжительность их существования зависит от $U_в$, $A_о$ и может достигать в крупных водоемах десятков часов. На такие течения должна действовать сила Кориолиса, поэтому они характеризуются периодической или квазипериодической составляющей в величине направления и отличаются разнообразными формами перемещения масс воды от прямолинейных, синусоидальных, до движений по замкнутым и частично замкнутым орбитам.

Вдольбереговые ветровые течения развиваются под действием ветров, дующих вдоль берега и близких к ним по направлению. Зона существования этих течений заключена между береговой отмелью, а со стороны водоема – глубинами, начиная с которых ощущается влияние дна. Часто направление движения масс воды ориентировано по нормали к берегу.

Вдольбереговые волноприбойные течения возникают при разрушении волн при подходе их к берегу. При этом энергия волны передается массам воды у берега и обусловливает их передвижение, образуя волновой нагон.

Сгонно-нагонные явления. При длительном действии ветра в одном направлении формируется устойчивое дрейфовое течение и волновой перенос вод. При этом происходит перемещение масс воды из одной части водоема в другую, что приводит к повышению уровня воды в наветренной части водоема *(нагон)* и его по-

нижение в подветренной *(сгон)*. В результате образуется перекос водной поверхности, и создаются условия формирования компенсационного течения, которое распространяется в средней и придонной частях водоема в обратную направлению дрейфового течения сторону. Одновременно в поверхностной части возникают условия для образования градиентных течений, направленных в ту же сторону. Сочетание этих видов движений масс воды создают сложную картину денивеляций уровня, которая зависит от действия ветра, морфологии и размеров котловин. При прочих равных условиях компенсационные течения у приглубых берегов захватывают большую толщу воды, чем поверхностные, и эффективнее компенсируют нагоны воды, уменьшая их высоту. При наличии у берегов мелководных зон глубинные компенсационные течения, вследствие трения о дно, действуют менее эффективно, из-за чего высота нагонов возрастает. При этом в первом случае величины нагонов и сгонов примерно равны, и профиль водной поверхности близок к прямой, во втором величины нагонов, как правило, больше сгонов, и профиль водной поверхности имеет большую вогнутость у наветренного берега. На изменение формы сгонно-нагонного профиля оказывает влияние изменение скорости ветра и, следовательно, элементов волн. Наибольшие же подъемы воды обычно наблюдаются в начальной стадии нагона, когда еще не успевает сформироваться глубинное компенсационное течение или в периоды резкого увеличения скоростей ветра.

Перечисленные условия, при которых формируются сгонно-нагонные явления, могут изменяться, поэтому не остаются постоянными особенности движения воды, колебаний уровня и появляются различные типы сгонов и нагонов. Различают три типа нагонов.

Неустановившийся нагон происходит при непостоянной скорости и направлении ветра, что приводит к изменениям скоростей и направлений дрейфового и компенсационного течений, уровенного режима. В этом случае колебания уровня напоминают сейши. Такой тип нагона в водоемах встречается наиболее часто.

Установившийся нагон фиксируется, когда наклон водной поверхности остается неизменным в течение всего периода действия ветра, который к тому же имеет постоянное направление. Такой нагон характеризуется постоянством дрейфовых, градиентных и

компенсационных течений. При этом количество воды, переносимое дрейфовым течением, должно превосходить количество воды, переносимое градиентным за одно и то же время.

Стационарный нагон является частным случаем установившегося нагона, когда количество воды, переносимое дрейфовым и градиентным течениями, равны, и результирующего перемещения водных масс нет. Такой тип нагона возникает при отсутствии любых течений и связанных с ними уклонов водной поверхности, кроме сгонно-нагонных. Такой тип нагона представляет собой достаточно редкое явление.

Анализ условий формирования сгонов и нагонов, результаты наблюдений позволили А.В. Караушеву предложить формулу для приближенного вычисления разности сгонно-нагонных уровней в водоемах ($\Delta H_{\text{сн}}$):

$$H_{\text{сн}} = (3+10h)10^{-8}(L/H)U_{10}^2\cos\alpha, \qquad (5.157)$$

где h – высота волны, м; L – длина водоема по направлению развития сгона и нагона; H – средняя глубина водоема; U – скорость ветра на береговой станции на высоте флюгера, м/с; α – угол между направлением ветра и осью L, град.

В настоящее время есть и другие формулы для определения $H_{\text{сн}}$, близкие по структуре к (5.157). Например, формула, вошедшая в СНиП:

$$H_{\text{сн}} = 2\cdot10^{-6}(U^2L/qH). \qquad (5.158)$$

Обозначения – как и в (5.157).

Высоты максимальных нагонов, определенные по данным водомерных постов Новосибирского водохранилища в его мелководной части в районе выклинивания подпора, составили около 0,7 м, а в глубоководной – у плотины ГЭС – 0,2 м. Нагоны на Ладожском озере достигают 1,0 м.

5.2.6. Гидрохимические особенности водоемов

Особенности формирования гидрохимического комплекса разнотипных водоемов. В отличие от рек, формирование гидрохимического комплекса озер и водохранилищ происходит по-иному и это несмотря на сходные физико-географические условия. Эти

различия связаны с особенностями строения систем озер и водохранилищ, определяющих замедленный водообмен и создающих условия накопления веществ, поступающих в котловины, главным образом с бассейнов. Длительное по сравнению с реками пребывание этих веществ в водоеме предопределяет изменение физико-химических свойств водных масс. Эти изменения тем значительнее, чем меньше интенсивность водообмена водоемов и выше их аккумуляционные возможности.

Таким образом, местоположение водоемов, их бассейнов, значения удельных водосборов, размеров систем и т.п. влияют на качественный и количественный состав элементов гидрохимического комплекса, которые определяют химический составы вод водоемов. Различно и соотношение этих элементов. К числу таких основных элементов относятся: ионный состав воды, формирующий солевой состав, и, соответственно, минерализацию, растворенные в воде газы, органические и биогенные вещества. Перечисленные особенности местоположения, строения систем озер и водохранилищ влияют и на их гидрохимический режим.

При изучении химического состава вод водоемов особняком стоят водохранилища, особенно русловые и долинные. Водохранилища являются молодыми по сравнению с озерами образованиями, часто приближающими их по режимным характеристикам к рекам. Поэтому на условия формирования химического состава и его режимных характеристик оказывают влияние особенности искусственного регулирования речного стока и взаимодействие водных масс водохранилищ с затопленными почвами, грунтами, горными породами. Все это создает специфические особенности формирования химического состава вод водохранилищ.

В настоящее время заметную роль в формировании химического состава вод озер и водохранилищ играют антропогенные факторы, связанные со сбросами различных веществ с полей и промышленных предприятий, а также с изменениями условий регулирования стока на впадающих в водоемы и вытекающих из них реках.

Учитывая заметные различия в формировании и режиме химического состава вод озер и водохранилищ, целесообразно их рассмотреть раздельно.

Ионный состав и минерализация озерных вод. Минерализация вод озер представляет собой степень концентрации и состав растворенных в воде веществ, и в первую очередь солей. Минерализация воды является одной из важнейших характеристик озера и, согласно приведенной ранее классификации природных вод О.А. Алекина (п. 2.1.4), все озера можно разделить на пресные (до 1,0 ‰), солоноватые (до 24,7 ‰), соленые (до 47 ‰), рассолы или соляные (> 47 ‰). В отличие от рек, минерализация озер меняется в очень широких пределах от долей промилле до 300–350 ‰. При этом минерализация заметно изменяется внутри года. Например, весной при поступлении в озеро талых снеговых вод минерализация снижается, летом в период низкой воды в притоках повышается.

Соли, растворенные в воде, образуют истинные растворы и определяют ионный состав воды. К основным ионам, присутствующим в озерной воде в больших количествах, относятся: HCO_3, CO_3 , SO_4 , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+. Различные микроэлементы содержатся в ничтожных количествах.

Распределение ионов, как было отмечено выше, подчиняется географической зональности и связано с ионным составом речных и подземных вод. Поэтому в озерной воде зоны тундры преобладают ионы кремния, в лесной зоне – HCO_3 , Ca^{2+}, в степной зоне – SO_4^{2-} , HCO_3 , Na^+ , в зоне полупустынь и пустынь – Cl^- . Большим разнообразием ионного состава воды отличаются горные озера. В табл. 5.19 приведены сведения о химическом составе и минерализации воды разнотипных озер рассматриваемой территории.

Из таблицы следует, что минерализация воды в некоторой степени имеет зональное распределение, так как зависит от интенсивности водообмена, наличия или отсутствия стока из озер, относительной величины испарения и возрастает с севера на юг. Можно также отметить, что озерные системы, расположенные в одной географической зоне, имеют соответствующий этой зоне солевой состав воды. Например, в Ладожском озере, бассейн которого полностью расположен в лесной зоне, преобладают ионы HCO_3,Ca^{2+}, при минерализации 40–60 мг/л (S = 0,06), в оз. Кучук, бассейн которого находится в зоне сухих степей, – Na^+, Cl^- , SO_4^{2-} (S = 250). Такие озера (озерные системы) относятся к классу *зональных*. Однако есть озера с аномальным химическим составом воды.

Таблица 5.19

Химический состав воды разнотипных озер

Озеро		A, км^2 V, км^3	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	HCO_3^-	SO_4^{2-}	$Cl^- + Br^-$	Сумма ионов
Ладожское	ст	17882 837	15,5 0,08	9,8 15,7	2,5 4,0	4,5 7,2	29,4 47,0	6,8 10,9	9,6 15,3	62,6 100
Севан	ст	1360 58,5	3,49 0,01	39,0 26,3	56,0 16,3	92,8 7,4	399,3 41,3	19,9 3,7	64,0 5,0	31,7 100
Чудское	ст	3550 25,1	13,5 0,52	23,9 28,6	5,2 10,3	11,5 11,0	112,8 44,5	4,0 1,9	5,2 3,6	162,6 100
Валдайское	ст	19,7 0,28	4,9 2,5	29,1 39,0	3,3 7,3	3,5 3,8	100,6 44,4	4,3 2,4	4,2 3,2	145,0 100
Балхаш	б/с	18300 112	22,6 9,0	25,7 1,4	164 15,6	694 33,0	492,7 10,3	893 21,5	574 18,2	2843,4 100
Кучук	б/с	170 0,29	19,1 0,05	500 0,2	1120 0,43	82300 31,6	500 0,2	44500 17,1	12160 46,7	260600 100

Примечания: ст – озера сточные; б/с – озера бессточные; химические элементы: верхняя строка – мг/л, нижняя – % экв.; A_o – площадь озера, км^2; V_o – объем воды в озере, км^3; K – удельный водосбор; $K_{ст}$ – коэффициент условного внешнего водообмена по стоку.

Например, в лесной зоне в оз. Соленом минерализация составляет 20 г/л и преобладают ионы Cl^-, Na^+, что несвойственно этой зоне; эта особенность связана с повышенной минерализацией поступающих в озеро грунтовых вод, проходящих через пласты поваренной соли. Такие озера относятся к классу *азональных.* И, наконец, озера, бассейны которых находятся в иных, чем сами озера, географических зонах, относятся к классу *полизональных*. Например, в Каспийском море, которое находится в зоне аридного климата, содержание иона HCO_3, свойственного лесной зоне, заметно превышает его содержание в озерах, расположенных вблизи Каспия. Известно, что основная масса воды в море поступает по р. Волге, большая часть бассейна которой находится в лесной зоне.

Солевой баланс озер раскрывает источники поступления солей в озера и дает возможность оценить их аккумуляцию в котловинах. В сильно проточных озерах накопление солей незначительно, но по мере уменьшения стока из озера их объем возрастает и достигает некоторой предельной величины при равновесии прихода и расхода солей. Солевой баланс озер полностью зависит от их водного баланса. Уравнение солевого баланса за время T имеет вид:

$$(dS/dT) \leftrightarrow S_{\text{пр}} + S_{\text{ос}} + S_{\text{гр}} - S_{\text{ст}} - S_{\text{б}} - S_{\text{ф}} + S_{\text{с}}, \qquad (5.159)$$

где $S_{\text{пр}}$ – соли, вносимые притоками; $S_{\text{ос}}$ – соли приносимые атмосферными осадками и пылью; $S_{\text{гр}}$ – соли, вносимые грунтовыми водами; $S_{\text{ст}}$ – соли, выносимые вытекающими реками; $S_{\text{б}}$ – соли, выносимые с водяными брызгами; $S_{\text{ф}}$ – соли, выносимые при фильтрации вод из котловины; $S_{\text{с}}$ – соли, выпадающие в осадок и накапливающиеся в водоеме. Все составляющие баланса могут быть представлены в мг/м^3.

Если элементы водного баланса этого же озера представлены в объемных единицах (V, м^3), тогда количество солей, поступающих в озеро с перечисленными источниками ($P_{\text{с}}$) и представленное в тоннах, равно:

$$P_{\text{с}} = aSV_{\text{в}}, \qquad (5.160)$$

где S – минерализация воды, мг/м^3; $V_{\text{в}}$ – объем воды, м^3; a – коэффициент пропорциональности равный 10^{-9} при перечисленных размерностях.

Структура водного баланса может быть определена (п. 5.2.1), а это дает возможность примерно оценить и структуру солевого баланса. Для пресных озер наибольшее количество солей поступает с притоками, а основной их вынос – со стоком. Роль остальных элементов в приходной части определяется условиями, в которых находится озеро. Существенной может быть роль подземного питания, которая возрастает по мере увеличения засушливости климата, в условиях которого часто подземные воды обладают повышенной минерализацией.

Солевой баланс бессточных озер более сложен. При этом его главная расходная часть – сток по вытекающей реке отсутствует. Поэтому большая часть поступающих в озеро солей накапливается в котловине или уходит подземным путем в процессе инфильтрации. В табл. 5.20 приведены сведения о солевом балансе оз. Кулундинского, расположенного на юге Западной Сибири.

Таблица 5.20

Среднее многолетнее солевое питание оз. Кулундинского (1937–1977 гг.) (по Т.И. Прокофьевой)

Приходные составляющие водного баланса	Поступление в озеро ионов, тыс. т				Объем водного стока		Объем солевого стока	
	SO_4^{2-}	Cl^-	Mg^{2+}	Na^+	млн м^2	%	тыс.т	%
Поверхностный приток: – по р. Кулунде	41,5	32,7	10,2	33,6	168,2	33,7	178	43,6
– по р. Суетке	2,8	1,1	0,6	1,8	8,9	1,8	10,1	2,5
– склоновый сток	2,6	1,2	0,5	2,4	11,1	2,2	13,3	3,2
Осадки	2,8	2,3	4,0	0,3	258,1	51,7	18,1	4,4
Подземный приток: – грунтовый	28,2	55,8	6,7	37,2	17,3	3,5	138,4	33,9
– напорный	12,0	16,6	2,6	10,4	35,3	7,1	50,8	12,4
Сумма	89,9	109,7	24,6	85,7	498,9	100	408,7	100

Из таблицы следует, что преобладающим ионом является ион хлора, минерализация суммарного притока 1 г/л, в том числе подземных вод 3,4 г/л. Наименее минерализованы атмосферные осадки – 0,07 г/л. Минерализация воды озера составляет 60–80 г/л, что говорит о наличии в озере условий для накоплении солей.

Помимо перечисленных элементов солевого баланса имеются и другие, входящие в круговорот веществ, происходящих внутри озера. Например, выделение солей при образовании ледяного покрова, что увеличивает минерализацию, а таяние льда, наоборот, ее уменьшение. При фотосинтезе наблюдается поглощение ионов растениями, выделение их при разложении организмов и т.п. Следует также отметить, что минерализация меняется внутри года и не остается постоянной внутри водоема, часто изменяясь и по площади и по глубине озера. Как правило, воды, более чем в озере пониженной минерализации, концентрируются в районах, примыкающих к устьям впадающих в озеро рек. Неоднородным является и ионный состав озера, который зависит от характера внутреннего водообмена, от наличия обособленных участков в озерной котловине. Многолетние и сезонные изменения ионного состава озерной воды в первую очередь определяются изменениями состава воды в источниках, определяющих приходные составляющие солевого баланса. Эти изменения тем заметнее, чем больше величины коэффициентов условного внешнего водообмена по притоку. Например, оз. Ильмень, коэффициент внешнего водообмена которого равен 4,5, имеет ионный состав, гидрохимический режим, минерализацию, сходные с подобными характеристиками притоков. В то же время в слабопроточном оз. Севан ($К_в$ = 0,01) содержание зонального иона $НСО_3$ и суммы ионов в 5 раз больше, чем в поверхностном притоке.

Солёные и соляные озёра заметно отличаются от пресных не только по минерализации, но и по целому ряду гидрологических и гидрофизических показателей.

Формирование солёных и соляных озёр происходит в условиях отсутствия из них стока. Это наблюдается в зоне аридного климата в озерных системах, как правило, с относительно малыми удельными водосборами. Большинство зональных солёных и соляных озёр сосредоточено в областях внутреннего стока рассматриваемой территории в бассейнах Каспийского и Аральского морей (Эльтон, Баскунчак, Кара-Богаз-Гол), в междуречье Обь-Иртыш (Кучук, Большое Яровое). Такие же типы озер распространены также в Центральной Монголии (Хиргис, Убс), на Аравийском полуострове (Мёртвое море), в Северной Америке (Бонвилл), в Австралии (Эйр), в Африке (Бам) и др.

Ионный состав воды (*рапы*) в озёрах этого класса представлен теми же главными ионами, что в пресных и солоноватых, но их концентрация значительно выше, а основными являются ионы Cl^-, SO_4^{2-}, Mg^{2+}, Na^+. Дополнительно встречаются в небольшом количестве бром, йод и некоторые другие ионы. Отличительной чертой является также непостоянство минерализации во времени, связанное с чередованием садки, взмучивания и растворения солей. Особенно это чётко проявляется на соляных озёрах. Озёра, воды которых достигли концентрации насыщенного раствора, называются *самосадочными*, или *рапными*. Такое изменение минерализации происходит постоянно *(метаморфизация)* внутри года при изменении метеорологических условий и в многолетнем разрезе при изменении климата. Садка солей происходит в определённой последовательности: в первую очередь выделяются наименее растворимые соли. Например, на оз. Кучук это $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, на оз. Эльтон, Баскунчак – NaCl и т.п.

Наиболее интенсивно соли осаждаются в холодную часть года при низких температурах и минимум минерализации приходится на весну. Выпавшие в осадок соли образуют соляные донные отложения – *новосадку*. В тёплую часть года новосадка растворяется и в конце этого сезона наблюдается максимальная минерализация воды. Однако в это время также происходит в небольших количествах садка солей, растворимость которых мало зависит от температуры. При прогрессирующем повышении минерализации, которое наблюдается, например, при потеплении климата и снижении уровня воды в водоёме, часть новосадки уплотняется и переходит в *старосадку.* При дальнейшей перекристаллизации солей старосадка преобразуется в пласты *корневой соли*.

Несмотря на небольшое количество главнейших ионов количество образующихся солей очень велико. К главнейшим следует отнести: галит NaCl, гидрогалит $NaCl \cdot 2H_2O$, карналит $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$, бишофит $MgCl_2 \cdot 6H_2O$, тенардит Na_2SO_4, бикарбонат натрия $NaHCO_3$, мирабилит $Na_2SO_4 \cdot 2H_2O$, кизерит $MgSO_4 \cdot H_2O$, гексагидрат $MgSO_4 \cdot 6H_2O$, астраханит $Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$, гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, сода $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$, трона $Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$.

По преобладающим в составе рапы анионам соляные озёра можно разделить на: *карбонатные* (содовые, основная соль – сода), *сульфатные* (горько солёные, мирабилит) и *хлоридные* (соляные, поваренная соль). Однако при колебаниях климата и связанных с ними изменениями в наполнении озёр и их термического режима водоемы могут переходить из одного типа в другой по схеме: *усыхание → карбонатный тип ↔ сульфатный тип ↔ хлоридный тип ← увлажнение.*

Поэтому образовавшиеся в озере соли, находящиеся в равновесии, при отмеченных выше условиях могут выходить из этого состояния, благодаря чему образуются новые сочетания ионов и катионов. Например, для сульфатных озер этот процесс может быть представлен уравнением подвижного равновесия:

$$MgSO_4 + 2NaCl \leftrightarrow MgCl_2 + Na_2SO_4.$$

В этом примере при понижении температуры рапы равновесие нарушается и происходит садка мирабилита, при повышении температуры происходит его растворение. В засушливые периоды многие озёра исчезают полностью, оставшаяся соль высыхает и разносится ветром. Поэтому в последующие периоды повышения увлажнения и наполнения озёр они становятся менее минерализованными и могут иметь иной ионный состав воды.

Среди перечисленных типов солёных и соляных озёр есть водоёмы, образовавшиеся на месте отделившихся от моря лиманов и заливов, а также образовавшихся в результате растворения подземными водами древних морских соляных отложений. Такие водоемы широко распространены на побережьях Черного, Азовского морей. Например, оз. Сиваш. Такие же типы озер встречаются и вблизи крупных внутренних водоемов Каспийского, Аральского морей, оз. Балхаш и др. Например отчленившийся от Каспийского моря залив Кара-Богаз-Гол.

Запасы солей в солёных и соляных озёрах исчисляются многими миллионами тонн, накопленными за время существования этих водоёмов. Конкретно для каждого из них запасы солей и время их накопления зависят от минерализации поступающих в водоём вод, размеров котловин и интенсивности внешнего водообмена. Такие расчёты выполнены для некоторых озёр России, Казахстана, Киргизии и приведены в табл. 5.21.

Таблица 5.21

Запасы солей в озерах и время их накопления (по А.И. Дзенс-Литовскому)

Озеро	Место расположения	Запас солей, млрд т	$\frac{1}{K'_в}$, лет	Срок накопления солей (по хлору), лет
Арал (в естественном состоянии)	Казахстан, Узбекистан	10,5	12	590
Балхаш	Казахстан	0,8–1,3	14–21	580–980
Иссык-Куль	Киргизия	165	301	36700
Тениз	Казахстан	0,8–0,9	11–13,5	3200–3900
Кучук	Россия	0,2	6	1500

Рапа рассматриваемых классов озёр имеет более высокую плотность, чем пресная вода, поэтому и гидрологические и гидрофизические характеристики этих водоёмов во многом отличаются от пресных. Например, летом температура рапы озёр в центре Азии может достигать +50 °С, а зимой опускаться до –15–20 °С. По-иному формируется испарение с поверхности рапы, которое заметно ниже, чем испарение с пресной воды за счет уменьшения упругости водяного пара над поверхностью рапы.

Соляные озёра не замерзают. В глубоких рапных озёрах часто наблюдаются в течение всего года отрицательные температуры у дна.

Распределение по территории типов озер, различающихся по минерализации. На рассматриваемой территории около 3 миллионов озер, которые помимо размеров, гидрологического режима различаются разнообразием видов солей и, соответственно, минерализацией. Известно, что основные ионы и катионы, образующие растворенные соли, имеют зональное распространение и определяются климатическими особенностями территории, химическим составом почвогрунтов. Минерализация же во многом зависит еще и от транзитно-аккумуляционных способностей водоемов, которые определяются строением озерных систем и, конечно же, степенью обводненности территории. Как было отмечено ранее, накопление веществ в озерах, в том числе солей, поступающих с водосборов, во многом зависит от интенсивности внешнего водообмена водоемов. При прочих равных условиях эта интенсивность уменьшается от зоны избыточного увлажнения к зоне недостаточного вплоть до полного прекращения стока из озер, а это способствует накоплению солей и увеличению минерализации. Таким образом, можно

говорить о зональности распределения по территории минерализации водоемов.

Считается, что граница появления зональных соленых и соляных озер проходит примерно по 50–55 ^{0} с.ш., севернее которой все озера сточные и, соответственно, пресные, за исключением азональных. Южнее названной границы широкую полосу занимают степи, полупустыни, пустыни с большим количеством бессточных и периодически сточных озер. Эти водоемы обычно приурочены к отрицательным формам рельефа низменностей, равнин, плоскогорий, межгорных впадин. Озера, находящиеся в горных местностях в пределах рассматриваемой территории, как правило, пресные. К таким озерам можно отнести: Телецкое, Маркаколь и др. Соленые же и соляные озера приурочены к межгорным впадинам. Например, озера Кулундинской степи, Минусинской котловины, Забайкалья и др. Однако указанная граница нарушается и в ряде случаев соленые и соляные озера появляются севернее ее. Например, озера Лено-Вилюйской равнины и др. Об азональных водоемах сказано ранее. На территории распространения соленых и соляных озер А.И. Дзенс-Литовским выделено 22 района, в том числе перечисленные выше, различающихся совокупностью физико-географических, геохимических и гидрохимических условий.

На рис. 5.30 представлена карта распределения по территории сточных, бессточных, периодически сточных озер. Линия, представляющая так называемый критический удельный водосбор ($К_{кр}$), делит территорию на две чести. Севернее все озера сточные (пресные), южнее озера могут быть как сточные, так и бессточные в зависимости от размеров удельных водосборов. Поэтому и минерализация озер может быть разнообразной – от пресных до соляных. Например, оз. Большие и Малые Чаны, расположенные в Барабинской степи, имеют удельные водосборы, равные, соответственно 2,5 и 100, в первом случае озеро солоноватое, во втором – пресное.

К числу пресных водоемов можно также отнести озера, приуроченные к долинам пра-рек, древним ложбинам стока ледниковых вод, местоположение которых отмечено сосновыми борами, вытянутыми в виде узких полос вдоль этих долин. Такие лесные образования чаще всего встречаются на юге Западной Сибири, в Северном Казахстане и носят название *ленточные боры*.

Таким образом, распределение по территории озер разной минерализации представляют достаточно сложную картину с общей тенденцией возрастания минерализации от районов избыточного увлажнения к районам недостаточного.

Минерализация вод водохранилищ, как правило, мало отличается от минерализации рек из-за высокой интенсивности водообмена этих водоемов. Однако при продвижении в зону более засушливого климата возможно накопление солей, что следует из уравнения солевого баланса, представленного в виде

$$S_{\text{пр}}V_{\text{пр}} = S_{\text{ст}}(V_{\text{пр}} + V_{\text{ос}} - V_{\text{исп}}), \qquad (5.161)$$

где $S_{\text{пр}}$, $S_{\text{ст}}$ – соответственно, концентрация солей в воде притока и стока, г/м^3; $V_{\text{пр}}$, $V_{\text{ос}}$, $V_{\text{исп}}$ – соответственно, приток воды в водохранилище; атмосферные осадки на его поверхность, испарение с поверхности водохранилища, м^3. Отсюда

$$S_{\text{ст}} = S_{\text{пр}}V_{\text{пр}}/(V_{\text{пр}} + V_{\text{ос}} - V_{\text{исп}}), \qquad (5.162)$$

при $V_{\text{ос}} = V_{\text{исп}}$ $S_{\text{ст}} = S_{\text{пр}}$. и минерализация воды водохранилища равна минерализации вод притоков. При $V_{\text{исп}} > V_{\text{ос}}$, что характерно для более засушливых районов, минерализация водохранилищ превышает минерализацию притоков.

Растворённые в воде газы делятся на *аллохтонные* и *автохтонные*. К аллохтонным относятся газы, поступающие в воду из атмосферы. Это, прежде всего, O_2, N_2, CO_2. К автохтонным относятся газы, образующиеся непосредственно в водной массе или в донных отложениях. Это также O_2, CO_2, выделяющиеся в процессе фотосинтеза и дыхания живых организмов. В илах содержатся сероводород (H_2S), метан (CH_4), водород (H_2), диоксид углерода (CO_2) и др., образующиеся при разложении остатков организмов. В водохранилищах дополнительно газы образуются на затопленных ложах.

Наиболее важным газом в жизни озера является кислород, определяющий окислительные процессы в толще воды и донных отложениях. Кислород также участвует в процессах создания и деструкции органического вещества. Так как большая часть O_2 попадает в озеро из воздуха, то наиболее обогащёнными являются верхние слои воды (эпилимнион), а потребление его происходит

по всей толще воды и особенно в донных отложениях. Поэтому в общем случае кислород должен уменьшаться с глубиной. Обратная картина должна быть при распределении CO_2. Однако особенности строения котловины, величина внешнего водообмена, толщина и состав иловых отложений, а также вид термической стратификации, создают условия, при которых распределение O_2 по глубине отклоняется от представленного выше. Например, в больших и глубоких холодноводных озёрах, где биологические процессы не интенсивны, количество и распределение O_2 зависит от температуры воды и вида стратификации. Поэтому наибольшее его содержание наблюдается зимой, наименьшее – летом и, соответственно, уменьшается и увеличивается с глубиной (рис. 5.56).

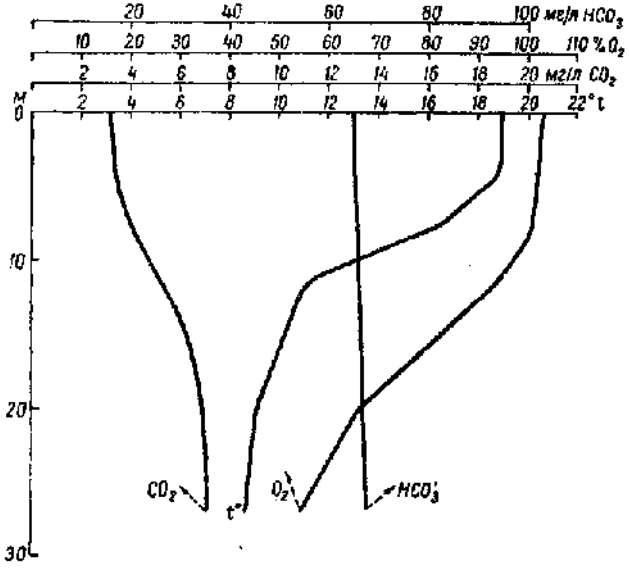


Рис. 5.56. Вертикальное распределение температуры, O_2, CO_2 и HCO_3. Мунозеро, 22.08.1950 (по И.В. Баранову)

В неглубоких озёрах с интенсивными биологическими процессами влияние температуры воды на количество и распределение кислорода резко снижается, и в качестве главного определяющего фактора выступает интенсивность окислительных процессов. В этом случае наблюдается уменьшение кислорода ко дну. Этот контраст особенно заметен в случае отсутствия перемешивания

воды. Содержание же CO_2 с глубиной в обоих случаях увеличивается. Зимой при наличии ледяного покрова и, следовательно, отсутствия поступления O_2 из воздуха расход кислорода настолько велик, что часто наблюдается его полное отсутствие. Такой дефицит кислорода вызывает заморы рыб. Такие заморы отмечены на оз. Большие Чаны. Распределение по глубине кислорода и углекислого газа выравнивается в периоды весенней и осенней гомотермии.

Распределение других, прежде всего автохтонных газов, также достаточно сложно. Например, в озёрах с большим содержанием кислорода появление CH_4, H_2S, как правило, не наблюдается. В то же время в озёрах с интенсивными биологическими процессами, где кислород в глубинные слои проникает лишь в периоды весенней и осенней циркуляции, а в период стагнации в гиполимнионе он отсутствует, создаются анаэробные условия, способствующие появлению автохтонных газов, образовавшихся в илах тех же CH_4, H_2S, H_2 и др. Большую роль в образовании этих газов играет толщина и состав иловых отложений, во многом определяемых возрастом водоема.

Таким образом, наличие и распределение растворённых в воде газов зависит от климата (погоды), особенностей строения котловин и сезона.

С режимом растворённых газов связано углекислотное равновесие или активная реакция воды (pH). Величина pH зависит от непостоянства содержания CO_2 и изменяется от 1,5–2,0 до 10 411, от наиболее кислой до наиболее щелочной реакции. Величина pH изменяется по сезонам и, в то же время, наблюдается определенная ее зональность.

Биогенные и органические вещества. Биогенные вещества представляют собой соединения азота (NH_4, NO_3, NO_2), фосфора (H_3PO_4, PO_4^{3-}, HPO_4^{2-}) и др., содержащегося в виде растворенных соединений и в виде взвешенных частиц, соединений кремния (H_2SiO_3, H_4SiO_4), соединений железа [Fe(OH)], [$Fe(OH)_3$] и др. Биогенным веществам принадлежит исключительно важная роль во всех биологических процессах, происходящих в водоемах. Так, в процессе образования и развития фитопланктона, диатомовых водорослей, высшей водной растительности, ихтиофауны и т.п.

перечисленные соединения азота, фосфора являются составной частью всех тканей живых организмов, поэтому эти соединения обеспечивают развитие жизни в водоемах. Кремневые соли потребляются некоторыми видами водных организмов для построения внешнего скелета, но по сравнению с другими биогенными веществами их содержание в водах водоемов невелико. Железо играет важную роль в жизни водорослей, его недостаток лимитирует развитие фитопланктона, а избыток подавляет фотосинтез. В процессе отмирания растительности и живых организмов эти биотические виды вновь переходят в различные растворенные формы биогенов, тем самым совершая внутриводоемный круговорот вещества.

Количество и концентрация биогенных элементов, их режим полностью зависят от интенсивности биологических и биохимических процессов, происходящих в озерах и водохранилищах.

Органические вещества состоят главным образом из аллохтонных гуминовых соединений, автохтонных образований, сформировавшихся при фотосинтетической деятельности. В основном эти вещества состоят из углерода, кислорода и водорода и входят в состав гидробионтов, а также являются составной частью продуктов жизнедеятельности и распада живых организмов. Все виды органических соединений, находящиеся в водоеме, также подвергаются разрушениям, минерализации и оседают на дне, где также подвергаются разнообразным превращениям. Таким образом, органические соединения также участвуют в круговороте вещества.

Количество и особенности распределения биогенных и органических веществ в водоемах подчиняются определенным закономерностям, связанным, в первую очередь, с климатическими условиями.

В водоемах зоны избыточного увлажнения в условиях относительно низких температур и pH, при слабой минерализации воды, биогенных соединений мало, в том числе в притоках, слабо выражен фотосинтез. Этим и объясняется невысокая продуктивность органических веществ. При переходе к водоемам лесной и лесостепной зон, где значительно теплее, условия образования биогенов и минеральных соединений более благоприятны. Этому также способствует снижение уровня гумуса. В условиях аридного климата озера могут быть бессточными, минерализованными со сла-

бым развитием растительности. Количество же биогенных и органических веществ, поступающих в водоем, зависит от типа озера (зональное, полизональное) и особенностей его расположения. Для водохранилищ условия образования органических и минеральных веществ такие же, как и для озер. Но дополнительным источником поступления этих веществ является их выделение из остатков затопленной растительности. Общую массу этих веществ можно определить по формуле

$$M = M_{\text{орг}}(1 - e^{-kT}), \tag{5.163}$$

где $M_{\text{орг}}$ – максимально возможная масса (кг) органических и биогенных веществ, которые могут перейти в воду; k – константа, характеризующая скорость разложения остатков затопленной растительности (1/год).

5.2.7. Донные отложения и заиление озер и водохранилищ

Донные отложения водоемов представляют собой скопление разнообразных частиц, заполнивших дно и склоны котловин за весь период существования озера или водохранилища. Поэтому первоначально образованные котловины этих водоемов после заполнения их водой не остаются постоянными. В течение своего существования они меняют размеры и очертания, что связано с поступлением в водоемы приносимых реками твердых наносов ($V_{\text{р}}$), продуктов переработки берегов ($V_{\text{б}}$), твердых частиц, приносимых ветром ($V_{\text{э}}$). Одновременно в водоемах постоянно происходит отмирание живых организмов и растительности, которые также откладываются в котловине ($V_{\text{ж}}$). Таким образом, в озерах и водохранилищах все время происходит процесс аккумуляции веществ ($V_{\text{ак}}$), приносимых извне (аллохтонные вещества) и формирующихся в самом озере (автохтонные вещества). Процесс осаждения и накопления в водоемах таких органических и минеральных частиц называется *седиментация*. Однако откладываются не все поступающие в водоем вещества, часть из них транзитом выносится за пределы водоемов по вытекающим рекам ($v_{\text{ст}}$). Объем отложившихся в водоеме частиц за время T можно представить в виде уравнения седиментационного баланса:

$$(dV/d\text{T}) = V_{\text{р}} + V_{\text{б}} + V_{\text{э}} + V_{\text{ж}} - V_{\text{ст}}, \qquad (5.164)$$

или, представив все приходные компоненты как $\sum V_{\text{пр}}$, можно записать:

$$V_{\text{пр}} - V_{\text{ст}} = V_{\text{ак}}. \qquad (5.165)$$

Транзитно-аккумулятивные возможности озер и водохранилищ определяются интенсивностью внешнего водообмена, определенного по стоку (см. п. 5.2.2). Только в бессточных водоемах аккумулируются все поступающие вещества (табл. 5.14). Из таблицы следует, что большая часть поступающих в водоем твердых веществ проходит через него транзитом при $K_{\text{в}} > 100$, а по мере уменьшения этой величины все большее количество наносов откладывается в водоеме.

Такой процесс заполнения котловин твердыми частицами называется *заилением*. Иногда понятие «заиление» заменяется понятием *занесение*, которое осуществляется лишь донными наносами, приносимыми реками. Процесс занесения чаще применяется к водохранилищам. Так, занесение особенно характерно для горных водохранилищ.

Твердый материал откладывается в котловинах (*донные отложения*) определенным образом. На мелководьях, подверженных волнению, осаждается более крупный материал. В зависимости от гранулометрического состава грунтов, слагающих берега, и поступающих речных наносов, верхняя часть литорали, как правило, покрыта каменистыми осыпями, валунами, галькой, песком или торфяными отложениями. Под действием течений, волнения происходит сортировка отложений, и более мелкие частицы осаждаются в наиболее глубоких, удаленных от берега частях котловины. Части водоемов, не доступные волнению, заполняются самыми мелкими частицами, из которых формируются *илы*. Для озер это профундаль, для водохранилищ – приплотинная часть (рис. 5.57).

Более четко образование илов наблюдается в озерах, объектах, существующих значительно дольше водохранилищ. Накапливающийся таким образом материал подвергается воздействию биологических и физико-химических процессов, которые со временем сильно видоизменяют первоначальные отложения, превращая их в характерные озерные илы. Большую роль в образовании илов

играют микроорганизмы бактериогрибковой флоры. Озерные илы представляют собой тонкие минеральные и органические частицы сложного химического состава. Верхний слой иловой толщи представляет собой рыхлую полужидкую массу, легко взмучиваемую.

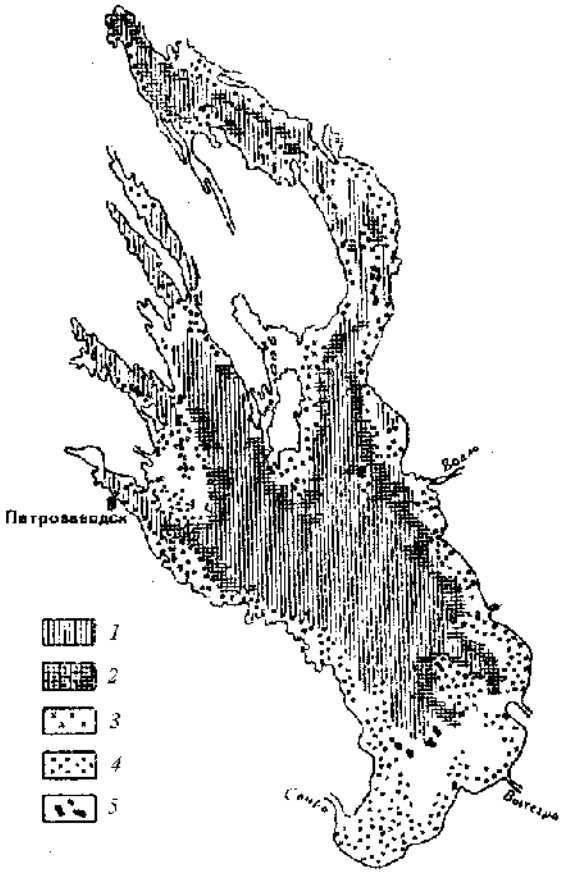


Рис. 5.57. Донные отложения Онежского озера.
1 – ил серо-зеленый; *2* – бурый; *3, 4* – песок средний и крупный; *5* – камень

По мере увеличения глубины илы становятся более плотными. Важной характеристикой илов является степень их *зольности* – показателя содержания минеральных веществ. Зольность илов глубоких олиготрофных озер велика и составляет 85–95 %. Для евтрофных озер показатели зольности значительно ниже, часто

менее 20 %. При этом выделяются два крайних типа илов *сапропель* и *торфяные илы*. Сапропель (греч. *sapros* – гнилой, грязь) состоит преимущественно из остатков живых и растительных организмов. Толщина слоя сапропеля может достигать 30 м. Торфяные илы характерны для дистрофных озер с заболоченными лесными водосборами. Основной материал, образующий илы этого типа, является аллохтонным. Как показано ранее, донные отложения соляных озер представляют собой накопление солей (новосадка, старосадка, корневая соль). На дне открытых соляных водоемов с большим содержанием сульфатов образуется особый вид донных отложений, называемых *грязи* или *пелоиды* (греч. *pelos* – грязь), обладающие лечебными свойствами.

Толщина слоя отложений многих озер может достигать десятков метров. При этом вся иловая толща состоит из тончайших слоев – *микрозон*, являющихся следствием сезонных изменений в водоемах и различающихся структурой и цветовым оттенком. Подсчет количества микрозон позволяет установить возраст иловой толщи, а следовательно, и время возникновения водоема. Более мощные микрозоны указывают на более влажные годы, так как в эти периоды интенсифицируется поступление твердого стока с бассейна. Например, возраст оз. Пьявочного в бассейне Онежского озера определен примерно в 6000 лет, что говорит об образовании этого водоема в период отступания последнего Валдайского ледника.

Состав и мощность озерных отложений тесно связана с особенностями ландшафтных зон, где это озеро расположено. Поэтому в распределении озерных отложений по территории хорошо прослеживается широтная зональность. Для всех континентов российским ученым В.В. Алабышевым выделено пять зон озерных отложений:

1) зона тундр с пресноводными отложениями сапропеля мощностью до 0,5 м;

2) зона таежно-подзолистая с мощными до 30 м сапропелевыми отложениями;

3) зона субтропических и тропических пресноводных озерных сапропелей;

4) зона соленоводных сапропелитов (разновидность сапропеля) и минеральных грязей;

5) вертикальная горная зона пресноводных сапропелей мощностью до 10 м. Наиболее распространенными являются отложения второй и четвертой зон, соответствующих таежной зоне и зоне сухих степей и пустынь.

Заиление озер и водохранилищ. Постепенное заполнение котловин озер и водохранилищ наносами приводит к уменьшению их емкости и при неизменном уровне увлажненности возрастанию транзита веществ. Все это приводит к постепенному снижению скорости заиления и наступлению состояния, близкому к равновесию между поступлением и сбросом наносов. Только в слабопроточных и бессточных водоемах процесс заиления не прекращается, вплоть до полного их исчезновения. Уменьшение глубин создает условия для лучшей прогреваемости водной толщи и интенсификации процесса зарастания водоемов, которые могут прекратить свое существование и перейти в разряд низинных болот. Деградация водоемов усиливается при понижении уровня воды и интенсификации хозяйственной деятельности. Такой характер заиления более свойственен озерам. Заиление водохранилищ имеет свои особенности. Существенную роль при оценке интенсивности заиления играют местоположение водоема и его возраст. Интенсивность заиления водохранилищ, как и озер, в зоне недостаточного увлажнения выше, чем в зоне избыточного. Как правило, более быстро заполняются наносами небольшие водоемы, а срок их службы при прочих равных условиях значительно меньше, чем крупных. Быстрее также заиливаются водохранилища, расположенные в горах. Так, Фархадское водохранилище в Узбекистане на р. Сырдарье, текущей с гор, было полностью заилено за 13–15 лет. В горном Мингечаурском водохранилище на Кавказе интенсивность отложения составила 7 см в год. В то же время крупные верхневолжские водохранилища за 30 лет существования были заилены в среднем на 1,0–1,8 % их полного объема. Годовой слой отложившихся наносов не превысил 0,17–0,25 см.

Общее время полного или частичного заиления водохранилищ при равномерном поступлении наносов может быть определено по уравнению

$$T = V_0 /[V_{\text{г}}(1-\beta)], \qquad (5.166)$$

где V_0 – объем воды в водоеме; $V_г$ – годовой объем поступающих в водоем наносов; β – транзитная часть наносов, сбрасываемая из водохранилища и зависящая от интенсивности внешнего водообмена $K_в$. Для равнинных водохранилищ в среднем β = 0,3–0,4.

Таким образом, упомянутые выше крупные водохранилища должны существовать сотни лет. Без учета транзитной части величина T называется показателем условной заиляемости и служит оценкой применения более точных методов расчета, основанных на учете неравномерности отложения наносов. В таких случаях необходимо учитывать неравномерность заиления по годам. Для этих целей Г.И. Шамовым разработаны эмпирические соотношения, выражающие процесс затухания заиления во времени.

$$V_T = V_{пр}(1 - a_0^T), \tag{5.167}$$

где V_T – объем наносов, отложившихся за время T, м^3; T – число лет; $V_{пр}$ – предельный объем наносов в водохранилище, по достижении которого заиление прекращается, м^3;

$$a_0 = 1 - (V_1 / V_{пр}), \tag{5.168}$$

здесь V_1 – объем наносов за первый год работы водохранилища, м^3.

Разработаны также методы определения V_1 и $V_{пр}$, связанные с общим объемом водохранилища и соотношением сечений реки в бытовых условиях ($\omega_р$) и в верхнем бьефе на ближайшем к плотине участке ($\omega_п$).

Процесс заиления подчиняется экспоненциальному закону, т.е. по мере увеличения количества отложившихся наносов уменьшается $\omega_п$ по отношению к $\omega_р$, а это при сохранении водного баланса водохранилища приводит к возрастанию скоростей стокового течения и, соответственно, увеличению транзита поступающих веществ. Это приводит к уменьшению аккумуляции, и интенсивность заиления снижается. Значительно быстрее происходит заиление малых водохранилищ и прудов. Срок их службы часто ограничивается несколькими годами или десятилетиями. Оценка сроков заиления таких водоемов основана на учете их относительной наносоудерживающей способности (P), определяемой как

$$P_а = P_а / P_г, \tag{5.169}$$

где $P_а$ – годовая аккумуляция наносов в прудах и малых водохранилищах в весовом выражении; $P_г$ – средний годовой сток наносов.

Расчет заключается в определении той части притока наносов, которая будет ежегодно осаждаться в котловине.

5.2.8. Оптические свойства вод озёр и водохранилищ

Физические свойства природных вод, в том числе вод водоемов, представлены в п. 2.1.3. Однако особенности гидрологического, гидрохимического, гидробиологического режима этих водных объектов предопределяют наличие некоторых отличий физических свойств вод озер и водохранилищ от речных и других видов природных вод. Во многом это относится к оптическим свойствам воды.

Основные оптические свойства воды определяются её освещённостью, цветом и прозрачностью. *Освещённость* водоёма характеризуется количеством световой энергии, падающей на единицу поверхности воды [Дж/(см^{2}мин), люксы]. При этом наиболее интенсивно поглощается длинноволновая, т.е. красная и жёлтая части спектра. В глубину же проникают коротковолновые синие лучи. Отсюда и свет на значительных глубинах голубой или синий. Рассеивание и поглощение световых лучей в воде обусловливает её *цвет* и, в отличие от цвета морской воды, который во многом зависит от рассеянного света, выходящего из глубины, в водоёмах большую роль играет присутствие всевозможных растворённых веществ, взвешенных минеральных частиц, микроорганизмов и других примесей. Эти вещества по-разному поглощают, рассеивают и отражают свет, и вода может принимать грязноватые оттенки. Также вода может принимать оттенки примесей: бурый, зеленоватый и др. Во время цветения водорослей вода приобретает зелёный цвет, некоторые бактерии придают воде розовый оттенок и т.п. Как правило, фактический цвет воды и цвет поверхности водоёма часто неодинаковы, т.к. последний во многом зависит от погодных условий, а для малых озёр ещё и от оттенков окружающей местности. Если небо покрыто облаками, то водная поверхность темнеет, в солнечную ветреную погоду становится синей. Водная поверхность малых лесных озёр, окружённых зелёными деревьями, представляется зелёной.

Цвет воды объективно определяется по шкале цветности (Фореля-Уля) или по шкале Pt-CO. Шкала цветности представляет со-

бой набор пробирок с водой разного цвета от синего до бурого. При этом каждый оттенок имеет свой номер. Наиболее чистым синим цветом отличаются воды озёра Иссык-Куль (по шкале цветности 1 и 2 номер), Севан (2–3), Ладожское (5–6). Вода озёр болотных массивов имеет коричневый цвет из-за присутствия гуминовых примесей, мелководные озёра полупустынь имеют серый цвет, обусловленный сероватыми частицами неорганического происхождения. Соляные озёра часто имеют воду сиреневого оттенка. Цвет воды в водоёмах испытывает сезонные колебания, связанные с различным поступлением органических и биогенных веществ с бассейнов. Неоднороден он и по площади водоёмов.

Подобным образом, но в градусах, устанавливается цвет воды по шкале Pt-CO. Чем выше значение Pt-CO, тем цвет воды более приближается к бурому.

Цвет воды во многом определяет её *прозрачность*. Например, синий цвет свойственен очень прозрачным водоёмам. По мере уменьшения прозрачности меняется и цвет воды. Сопоставление цветности воды и её прозрачности для нескольких сотен озёр, расположенных в разных природных зонах, показало, что с увеличением градусов цветности по шкале Pt-CO прозрачность уменьшается. Однако при одинаковой цветности наибольшие показатели прозрачности наблюдаются в озёрах таёжной зоны, а наименьшие – в зоне смешанных лесов (табл. 5.22).

Таблица 5.22

Зависимость прозрачности воды озер разных природных зон от ее цветности (по С.П. Китаеву)

Цветность, градусы Pt-CO шкалы	Прозрачность по белому диску, м			
	Тундра	Северная тайга	Средняя тайга	Смешанный лес
< 20	4,8	5,9	5,2	3,9
20–40	3,0	3,4	3,7	2,3
40–80	2,3	2,3	2,1	2,0
80–160	1,0	1,7	1,4	1,8
> 160	0,7	1,0	0,9	–

Таким образом, прозрачность воды также связана с наличием всевозможных примесей и изменяется в широких пределах. Прозрачность воды по диску Секки (глубина исчезновения белого диска даёт величину прозрачности) в озёрах заметно меньше, чем в морях и океанах. Наибольшей прозрачностью воды отличаются

глубокие горные озёра. Например, прозрачность оз. Иссык-Куль – 20 м, Севана – 21 м, Телецкого – 22 м. Исключительно высокой прозрачностью отличается Байкал – до 40 м. Прозрачность уменьшается в мелководных крупных озёрах, вода которых подвержена интенсивному перемешиванию со взмучиванием донных отложений. К таким водоёмам можно отнести Ильмень (1–2 м), Большие Чаны (2–3 м) и др. Прозрачность малых озер Ленинградской области изменяется от 0,5 до 4 м.

Перечисленные оптические свойства воды водоемов изменяются в течение года. Например, прозрачность воды уменьшается в период прохождения паводков на впадающих реках и возрастает зимой. Зависят от времени года цвет и освещенность воды. Таким образом, оптические характеристики воды озер и водохранилищ взаимосвязаны.

С цветностью и прозрачностью воды связано содержанием в ней кислорода. Так, с возрастанием цветности содержание кислорода уменьшается. От прозрачности зависят также и биопродуктивность водоёма. Таким образом, физические характеристики вод водоёмов во многом определяют и их трофический статус.

5.2.9. Биологические особенности водоемов

Особенности физико-химических свойств воды водоемов предопределяют наличие в них биологической жизни. Водные растения и живые организмы *(биота* или *гидробионты)* распространены повсеместно, за исключением лишь соляных самосадочных озер, вулканических озер, вода которых насыщена серной кислотой, и т.п. Представители гидробионтов образуют биотическую часть водных экосистем. Условия обитания гидробионтов определяются физико-географическими особенностями, в которых находятся озерные системы, т.е. являются зональными. Однако морфометрические различия котловин, интенсивность водообмена и другие особенности озерных систем создают неодинаковые условия существования и водной растительности и живых организмов не только в разных водоемах, но и внутри одного водоема. Участки с однородными условиями жизни гидробионтов носят название *биотопы*. Как правило, биотопы приурочены к характерным участкам котловин, например, к литорали, профундали и т.п. Каж-

дый биотоп населяют определенные группы растений и живых организмов, наиболее приспособленных к нему. Такие сообщества называются *биоценозами.* Каждый биоценоз взаимодействует со своим биотопом, образуя экологическую систему, которая таким образом отражает функционирующее взаимодействие биоты и среды ее обитания.

По месту обитания гидробионты можно объединить в несколько групп. *Планктон* (лат. *planktos* – парящий) – совокупность мельчайших растительных и животных организмов, находящихся во взвешенном состоянии в водной толще и пассивно передвигающихся вместе с водой. Планктон, в свою очередь, подразделяется на несколько групп: *фитопланктон* представлен различными водорослями, *зоопланктон*, или животный планктон, представлен простейшими ракообразными, коловратками и т.п., *бактериопланктон* состоит из различных видов бактерий. Перечисленные виды планктона могут перемещаться на значительные расстояния и по горизонтали и по глубине. *Нектон* (лат. *nektos* – плавающий) – сообщества водных животных, также обитающих в толще воды, но в отличие от планктона, приспособленных к активному плаванию, к преодолению движений воды и перемещающихся на значительные расстояния. Рыбы, обитающие в водоемах, являются представителями планктона. *Бентос* (лат. *bentos* – глубина) – гидробионты, обитающие на дне. При этом бентос подразделяется на *фитобентос* и *зообентос*. К бентосу относятся высшие водные растения, черви, моллюски, грибки, бактерии, живущие или на поверхности дна, или зарывающиеся в грунт. Более детальное рассмотрение мест обитания гидробионтов позволяют выделить: *нейстон* (лат. *nein* – плавать) – обитатели поверхностной пленки воды, *перифитон* (лат. *peri* – вокруг, лат. *phiton* – растение) – гидробионты, покрывающие погруженные предметы – камни, растения, днища судов, подводные строительные конструкции и т. п.

Жизнедеятельность перечисленных групп гидробионтов связана с потреблением ими пищи. При этом лишь фитопланктон поглощает непосредственно из воды молекулы растворенных неорганических веществ, превращая их в органические вещества *(автотрофное питание).* Все остальные виды гидробионтов потребляют уже готовое органическое вещество *(гетеротрофное пита-*

ние). Продукты разрушения при отмирании гидробионтов оседают на дне, растворяются в воде, тем самым формируя условия для образования круговорота вещества. В случае неполного круговорота часть органических веществ накапливается в водоеме. Таким образом, водоемы обладают свойством воспроизводить органическое вещество, в том числе в виде живых организмов. То есть каждый водоем обладает *биологической продуктивностью*.

Для оценки интенсивности биологических процессов в водоемах применяются количественные показатели, наиболее распространенными из которых являются *биомасса* и *продукция.*

Биомасса представляет собой количество органического вещества, заключенного в живых организмах в данный момент времени, и определяется в весовых единицах на единицу площади поверхности водоема или объема его воды (г/м^2, кг/га, г/м^3). Продукция характеризует приращение биомассы за тот или иной отрезок времени. При этом различают *первичную* и *вторичную* продукции. Первичная продукция представляет собой органическое вещество, создаваемое автотрофами (фитопланктон), вторичная создается гетеротрофами (живые организмы, зоопланктон).

Биопродуктивность водоемов не остается постоянной, а изменяется вместе с изменениями их гидрологического режима, связанного с изменениями климата и особенностями строения систем водоемов (площади водосборов и водоемов, глубины, интенсивности водообменов и т.п.). В то же время величина биопродукции изменяется и по географическим зонам, как правило, возрастая с севера на юг при прочих одинаковых условиях. Например, по данным С.П. Китаева, биомасса зоопланктона изменяется по зонам тундры, тайги, смешанного леса, лесостепи и степи, составляя, соответственно, 1,27; 1,44; 2,76; 11,88; 12,60 г/м^3, Отмечено также аналогичное возрастание фитопланктона, ихтиомассы. По данным П.Е. Соколова, в средней полосе России рыбопродуктивность озер может достигать 2 ц/га, а на юге – до 4 ц/га и более.

Индикатором изменений зависимости некоторых видов гидробионтов от гидрологического режима водоемов может служить их уровенный режим, определяемый изменениями погодных, климатических условий и особенностями строения систем водоемов, т.е. структурой водного баланса (рис. 5.58).

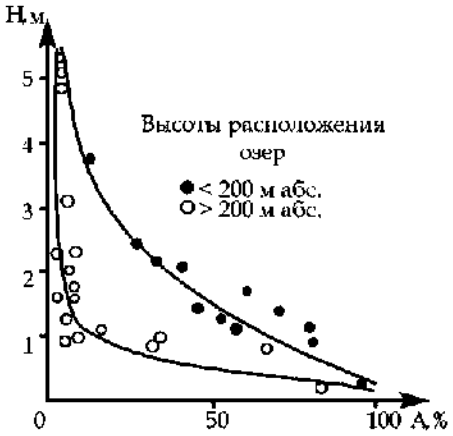


Рис. 5.58. Зарастание озер Северного Казахстана высшей водной растительностью в зависимости от их средних глубин (по А.М. Догановскому)

Из рисунка следует, что озера, расположенные выше 200 м, имеют более крутые берега, чем озера, расположенные ниже. Поэтому, при прочих равных условиях, в первом случае площадь зарастания меньше. Процент зарастания озер меняется также в разные по водности годы. При этом высота стояния уровня косвенно характеризует состояние среды обитания гидробионтов, т.е. совокупности абиотических факторов. От высоты стояния уровня, фиксирующего глубину, зависит и развитие фитобентоса – высшей водной растительности *(макрофитов)*, произрастающей в береговой зоне на литорали. К этой зоне приурочены и другие формы бентоса, в то время как в профундали фитобентос фактически отсутствует из-за недостаточности света.

Наряду с сезонными изменениями уровня изменяется и температура воды. При ее повышении весной наблюдается вспышка массового развития фитопланктона – «цветение» воды, среди которого преобладают диатомовые водоросли. В это же время развивается зоопланктон. По мере повышения температуры появляются сине-зеленые водоросли, а осенью наблюдается массовое отмирание планктона, остатки которого опускаются на дно. В случае низкого стояния уровня в течение длительного периода площади, занятые макрофитами, увеличиваются вплоть до полного зарастания озера.

В водохранилищах биологические особенности связаны с высокой интенсивностью водообмена и значительными колебаниями уровня. При этом периодически затапливаются и обсыхают большие площади, на которых развиваются и водные, и земноводные виды макрофитов.

Гидрологическая роль гидробионтов. Гидробионты не только адаптируются к среде обитания, но и сами оказывают на нее заметное воздействие, выражающееся в формировании котловин и различных элементов гидрологического режима водоемов. Более заметно это воздействие проявляется на водохранилищах – более молодых образованиях. Произрастающие в прибрежной зоне водоемов макрофиты препятствуют воздействию волн на берега, тем самым уменьшая интенсивность абразии. Отмирающие гидробионты участвуют в пополнении иловых отложений и образовании автохтонных газов. Высшая водная растительность является конкурентом фитопланктона в пище, тем самым в некоторой мере препятствует цветению водоемов. Эта же водная растительность в процессе транспирации увеличивает испарение с поверхности водоемов. Фитопланктон в процессе фотосинтеза продуцирует кислород и ассимилирует углекислоту, создавая благоприятный для живых организмов газовый режим. В то же время при цветении воды он ухудшает ее качество, снижает прозрачность. Наоборот, зоопланктон и бентос способствует осветлению воды.

5.2.10. Трофический статус водоемов

Совокупность гидрохимических характеристик и, в первую очередь, количество и состав биогенных и органических веществ, определяют трофность, или кормность, водоёмов (греч. *trophe* – пища). По этому признаку Тиннеманом разработана классификация водоёмов, т.е. большим группам озёр и водохранилищ придан определённый трофический статус и все они разделены на несколько групп.

Олиготрофные озёра (греч. *oligos* – незначительный) с малой трофностью, негуминифицированной водой. Чаще всего это глубокие, холодноводные водоёмы с чистой и прозрачной водой, содержащие небольшое количество биогенных веществ. К олиготрофным озёрам относятся Ладожское, Онежское, Байкал, водо-

хранилища Ангарского и Енисейского каскадов, из зарубежных – озёра Верхнее в Северной Америке, Танганьика в Африке и др.

Эвтрофные озёра (греч. *eu* – хорошо) богаты органическими и минеральными веществами. Чаще всего это неглубокие, хорошо прогреваемые водоёмы разной площади со значительными колебаниями гидрохимических показателей в течение года. В таких водоёмах наблюдаются мощные донные отложения. К эвтрофным озёрам можно отнести российские озера Лаче, Воже, Ханку, оз. Балатон, расположенное в Центральной Европе, и др.

Дистрофные озёра (лат. *dis* – приставка, обозначающая отрицание) с большим содержанием гумуса, со слабыми возможностями питания водных организмов. К дистрофным водоёмам чаще всего относятся небольшие болотные, лесные озёра с мощными отложениями органических веществ.

Мезотрофные озёра (греч. *mesos* – промежуточный) – промежуточный тип между олиготрофными и евтрофными водоёмами.

В естественных условиях в своём развитии озёра последовательно проходят стадии: олиготрофные → мезотрофные → эвтрофные → дистрофные. После чего эти водные объекты могут прекратить своё существование.

Процесс смены трофического уровня характеризует деградацию водоемов. Этот процесс длится многие годы и на малых водоёмах проходит значительно интенсивнее, чем на средних и больших. Однако в последние десятилетия усилился сброс в водоёмы всевозможных загрязняющих веществ, что привело к интенсификации эвтрофирования озёр (см. п. 2.3.4). Поэтому в настоящее время широкое распространение получил термин *антропогенное эвтрофирование.* По сравнению с естественным, антропогенное эвтрофирование резко ускоряет процесс деградации водоемов. Так, по данным К.К. Эдельштейна, быстро эвтрофируются подмосковные водохранилища: Истринское, Можайское и др., расположенные в густонаселенных пригородных зонах.

Из всех гидрохимических элементов, определяющих трофический статус водоёмов, лимитирующим является фосфор и его концентрация. Этот элемент присутствует не только в свободном состоянии, но и содержится в тканях фито- и зоопланктона, в составе многих соединений. Концентрация фосфора зависит не только от

прихода этого элемента, но и способности водоёма его удержать. Удержание фосфора во многом определяется интенсивностью внешнего водообмена. Среднегодовая концентрация фосфора [P, г/(м^{2}год)] в воде может быть оценена по формуле Диллона:

$$P = L_p(1-R_P)(\overline{H}K'_в)^{-1}, \qquad (5.170)$$

где L_P – фосфорная нагрузка, г/м^2 год; R_P – коэффициент удержания фосфора в воде, в долях от единицы; $K'_в$ – коэффициент условного внешнего водообмена, 1/год; $\overline{H}$ – средняя глубина водоёма, м.

Из уравнения следует, что чем выше $K'_в$, тем меньше фосфора удерживается в водоёме. Величина коэффициента R_p определяется опытным путем.

Каждому водоёму свойственна определённая критическая фосфорная нагрузка, превышение которой вызывает изменение уровня трофии, т.е. приобретение им нового трофического статуса [L_w, мгP/(м^2 год)]. Величина этой нагрузки может быть определена по формуле Фолленвайдера, представленной в виде

$$L_{кр} = 10\overline{H}(1+\sqrt{1/K''_в})/K''_в, \qquad (5.171)$$

где $\overline{H}$ – средняя глубина водоема, м; $K''_в$ – коэффициент условного внешнего водообмена.

Уравнение (5.171) представляет собой аппроксимацию очевидной зависимости: для каждого трофического статуса существует корреляционная зависимость между годовой биогенной нагрузкой, отнесённой к единице площади водоёма, и его средней глубиной (рис. 5.59).

Таким образом, водоёмы с глубиной $\overline{H}$ и известными значениями $K_в$, попадающие в зоны 1 или 3, могут быть отнесены, соответственно, к евтрофному или олиготрофному типу. Например, полевые исследования, проведённые институтом Озероведения на озёрах восточной Латвии, показали, что большинство малых озёр этого региона уже относятся к эвтрофным. Аналогичное тестирование водоёмов различных районов Земли выполнено самим Фолленвайдером, которым установлено, что исследованные озёра юга

Африки относятся к мезотрофным и эвтрофным. Большая часть озёр Ирландии эвтрофные, а озёра Северной Америки относятся и к олиготрофным и к эвтрофным.

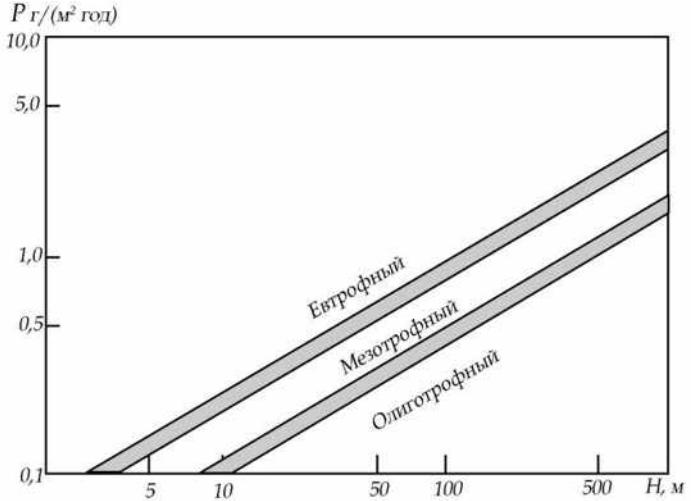


Рис. 5.59. Трофическое состояние озера в зависимости от его средней глубины (*H*) и количества поступающего фосфора (*P*)

Контрольные вопросы

1. Перечислите отличия водного баланса естественных озер от баланса водохранилищ за разные интервалы времени.
2. Раскройте условия образования сточных, бессточных, периодически сточных озер. Каковы условия распределения типов озер по территории.
3. Что такое условный внешний водообмен озер и водохранилищ, его разновидности, способы оценки. Значение интенсивности водообмена для жизни водоемов.
4. Перечислите факторы, влияющие на формирование уровенного режима озер и водохранилищ, и условия формирования внутрирядной связанности.
5. Каковы особенности распределения температуры воды в разнотипных водоемах в разное время года? Особенности зимнего режима озер и водохранилищ.
6. Перечислите термические классификации озер, укажите классификационные признаки.
7. Перечислите основные виды движения воды в водоемах и причины, их вызывающие.
8. Перечислите факторы формирования ветровых волн и ветровых течений, раскройте числовые параметры их элементов.
9. Раскройте понятия «зональные, азональные, полизональные водоемы» по химическому составу воды. Приведите примеры.
10. Приведите факторы образования минерализованных озер, перечислите осо-

бенности их солевого и гидрологического режима, термики, физических свойств рапы. Обоснуйте закономерности географического распределения этого типа озер.

11. Приведите источники поступления в водоемы твердых частиц, ведущих к образованию донных отложений. Приведите свойства иловых отложений и раскройте принципы расчета сроков заиления, прежде всего водохранилищ.
12. Какова гидрологическая роль биотических элементов в формировании типа водоема?
13. Раскройте последовательность прохождения озерами в период их жизни стадий трофии.

Литература: 2; 5; 6; 12; 13;17; 25; 33; 42; ;43; 44; 46; 50; 51; 52; 54; 55; 61; 68 ;69; 72; 73.

5.3. Гидрология болот и заболоченных земель

5.3.1. Водный баланс болот и определение его элементов

Водный баланс болот, как и других водных объектов, состоит из приходной, расходной, аккумуляционной составляющих и описывается уравнением (2.7). При этом каждая из составляющих состоит из нескольких элементов. В общем виде, учитывая лишь основные составляющие водного баланса болотного массива, можно записать ($м^3$):

$$(dV / dT) = V_{пр} - V_{ст} + V_{ос} \pm V_{гр} - V_{исп}, \qquad (5.172)$$

где dV/dT – изменение запасов воды в болотном массиве за время dT; $V_{пр}$ – приток воды с окружающей болото местности (с болотного водосбора); $V_{ст}$ – сток воды с болота поверхностным путем; $V_{ос}$ – атмосферные осадки, выпавшие на поверхность болота; $V_{гр}$ – подземный приток и сток с болота; $V_{исп}$ – испарение с поверхности болота

Однако структура уравнения водного баланса, соотношение между его элементами неодинаковы для разных типов болот и различных dT.

Основное различие определяют условия притока и стока воды из болота, т.е. строение самой болотной системы: наличие водосбора, условия залегания в рельефе местности и связанных с ними размеров контуров притока (L_1) и стока (L_2) воды, являющихся частями периметра болотного массива. Для разных фаз развития массива эти размеры могут быть различными. На рис. 5.60 представлены два типа болот, расположенных на склоне долины и

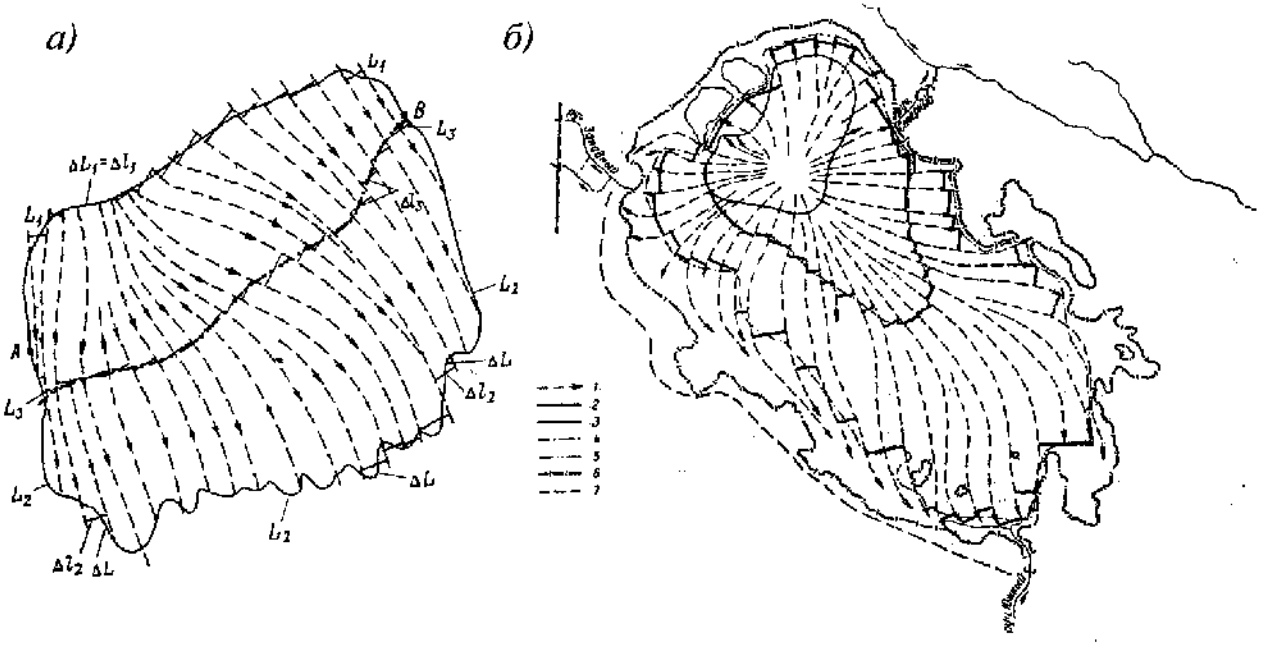


Рис. 5.60. Планы стекания на болотных массивах (по К.Е. Иванову).
а – с транзитным стоком, *б* – с местным стоком. L_1 – контур притока на болотный массив; L_2 – внешний контур стока с массива; L_3 – контур на границе между различными типами болотных микроландшафтов; ΔL – элементарные участки контура; Δl – спроектированные элементарные участки контура (перпендикуляр к линии стока).
1 – линии стекания, *2*, 3 – границы массивов и границы растительных комплексов

имеющих контуры притока и стока и расположенных в котловине, где контуром притока и стока является весь периметр болота (соответственно, фазы низинного и верхового болота).

В первом случае у болота имеется площадь водосбора. Точки *A* и *B* делят контур болота на участки притока и стока. Во втором случае площадь водосбора практически отсутствует. На рисунке представлены также линии стекания (движения) воды в болоте. Длины контуров притока (L_1) и стока (L_2) равны сумме элементарных участков контуров, соответственно, $\sum\Delta l_1$ и$\sum\Delta l_2$. В этом случае разность $V_{\text{пр}} - V_{\text{ст}} = V_1$ представляет собой транзитный сток, а $V_2 = V_{\text{ос}} + V_{\text{гр}} - V_{\text{исп}}$ – внутренний сток, или внутриболотный водообмен. Тогда

$$(dV/d\text{T}) = V_1 - V_2. \qquad (5.173)$$

Считается, что величина $V_{\text{гр}}$ чаще всего приближается к 0.

Уравнение (5.173) справедливо для всех типов болот, имеющих контуры притока и стока, т.е. ко всем болотным массивам речных долин, котловин и т.п.

Для вогнутых болотных массивов котловинного залегания на первой фазе развития (низинные болота), когда отметки окружающей местности выше отметок поверхности болота, контур стока отсутствует, и уравнение (5.172) принимает вид:

$$(dV/dT) = V_{\text{пр}} + V_{\text{ос}} - V_{\text{исп}}. \qquad (5.174)$$

Для выпуклых болотных массивов террасного, котловинного, иногда склонового залегания в третьей фазе развития (верховое болото), контур притока отсутствует, т.к. окружающая болото местность расположена ниже отметок поверхности болота. В этом случае уравнение (5.172) принимает вид:

$$(dV/dT) = V_{\text{ос}} - V_{\text{ст}} - V_{\text{исп}}. \qquad (5.175)$$

Подобным образом могут быть рассмотрены и другие типы болот, для которых также можно выделить контуры притока и стока и определить *dV*/*dT*. Если потребуется включить в уравнение водного баланса и другие составляющие, то способы их определения для любого типа болот будут одинаковыми. Следует также отметить, что в разные сезоны и при разных *dT* соотношения элементов баланса могут меняться, вплоть до изменения их знака.

На схеме (рис. 5.61) представлены возможные случаи залегания болот в рельефе местности, в различного рода котловинах, логах, на склонах и т.п. и наличия у них контуров притока и стока. Отсюда, каждому из приведенных классов болот соответствует уравнение водного баланса вида (5.174) или (5.175). При этом каждый из перечисленных классов должен соответствовать определенному ходу развития болота (ЦО, ПО, С).

Выбирая уравнение, следует знать, к какой фазе развития относится болото. Например, болота, образованные в замкнутых котловинах и находящиеся на первой фазе развития, будут иметь только контуры притока. На третьей фазе – только контуры стока, так как при переходе от первой к третьей фазе болото превратилось из низинного (вогнутого) в верховое (выпуклое).

Определение составляющих водного баланса в первую очередь связано с особенностями расчета притока и стока поверхностных и подземных вод. Примеры расчетов притока воды с водосборов приведены в п. 5.2.1. Что касается стока, то он или непосредственно измеряется на вытекающей из болота реке, или вычисляется с помощью специально разработанных методов (п. 5.3.4), или по имеющимся картам речного стока.

Как правило, велика роль испарения с болот. Так, в расходной части водного баланса испарение может приближаться к 100 % для низинных бессточных болот котловинного залегания в аридной зоне и достигать 50 % на болотах зоны избыточного увлажнения. Считается, что величины испарения во многом зависят от широты местности, где расположено болото. Например, для олиготрофных болот ЕТР с севера к южной части лесной зоны величина E возрастает от 200 до 400 мм в год. Большую роль при формировании испарения играет постоянная или периодическая близость грунтовых вод к поверхности болота. Чем ближе уровень воды к поверхности, тем больше испарение. В периоды выхода болотных вод на поверхность, например, весной, или в период высокой водности при прочих равных условиях испарение еще больше увеличивается. При этом поверхность болота может рассматриваться как заросший водоем. Наоборот, при значительном снижении уровня воды, горизонт которых долгое время находится ниже поверхности болота, процесс испарения приближается к процессу испарения с почв, покрытых растительным покровом.

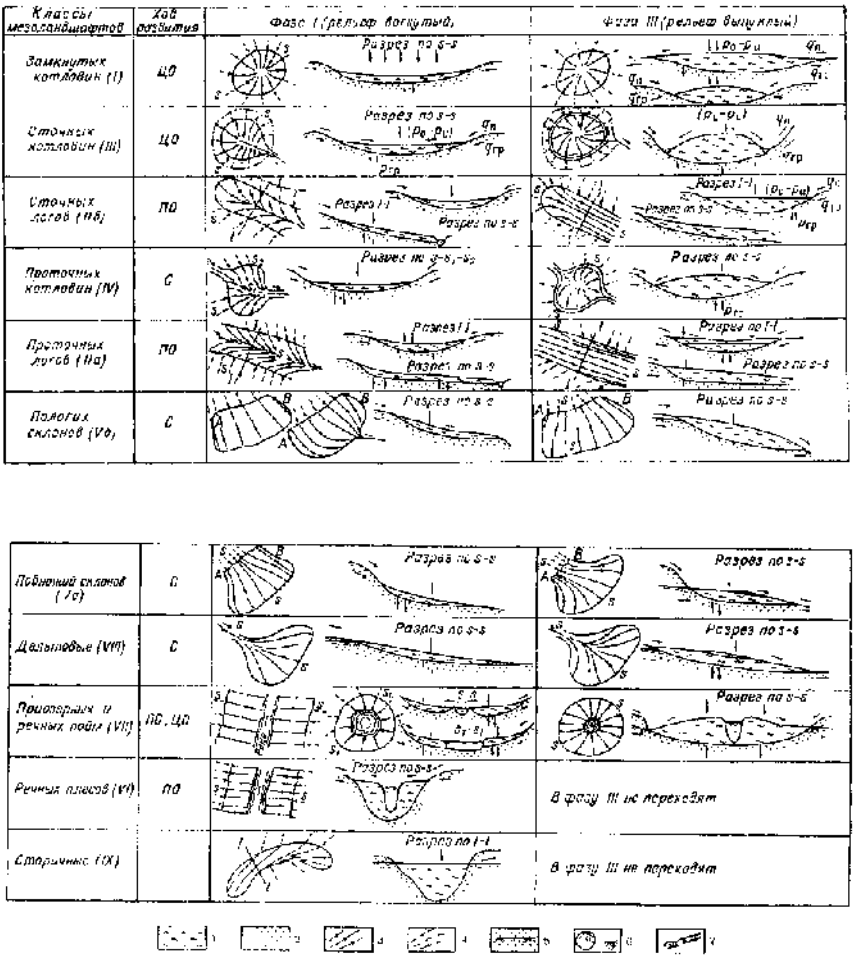


Рис. 5.61. Схема питания и стекания вод в первой и третьей фазах развития мезоландшафтов различных классов (по К.Е. Иванову).
1 – торф, *2* – подстилающие грунты, *3* – линии стекания внутри мезоландшафта, *4* – линии направления внешнего питания, *5* – уровень грунтовых вод в минеральных породах, *6* – озера, *7* – дренирующие водотоки

В настоящее время испарение с болот может быть измерено с помощью весовых испарителей, работающих по принципу (3.19), или рассчитано с привлечением методов теплового или водного балансов.

Привлекая метод теплового баланса, испарение может быть вычислено по формуле

$$E = aR_б + C, \qquad (5.176)$$

где E – испарение за данный промежуток времени; $R_б$ – радиационный баланс на поверхности болота за тот же период времени; C – коэффициент, учитывающий испарение за счет других источников тепла, например, за счет турбулентного теплообмена с атмосферой и др.; a – коэффициент, учитывающий долю радиационной составляющей баланса и зависящий от типа болотного микроландшафта, отметки уровня воды, погодных условий и состояния болотной растительности.

Определение величины C как суммы нескольких компонент производится по известным формулам, с помощью которых рассчитываются элементы теплового баланса (п. 2.3.3).

Уравнение водного баланса, решаемого относительно E, также может быть использовано для определения испарения с поверхности болот, при условии известных других элементов баланса. Тогда, исходя из (5.2), расчетное уравнение принимает вид (мм)

$$E = P + R_{пр} - R_{исп} \pm \Delta U, \qquad (5.177)$$

где P – атмосферные осадки на поверхность болота; $R_{пр}$ и $R_{ст}$ – соответственно, приток и сток с болота; ΔU – накопление или расходование влаги в деятельном слое болота.

Приведенные способы предполагают получение суммарного испарения со всего массива. Однако испарение неодинаково на разных его частях. Например, испарение с мочажин больше, чем с кочек и болотных гряд, и т.п.

В качестве примера на рис. 5.62 представлена связь величин измеренного испарения с отдельных элементов мезоландшафта болота с суммарным испарением.

Из рисунка следует, что наибольшее испарение, в 2 раза превышающее среднее суммарное испарение с бугристого болота, отмечается на топях, что связано с их высокой обводненностью. Испарение с бугров, покрытых сфагнумом, меньше, чем величина суммарного испарения. Испарение с лишайникового покрова изменяется в зависимости от увлажненности периода. Таким обра-

зом, каждая зависимость может быть описана уравнением, в данном случае прямой:

$$E_i - = aE, \tag{5.178}$$

где a – коэффициент, равный: для бугров – 0,82, лишайников в засушливые периоды – 0,18, в дождливые – 0,82, для топей – 2,0.

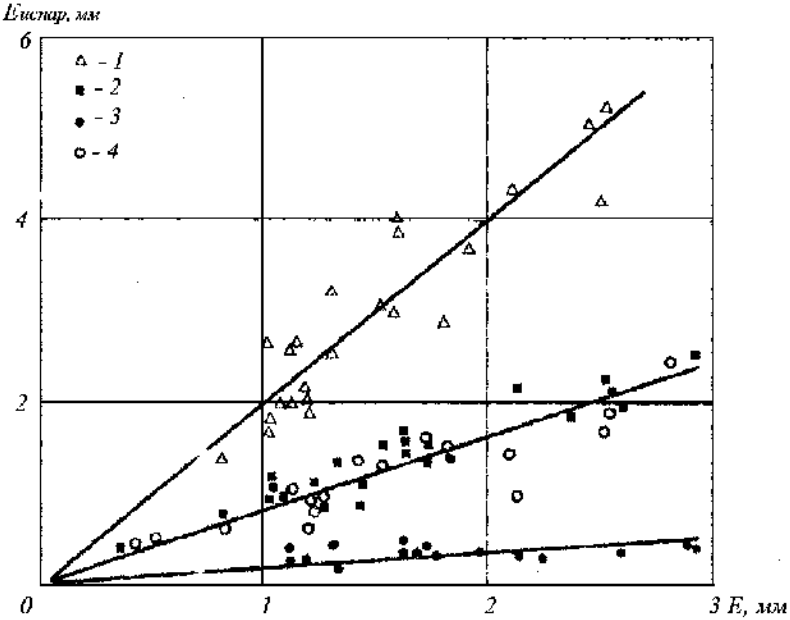


Рис. 5.62. Связь испарения с отдельных элементов ($E_{исп}$) мезорельефа болот с суммарным испарением (E) (по Ю.П. Москвину).
1 – топь, *2* – бугор (сфагнум 100 %), *3* – бугор, бездождный период (лишайник 100 %), *4* – бугор, дождливый период (лишайники 100 %)

Исходя из соотношения площадей, рассматриваемых микроландшафтов и учитывая растительный покров на буграх, испарение в целом можно определить:

$$E = fE_{т} + (1 - f)[NE_{п} + (1 - N)E_{ср}], \tag{5.179}$$

где $E_{т}$, $E_{п}$, $E_{ср}$ – испарение (мм), соответственно, с топи, с бугров, покрытых лишайниками, сфагнумом; f – площадь топи, в долях единицы от общей площади болота; N – степень покрытия лишайником площади бугров, в долях единицы.

Большая часть испарения приходится на теплую часть года. Зимой испарение незначительно и, например, для условий Северо-Запада России оно не превышает 25 мм.

Для определения величин атмосферных осадков, выпадающих на поверхность болотных массивов, используются данные наблюдений по осадкомерам болотных станций или станций, расположенных на прилегающей местности. Для больших массивов эти данные осредняются по их территории, для малых привлекаются данные отдельных репрезентативных станций.

5.3.2. Вода в болотных массивах

Являясь гидрологическим объектом, болота содержат огромное количество воды. Эта вода активно участвует в глобальном гидрологическом цикле и во внутриматериковых влагооборотах. Болотная вода представлена в виде свободной и связанной влаги. *Свободная вода* – влага, заключенная в порах торфа, способная перемещаться под действием гравитационных сил. *Связанная вода* – неподвижная влага, скрепленная с твердым скелетом торфа и не участвующая в фильтрации. При этом большая часть связанной воды относится к внутриклеточной, заполняющей клетки не полностью разложившихся растительных остатков и также заключенных в очень тонких капиллярах торфа. Меньшая часть неподвижной воды представляет собой физически или молекулярно связанную воду. Из общего количества воды, находящейся в болоте, большая часть представляет связанную воду. При этом основная ее масса сосредоточена в торфяной залеже ниже уровня болотных вод.

Уровень болотных (грунтовых) вод представляет собой горизонтальную водную поверхность, разделяющую толщу торфа на две зоны: верхний *деятельный* и нижний *инертный* горизонты.

Деятельный и инертный слои резко различаются по физическим и биологическим свойствам, которые во многом определяются количеством воды, ее режимом. Отличие свойств деятельного слоя от инертного заключается в его более интенсивном водообмене с атмосферой и окружающей болото местностью, более резкими колебаниями водности и более высокой водопроводимостью и водоотдачей. Кроме того, в деятельном слое обитает большое количество аэробных бактерий, способствующих быстрому разло-

жению отмирающих растений и интенсивному образованию торфа. Именно в деятельном слое наиболее заметны колебания уровней воды, и большая часть их амплитуды приходится также на этот слой.

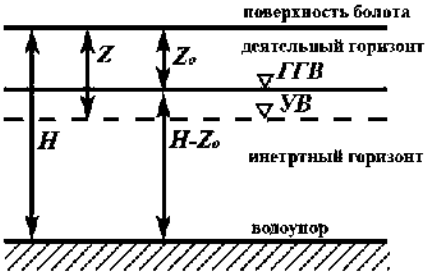


Рис. 5.63. Торфяная залежь болота. ГГВ – горизонт грунтовых вод (граница между деятельным и инертным слоями); УВ – фактический уровень

Поступающая на поверхность болота вода под действием силы тяжести проникает в глубокие слои торфяной залежи и заполняет ее поры. Так как количество поступающей воды непостоянно, то уровень воды колеблется. Однако, как и у других водных объектов, на болотах определяется средний многолетний уровень и границы его изменений – средние многолетние максимальные и минимальные уровни. При этом толщина деятельного слоя принимается равной глубине залегания среднего многолетнего минимального уровня, отсчитываемого от поверхности болота. Как правило, эта глубина для всех типов болот незначительна по сравнению с толщиной инертного горизонта и колеблется от 40 см в некоторых типах мохово-травяных микроландшафтах до 70 см в сосново-кустарниковых и до 80–95 см в лесных низинных болотах. Толщина же инертного горизонта может изменяться от 0 на периферии болота до 8–10 м в его центральной части. Наибольшие из известных толщин инертного слоя, часто превышающие 12 м, отмечены на ряде болот лесной зоны.

Для образования такого количества торфа требуется длительное время. Поэтому толщина инертного слоя говорит о возрасте болота.

Для оценки общего количества воды, содержащейся в торфе *(влагосодержание*), необходимо знать *полную объемную влажность торфа* (η), которая равна:

$$\eta = V_в / V_т, \qquad (5.180)$$

где $V_в$ – объем воды, содержащейся в торфе, объемом $V_т$. Величина η, представленная в долях от единицы или процентах, меняется в зависимости от характеристик торфа и условий обводнения. Следовательно, она не постоянна по глубине и по площади болотного массива и во времени. Величина η снижается в засушливые годы и возрастает во влажные. По имеющимся сведениям η, определенная ниже уровня болотных вод и при полном заполнении пор, изменяется от 91 до 98 %. Для деятельного слоя часть пор может быть занята воздухом. Таким образом, с глубиной по мере уплотнения торфа величина η снижается.

Влагосодержание торфа можно также оценить с помощью *весовой влажности* (δ):

$$\delta = P_в / P_о \text{ или } \delta_1 = P_в / P_с, \qquad (5.181)$$

где $P_в$ – вес воды; $P_о$ – полный вес торфяной массы, складывающийся из веса воды и сухого вещества; $P_с$ – вес сухого вещества торфа.

Определяя опытным путем величины δ_1, δ_2, $P_о$, $P_с$, можно вычислить $P_в$, а вес перевести в объемы.

Знание δ дает возможность ориентировочно определить количество воды как в отдельных болотных массивах, так и общее количество воды в болотах отдельных регионов. По некоторым оценкам, средняя мощность торфяной залежи – около 4,5 м, общая площадь болот равна 2,68 10^6 км^2. Отсюда, при среднем значении δ = 0,95, $V_б$ = 2,682 0,0045 = 11 072 км^3, что составляет 0,03 % от общего количества пресной воды на Земле. Количество воды в болотах более чем в 5 раз превышает запасы воды в русловой сети всех рек мира. Таким же способом можно посчитать запасы воды в конкретных болотных массивах. Например, запасы воды в болотах Западной Сибири по расчетам сибирских болотоведов оцениваются в 1000 км^3 (1000 мм) при площади заболачивания около 1 млн км^2 и запасах торфа 120 млрд т. Причем это количество воды значительно превышает годовой сток рек в этих районах, который оценивается в 100–300 мм.

Предельная влагоемкость или *водоудерживающая способность торфа* представляет собой максимальное влагосодержание

в торфяной залеже. Так как плотность сухого вещества на разных болотах различна, то и величина предельной влагоемкости неодинакова. В случае превышения этого состояния торфяная залежь начинает отдавать воду, которая, двигаясь в деятельном слое под действием силы тяжести, формирует *водоотдачу* торфа. Подобный процесс происходит в снежном покрове при его таянии.

Величину водоотдачи характеризуют коэффициентом водоотдачи

$$\xi = V_{\text{ст}} / V_{\text{т}}, \qquad (5.182)$$

где $V_{\text{ст}}$ – объем воды, стекающей из торфяной залежи при понижении уровня грунтовых вод на величину Δh; $V_{\text{т}}$ – объем слоя торфа толщиной Δh.

Различают суммарный и послойный коэффициенты водоотдачи (ξ_h). Численно ξ_h представляет собой величину слоя воды, стекшей из какого-либо слоя торфа при понижении уровня воды на единицу высоты.

Торф обладает очень высокой водоудерживающей способностью, значительно превосходящей другие грунты (табл. 5.23).

Таблица 5.23

Сравнительная оценка водоудерживающей способности торфа

Грунт	Песок	Супесь	Суглинок	Торф травяной	Торф сфагновый
Количество воды, кг/м^3	250	330	620	750–875	900

В таблице приведены предельные значения влагоёмкости, выше которых начинается водоотдача из грунта. Из таблицы также следует, что водоудерживающая способность торфа неодинакова и зависит от состава торфяной залежи.

5.3.3. Движение болотных вод

Движение воды в торфяной залежи происходит путём горизонтальной фильтрации по уклону по более спрессованной торфяной массе и вертикально вниз до водоупора. Основная масса воды с максимальными скоростями движется внутри деятельного слоя или по поверхности болота, в то время как в инертном слое запасы воды меняются мало. Самые большие скорости движения воды наблюдаются при выходе воды на поверхность болота или в *растительном очёсе* – верхнем слое, имеющем наиболее крупные поры.

Движение воды на болотах любого типа от контура питания до контура разгрузки осуществляется сплошным потоком или в виде ручьёв, а режим движения из-за малых скоростей обычно ламинарный. Для верховых выпуклых болот это движение происходит от центра массива к периферии, а если поверхность болотного массива вогнутая, то, наоборот, к центру. Направление движения показывают *линии тока*, которые можно провести по направлению уклонов.

Скорости движения воды в торфяной залежи характеризуются *коэффициентом фильтрации* ($K_ф$), величина которого зависит от типа болотного массива и болотного микроландшафта, степени разложения торфа, его ботанического состава (табл. 5.24).

Таблица 5.24

Коэффициенты фильтрации торфа (по К.Е. Иванову)

Тип болота	Степень разложения торфа, %	Коэффициент фильтрации $K_ф$, см/с	Среднее значение $K_ф$, см/с
Низинное болото, верхний горизонт	слаборазложившийся торф (10–15 %)	0,002–0,01	0,005
	среднеразложившийся торф (35–45 %)	0,0002–0,003	0,0008
Верховое болото, верхний горизонт	слаборазложившийся торф (10–15 %)	0,01–0,025	0,015
	среднеразложившийся верховой торф (35–45 %)	0,00025–0,001	0,0005
Любой тип болот, инертный горизонт	сильноразложившийся торф	$<10^{-6}$	≈0

В таблице приведены значения коэффициентов фильтрации торфа в инертном горизонте неосушенных болот (кроме топяных участков).

Известные значения $K_ф$ дают возможность оценить расходы воды в любой точке болотного массива. Для этих целей следует использовать уравнение Дарси, отражающее закон фильтрации воды в пористой среде при ламинарном движении потока (п. 3.3.4):

$$Q = K_ф hI, \qquad (5.183)$$

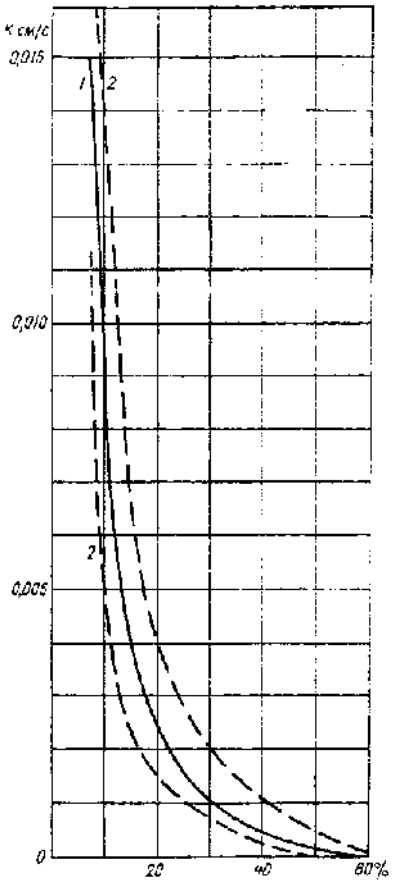


Рис. 5.64. Обобщенная зависимость коэффициентов фильтрации торфа в естественных залежах ненарушенной структуры от степени его разложения (по К.Е. Иванову). *1* – кривая осредненных значений коэффициента фильтрации на пласт торфа, *2* – линии предельных отклонений значений коэффициентов фильтрации при естественной вариации их значений в пласте от точки к точке

где h – мощность деятельного слоя, м; I – уклон поверхности болота в направлении линии стекания. При этом уклоны поверхности грунтовых вод в болоте, как правило, незначительны и не превышают величин 0,01–0,0001.

Из таблицы также следует, что чем выше разложение торфа, сопровождающееся уменьшением пористости, тем меньше величины $K_ф$. Так как разложение возрастает с глубиной залежи, то и коэффициенты фильтрации уменьшаются в этом направлении (рис. 5.64).

Для деятельного горизонта, где торфяная залежь представляет собой крупнопористую структуру, образуемую живым и отмершим растительным покровом, величины $K_ф$ значительно больше, чем в инертном горизонте, и также уменьшается от поверхности болота к нижней границе деятельного горизонта. Опытным путем установлено, что для большинства болотных массивов уменьшение $K_ф$ с возрастанием глубины Z происходит по закону:

$$K_{фz} = K_{max} /(Z+1)^m, \quad (5.184)$$

где $K_{фz}$ – коэффициент фильтрации торфа на глубине Z; K_{max} – значение коэффициента фильтрации у поверхности болота при $Z = 0$; m – коэффициент редукции, показывающий темп снижения величин $K_ф = f(Z)$ и зависящий от типа болотного микроландшафта.

С коэффициентом фильтрации тесно связано понятие водопроводимости торфяной залежи болота. Под *водопроводимостью* понимают количество воды, протекающее через единицу площади некоторой поверхности, перпендикулярной к направлению градиента сил, действующих на поток воды при градиенте их, равном единице. Чем больше значение $K_ф$ торфа, тем выше его водопроводимость. Поэтому $K_ф$ деятельного слоя болотных массивов вследствие более высокой пористости торфа и болотной растительности в тысячи раз превосходит водопроводимость инертного горизонта.

К числу других очень важных гидродинамических характеристик болотных массивов, показывающих закономерности движения болотных вод, следует отнести величину проточности. *Проточность* представляет собой расход воды, фильтрующейся в деятельном и инертном горизонте ниже уровня болотных вод через единицу площади поверхности, перпендикулярной к градиенту давления в данном месте. В общем случае проточность выражается также уравнением Дарси. Если рассматривать только ее горизонтальную составляющую и лишь в деятельном слое, то формула принимает вид:

$$q_z = I \int_z^{z_o} K_z dz, \qquad (5.185)$$

где q_z – горизонтальный фильтрационный расход через вертикальное поперечное сечение высотой $Z_o - Z$ и шириной, равной единице; I – уклон поверхности болота в направлении линии стекания; Z – расстояние от поверхности болота до уровня воды в деятельном горизонте; Z_o – толщина деятельного горизонта; $K_ф$ – коэффициент фильтрации деятельного горизонта, определенный по (5.184).

Эта же структура формулы применима и при определении q_z для инертного горизонта. При этом изменяются лишь пределы интегрирования и уклон (i). Эти пределы приняты от Z_0 до разности $H - Z_{0.}$, представляющую толщину всего инертного горизонта. Величина H – общая толщина торфяной залежи. Тогда суммарная проточность всей толщи болота равна:

$$q_z = I \int_z^{z_o} K_z dz + i \sum_z^{[z_0-(H-z_0)]} K_z dz, \qquad (5.186)$$

Таким образом, величина q_z зависит от типа микроландшафта, который определяет коэффициент фильтрации, глубины залегания уровня воды и уклона поверхности болота. Из уравнений (5.185) и (5.186) следует, что чем больше Z, чем ниже стоит уровень воды, тем меньше ее расход.

Если исключить уклон, т.е. разделить q_z на i_n, то полученная характеристика называется *модулем горизонтальной проточности* (M_z), который равен:

$$M_z = q_z / i_n = \int_z^{z_o} K_z dz. \qquad (5.187)$$

Величины g_z , M_z , k_z называются *фильтрационными характеристиками* болотных микроландшафтов. В пределах площади болотного массива, его частей, относящихся к одинаковым микроландшафтам, имеют одни и те же фильтрационные характеристики. Если болотный массив состоит из множества различных микроландшафтов, то он имеет множество фильтрационных характеристик. Поэтому сток с болотного массива (средний модуль проточности) вдоль любой линии стекания S_j должен быть различным. Отсюда гидрологические характеристики всего болотного массива представляют собой совокупность зависимостей, свойственных отдельным микроландшафтам (j):

$$M_{zi} = f(S_i), \qquad (5.188)$$

где M_{zj} – средний модуль проточности микроландшафта j; S_j – линия стекания микроландшафта j.

Общий модуль проточности (расход) должен быть равен сумме M_{zj}.

5.3.4. Сток воды с болотных массивов

Полученные зависимости позволяют провести оценку стока воды с болотного массива. Сток с болота происходит через его внешний контур, а образовавшаяся вода попадает в водоприемники, расположенные вокруг болота или непосредственно в реки. После преодоления предельной влагоемкости торфа формируется сток с болотного массива. Количество движущейся влаги определяется величиной внешнего горизонтального водообмена, рассчи-

танного по (5.184). При оценке стока необходимо учитывать многообразие типов микроландшафтов, входящих в состав болота. Каждому из этих микроландшафтов (j) свойственен свой коэффициент фильтрации $K_{фj}$, а следовательно, и горизонтальный фильтрационный расход через вертикальное поперечное сечение (q_{zj}). При этом величина $K_{фj}$ зависит от степени разложения торфа, которое определяется глубиной Z, т.е. $K_{фj} = f(Z)$. Это также следует из уравнения (5.184). Таким образом, для определения стока с болота (фильтрационного расхода) необходимо иметь типологический план болота с нанесенными линиями стекания, оценить количество и тип микроландшафтов, отметки уровня воды, уклоны. Тогда расходы воды с каждой части болота с однотипными микроландшафтами через их внешние контуры L_j (рис. 5.54), будут равны:

$$Q_{zi} = q_{zj} L_j. \tag{5.189}$$

Для всего болота все выделенные контуры суммируются, и уравнение приобретает вид

$$Q = \sum_{j=1}^{j=k} q_{zj} \sum_{i=1}^{i=h_2} (\Delta L)_i \sin\varphi. \tag{5.190}$$

Уравнение позволяет оценить сток с болотных массивов, не имеющих внешнего притока.

Сток с болота при наличии притока (притока с водосбора), т.е. с массивов с транзитным стоком, равен:

$$Q_1 - Q_2 = \sum_{j=1}^{m} q_{zj} \sum_{i=1}^{n_1} (\Delta L)_i \sin\varphi_i - \sum_{j=1}^{k} q_{zj} \sum_{i=1}^{n_2} (\Delta L)_i \sin\varphi_i. \tag{5.191}$$

В этих формулах q_{zj} – единичный расход, определяемый по кривым $q_{zj} = f(Z)$ для j-го микроландшафта, примыкающего к контуру стока или притока; $к$ – общее количество микроландшафтов на контуре стока; m – то же на контуре притока; n_1 и n_2 – число элементов $(\Delta L)i$, на которые разбиты контуры стока и притока, относящиеся к каждому типу микроландшафта; $\sin\varphi$ – угол между линией стекания и направлением контура в точке их пересечения.

Подобным образом могут быть определены расходы воды с болотных массивов за любой интервал времени, а также можно оценить средний и экстремальный стоки.

Учитывая зональность в распределении болот по территории, можно говорить о типичных свойствах болот, например, соотношение типов болотных микроландшафтов для данной климатической зоны примерно постоянно. Так, для лесной зоны Европейской территории России микроландшафты, представленные грядово-мочажинной, сфагново-кустарничковой – пушицевой и сосново-сфагновой группами занимают, соответственно, 0,55; 0,28; 0,17 долей (P_1; P_2; P_3) от общей территории болота. Для болот, расположенных в Обь-Иртышском междуречье в Западной Сибири, эти доли составляют 0,61; 0; 0,39 и т.п.

В настоящее время для различных, в том числа перечисленных групп, микроландшафтов построены карты модулей стока. Например, для максимального стока (q_1, q_2, q_3)

$$\bar{q} = P_1 q_1 + P_2 q_2 + P_3 q_3, \qquad (5.192)$$

где q – средневзвешенная величина модуля стока.

Сток воды с болотного массива не остается постоянным ни по площади, ни во времени. В обоих случаях решающим фактором непостоянства расходов является увлажненность территории, от которой также зависит высота стояния уровня воды в болоте.

Уровенный режим – результирующая водного баланса, определяется режимом источников питания и расходом влаги с болотных массивов на испарение и сток. Одновременно он тесно связан с типом, строением и рельефом болотного массива. Например, для верховых болот Северо-Запада России высота стояния месячных уровней при одинаковых метеорологических условиях в сосново-кустарничковых и сфагново-осоковых микроландшафтах различается на 46 см (соответственно, –10 и –56 см ниже поверхности болота), в сосново-кустарничковых и грядово-мочажинных – на 28 см (–10 и –38 см). Для бугристых болот полуострова Ямал максимальное различие высот стояния уровней наблюдается в конце августа и составляет для топяных участков 0 (уровень у поверхности), для бугров – 50 – - 60 см. Для других микроландшафтов эти величины другие. При этом колебания происходят синхронно.

Распределение уровня внутри года соответствует распределению атмосферных осадков, ходу снеготаяния и во многом зависит от температуры воздуха (рис. 5.65). В других физико-географических условиях график колебаний имеет другую форму.

Многолетние колебания уровня подчиняются изменениям климатических условий.

Болота являются составной частью гидрографической сети и влияют на сток вытекающих из них рек. Поэтому одной из задач гидрологов является оценка роли болот и заболоченных земель в питании рек и озер, в водном балансе речных водосборов и в речном стоке. Главный вопрос – влияние болот на общее количество воды в речной системе, на норму годового стока. Исследованиями отечественных ученых установлено, что на норму стока влияние болот может быть как положительным, так и отрицательным. Это связано как с различием общих климатических условий, так и с особенностями строения поверхности болот (трава, кустарник, мочажины, кочки и др.), определяющими особенности микроклиматических условий.

Эти особенности, а также тип болота, стадия его развития, определяют различия в количестве осадков, величине испарения, конденсации. Меняется также заболоченность отдельных водосборов по сравнению со средней заболоченностью территории. Отсюда непостоянным является и соотношение составляющих водного баланса.

Поэтому при определении нормы стока заболоченных бассейнов по карте введение поправок не требуется. Лишь в зоне недостаточного увлажнения болота могут несколько снизить (в пределах точности расчетов) норму годового стока, снятого с карты.

На формирование половодий и паводков, на максимальные расходы воды болота оказывают заметное влияние. Поступающие на поверхность бассейнов талые и дождевые воды поглощаются деятельным слоем болот, замедляя скорости стекания, растягивая паводки и снижая максимумы. Этот процесс тем заметнее, чем выше заболоченность бассейнов. Поэтому в настоящее время разработаны зависимости доли снижения максимальных расходов ($\bar{Q}_{\text{мах}}$) от заболоченности речных бассейнов ($f_{\text{б}}$, %):

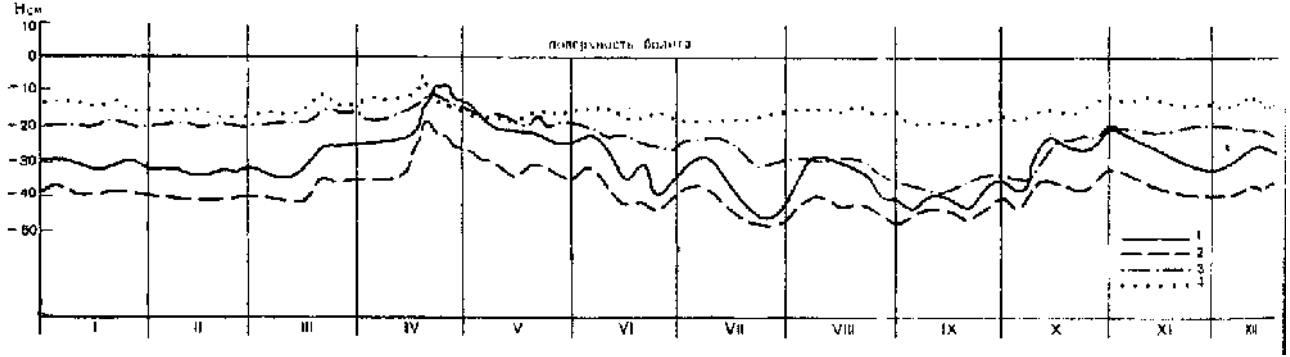


Рис. 5.65. Ход болотных вод в различных микроландшафтах
на болоте Ширинском (1956 г.).
Микроландшафты: *1* – сосново-кустарничковый,
2 – сфагново-кустарничково-пушицевый,
3 – осково-сфагновый,
4 – грядово-мочажинные топи выклинивания

$$\delta = 1 - 0{,}8 \lg(0{,}1 f_б + 1). \qquad (5.193)$$

В то же время в практических расчетах широко используется формула (5.29), где величина снижения максимальных расходов болотами приводится в сравнении с другими регулирующими факторами. Из уравнения следует, что регулирующее влияние болот в 5 раз слабее, чем озер, но в 2,5 раза сильнее, чем леса.

5.3.5. Термический режим болот

Болота разных типов, расположенных в различных физико-географических условиях, различаются не только температурой торфяной залежи, запасами тепла, но и их режимными характеристиками. Нагревание и охлаждение болот происходит по-разному и в основном определяется теплообменом, постоянно совершающимся между поверхностью болота и атмосферой. Однако вследствие различного строения поверхности (тип болота, рельеф, состав растительности, наличие открытой воды т.п.), определяющего величину альбедо, реакция болота на климатические сигналы неодинакова. Большую роль играет также время года, наличие снежного покрова. Так, по данным ГГИ, для болот севера Западной Сибири для теплого периода величины альбедо изменяются от 0,16–0,21 – для мохово-кустарничково-лишайникового ландшафта до 0,09–0,14 – для осоково-гипнового ландшафта. Процессы теплообмена наиболее интенсивно развиваются в самых поверхностных горизонтах болота, а перенос тепла в более глубокие слои, его количество и скорость определяются теплопроводностью торфяной залежи. Числовой характеристикой этого явления служит коэффициент теплопроводности [Вт/(м град)], величина которого определяется влажностью торфа (*e*, %) и мало зависит от степени его разложения. Например, для деятельного слоя верховых и низинных болот величина его изменяется в широких пределах: от 0,168 (сфагновый очес при e = 4,5 %) до 1,4 Вт/(м град) (низинный осоково-гипновый торф при e = 94 %).

Основной составляющей теплового баланса, определяющего поток тепла к поверхности болота (см. п. 2.2.2), является радиационный баланс. При этом в течение суток в поверхностном слое (до 2,5 см) наблюдается синхронность хода баланса и потока тепла в торфяную залежь. С увеличением глубины до 17,5 см время

наступления максимума сдвигается на более поздние сроки, минимум наблюдается ночью. Подобным образом на приведенных глубинах меняется температура торфяной залежи.

В разрезе года максимум температур воздуха наблюдается в июле, минимум – в январе–феврале. Также изменяется температура поверхности болота. Проникновение тепла и, соответственно, изменение температур в толще торфяной залежи достигает значительных глубин. Зимой при отрицательных температурах наблюдается промерзание торфяной поверхности, глубина которого зависит от температуры воздуха и типа микроландшафта. На рис. 5.66 представлен график годового хода температуры торфяной залежи верхового болота на Северо-Западе России.

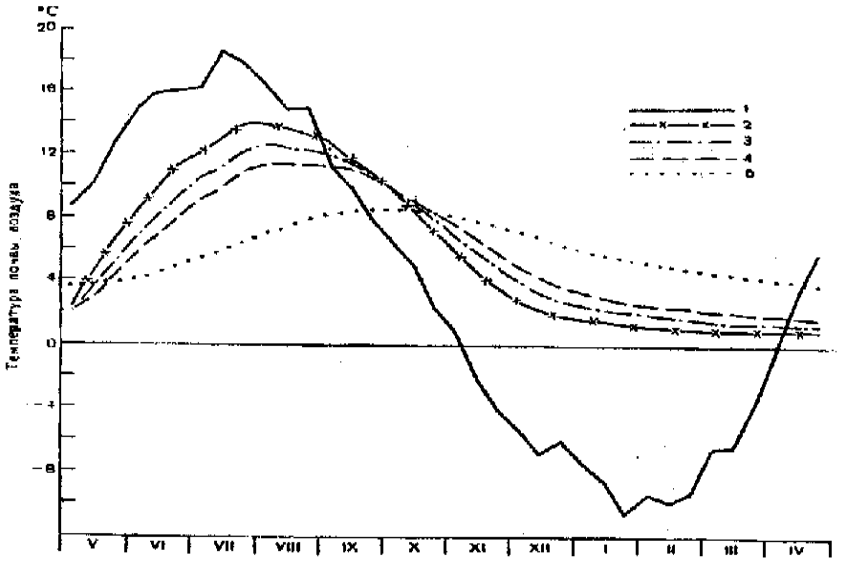


Рис. 5.66. Совмещенный график изменений средних многолетних декадных температур торфяной залежи. *1* – температура воздуха, температура почвы на глубине: *2* – 40 см, *3* – 60 см, *4* – 80 см, *5* – 160 см

Из рисунка следует, что колебания температуры в залежи на всех рассматриваемых горизонтах выражены слабо и уменьшаются с глубиной. При этом наступление максимумов температур воздуха (июль) и торфяной залежи до глубины 20 см совпадают, на глубине 160 см максимумы температуры смещаются на конец сен-

тября. В течение теплого периода тепло медленно распространяется вглубь торфа. Понижение температуры воздуха приводит к охлаждению поверхностного слоя болота и к постепенному понижению температуры всей толщи. Из рисунка также следует, что на болотах прослеживается период летнего нагревания и формируется прямая температурная стратификация. После перехода температуры воздуха к отрицательным значениям продолжается понижение температур торфяной залежи, а температуры поверхности болота становятся отрицательными (рис. 5.67).

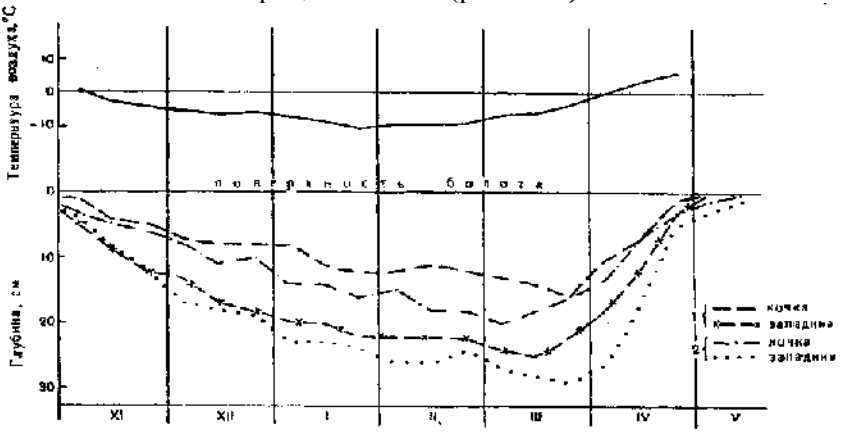


Рис. 5.67. Совмещенный график средних многолетних глубин промерзания в разных микроландшафтах. Микроландшафты: *1* – сосново-кустарничковый, *2* – сфагново-пушицево-кустарничковый

Из рисунка следует, что интенсивность нарастания глубины промерзания в течение зимы зависит от типа микроландшафта. Ниже слоя отрицательных температур в торфяной залеже отмечаются положительные температуры, постепенно увеличивающиеся с глубиной. Таким образом, для холодного периода характерна обратная термическая стратификация.

Тепловые балансы различных типов болотных массивов, расположенных в разных физико-географических условиях, имеют неодинаковую структуру. Поэтому и температурные режимы болот не одинаковы. Например, на болотах Северо-Запада рассматриваемой территории промерзание начинается в середине ноября, а оттаивание – в начале апреля. На болотах Карелии эти сроки

сдвигаются, соответственно, на октябрь и конец мая, а на севере Западной Сибири – на сентябрь и июнь. Различной является и глубина промерзания.

Температурный режим болота оказывает заметное влияние на его гидрологический режим, прежде всего через изменение составляющих водного баланса.

5.3.6. Химический состав болотных вод

Химический состав болотных вод заметно отличается от зональных показателей природной воды, связанных с особенностями атмосферных осадков, почвенного покрова, подземных вод (п. 2.1.4). При этом химический состав болотной воды неодинаков на болотах разного типа. Это объясняется не только различным составом торфа, но и структурными особенностями водного баланса, преобладанием того или иного вида питания. Отсюда и вытекающие из болот реки, особенно малые, также имеют химический состав воды, часто заметно отличающийся от зонального. Это различие тем больше, чем выше заболоченность бассейна. По исследованиям ГГИ, болота обогащают воды большим количеством органических соединений, что способствует понижению их минерализации, величин pH, повышению окисляемости и цветности. Увеличение органических соединений связано с выщелачиванием из торфяно-болотных почв и сфагновых мхов поверхностного слоя торфяной залежи продуктов разложения растительных и животных остатков. Воды болот имеют специфический микроэлементный состав с повышенным фоном железа, меди, марганца.

В табл. 5.25 представлен химический состав вод разнотипных болот зоны избыточного увлажнения. Для сравнения приведены осредненные данные по химическому составу атмосферных осадков и подстилающих пород.

Из таблицы следует, что от низинных к верховым болотам резко возрастает общая сумма химических элементов, прежде всего за счет ионов HCO_3 (73 %), возрастает также величина pH. Высокие значения этих показателей, близких к аналогичным показателям вод подстилающих пород, как раз связаны с решающей ролью речных вод в питании низинных болот. В то же время снижение притока речных вод и возрастание роли атмосферных осадков

Таблица 5.25

Химический состав воды различных типов болот
(по материалам Л.И. Инишевой)

Компоненты		pH	HCO_3, мг/л	Cl_2, мг/л	SO_4, мг/л	Ca^{2+}, мг/л	$Na^{+}+K^{+}$, мг/л	Mg^{2+}, мг/л	NH^4, мг/л	Сумма элементов
Типы болот	верховые	4,2	1,71	10,6	0,0	4,53	6,13	1,0	2,81	26,78
	%		6,4	39,6	0,0	16,9	22,9	3,7	10,5	100
	переходные	5,0	4,9	14,5	0,0	4,55	7,40	4,10	1,5	36,95
	%		13,3	39,2	0,0	12,3	20,0	11,1	4,06	100
	низинные	6,70	189,0	9,50	0,0	30,5	16,3	12,8	0,72	258,82
	%		73,0	3,7	0,0	11,7	6,3	4,9	0,3	100
Болотные воды (в среднем)		5,30	76,9	11,5	0,0	13,2	9,94	5,97	1,68	119,19
%			64,5	9,6	0,0	11,1	8,3	5,0	1,41	100
Воды подстилающих пород		6,70	323,0	91,1	5,33	55,3	31,1	48,8	0,43	555,03
%			58,3	16,4	0,1	19,7	5,6	8,8	0,01	100
Атмосферные осадки		5,47	7,0	3,23	0,90	1,57	4,72	0,12	0,40	17,94
%			39,0	18,0	5,2	8,8	26,3	0,7	2,2	100

в приходной части водного баланса верховых болот способствуют увеличению содержания ионов хлора, натрия, калия. Также следует отметить, что при общем понижении минерализации вода низинных болот в 10–30 раз превышает минерализацию воды верховых болот.

Контрольные вопросы

1. В чем заключается принципиальное различие водного баланса болот на разных стадиях их развития? Каковы особенности расчета составляющих баланса?
2. В каком виде вода содержится в торфяной залеже?
3. Каковы особенности химических и биологических свойств торфяной залежи и содержащейся в ней воды в деятельном и инертном горизонтах болота?
4. Перечислите основные физические характеристики торфа.
5. Какие факторы определяют движение воды внутри торфяной залежи? Что такое водопроводимость и проточность деятельного и инертного горизонтов болот?
6. Перечислите условия формирования стока с болотных массивов. Приведите способы расчетов стока.
7. Как влияют болота на сток вытекающих из них рек, каковы способы учета этого влияния?
8. Каковы особенности теплообмена внутри торфяной залежи болотных массивов и закономерности распределения температур в болоте в разное время года?
9. Как отличается химический состав болотных вод и каковы причины этих отличий от зональных показателей.

Литература: 5; 6; 13; 15; 17; 20; 25; 31; 32; 41; 43; 51; 52; 57; 67; 73.

5.4. Гидрология ледников

5.4.1. Баланс массы льда и воды

Соотношение между суммой приходных образующих ледник и суммой расходных составляющих представляют баланс массы льда. Перевод массы льда, имеющего различную плотность, в воду позволяет составить водный баланс ледника. Баланс дает возможность оценить режим ледника и видеть причины изменений этого режима. Общее уравнение баланса массы ледника можно представить в виде:

$$P_{т} \pm P_{мс} + P_{л} \pm E + M - Л = \pm Б, \qquad (5.194)$$

где $P_{т}$ – твёрдые осадки; $P_{мс}$ – приход или расход метелевого снега; $P_{л}$ – приход снега от лавин; E – испарение или конденсация с поверхности льда; M – количество повторно замёрзшей воды в теле ледника; $Л$ – расход вещества ледника; $Б$ – увеличение или

уменьшение массы льда (аккумуляционная составляющая). Все составляющие должны быть представлены в весовых единицах за время *T*.

Уравнение (5.194) может быть применено для всего ледника в целом или для его любой части. При этом соотношение приходных и расходных частей может меняться как за короткие интервалы времени, так и в многолетнем разрезе. При *Б* = 0 ледник считается *стационарным*.

Уравнение водного баланса может быть составлено и для жидкой фазы ледника, которое для фирновой области имеет вид

$$P_{ж} + P_{т} - R_{ст} - R_{з} - E_{я} = \pm \Delta U_{вя}, \qquad (5.195)$$

где $P_{ж}$ – жидкие осадки; $P_{т}$ – таяние снега, фирна, льда на поверхности и в толще ледника; $R_{ст}$ – сток талой воды; $R_{з}$ – повторное замораживание талых и дождевых вод; $E_{я}$ – испарение; $\Delta U_{вя}$ – изменение запасов жидкой воды в леднике.

Для жидкой фазы за пределами фирновой области для языка составляющие те же:

$$P_{жя} + P_{тя} - R_{стя} - R_{зя} - E_{я} = \pm \Delta U_{вя}. \qquad (5.196)$$

Сложение уравнений (5.195) и (5.196) дает общее уравнение для подсчета жидкой фазы. Следует отметить, что в рассматриваемых уравнениях приведены лишь основные составляющие баланса, представленные в мм или $м^3$. Просуммировав отдельно приходные, расходные и аккумуляционные составляющие, входящие в уравнения, можно записать уравнение баланса ледника в общем виде. При этом для стационарного ледника при $\Delta U_{в} + \Delta U_{вя} = 0$, обозначив сумму приходных элементов через *X*, расходных *Z*, жидкого стока через *Y*, можно записать уравнение баланса относительно *Y*:

$$Y = X - Z. \qquad (5.197)$$

Для нестационарного ледника:

$$Y = X - Z \pm \Delta U. \qquad (5.198)$$

Анализ уравнений (5.197) и (5.198) показывает аналогию с уравнениями водного баланса речных бассейнов. В первом слу-

чае – при определении климатического стока, т.е. речного стока за многолетний период. Во втором – за короткий интервал времени, когда приход и расход не равны между собой.

Изменение климатических условий приводит к нарушению стационарности ледника, а величина *Б* в уравнении (5.194) может быть положительной или отрицательной. То же при определении жидкой фазы ΔU. Положительные значения *Б* показывают наступление ледника, отрицательные, наоборот, – отступление.

Определение составляющих этих уравнений – задача трудоёмкая и связана, прежде всего, с натурными измерениями. Составляющие $P_т$, $P_{мс}$, $P_л$ за вычетом испарения представляют собой максимальную аккумуляцию снега, определяемую с помощью снегосъёмок, которые должны быть проведены для отдельных высотных геоморфологических зон, т.к. на них аккумулируется разное количество снега. Количество испарившегося снега также можно оценить по уже упоминавшейся формуле П.П. Кузьмина (см. п. 3.2.1). Величина *Л*, в основном представляющая абляцию, измеряется на конце ледника гидрометрическим способом. В этом случае возможны ошибки определения *Л*, т.к. сток в замыкающий створ поступает не только с ледника, но и со склонов бассейна ниже снеговой линии.

Наибольший вклад в формирование потерь вещества ледника принадлежит поверхностной абляции, интенсивность которой определяется климатическими факторами, высотой расположения ледника, экспозицией склонов и величиной альбедо льда. Основным фактором таяния является солнечная радиация (см. п. 2.2.3 и 3.2). Известно, что загрязнённый лёд тает быстрее из-за снижения его отражательной способности. Температура и влажность усиливают таяние льда, а конденсация и испарение на ледниках, как правило, незначительны (1–2 мм/сут.). Атмосферные осадки оказывают косвенное влияние на абляцию, твёрдые меняют альбедо, а жидкие передают тепло леднику, ускоряя его таяние. Большое влияние на интенсивность таяния льда оказывают вулканы, продукты извержения которых формируют катастрофические наводнения. Особенно это характерно для ледников Камчатки, Аляски, Исландии.

Интенсивность таяния, как правило, уменьшается с высотой. Например, на леднике Абрамова, расположенном на Памиро-Алае,

по данным 8-летних наблюдений (1968–1975 гг.) установлено, что на высоте 3600 м за год образуется слой воды в 4,6 м, на 3800 м – 3,5 м, на 4000 м – 2,5 м. Приближённо годовую абляцию можно рассчитать по температуре воздуха по формуле А.Н. Кренке и В.Г. Ходакова, выведенной по данным измерений на ледниках Средней Азии, Алтая, Альп, Скандинавии, ледников Арктических островов:

$$P_T = (t^{\circ}_{\text{VI}-\text{VIII}} + 9{,}5)^3, \qquad (5.199)$$

где $t_{\text{VI}-\text{VIII}}$ – средняя температура воздуха на леднике на высоте 2 м над его поверхностью за июнь–август.

Учитывая перечисленные условия накопления и расходования вещества ледника, можно рассчитать его баланс (*Б*) по формуле (5.194).

5.4.2. Механизм движения ледников и ледниковая эрозия

Механизм движения ледников. Процесс накопления снега, фирна, льда, происходящий в области питания, приводит к увеличению массы ледника. При достижении некоторой критической массы (мощности), при которой давление ледяной толщи оказывается достаточным для преодоления сил трения внутри массы льда и при контакте его с ложем ледника, лёд приобретает свойство пластичности, начинает двигаться под уклон под действием силы тяжести.

Скорость движения зависит от величины уклона поверхности ледяного ложа и увеличивается при повышении температуры всей толщи льда, которая возрастает при движении ледника к более низким отметкам, где лёд начинает таять. Зона интенсивного таяния называется, как отмечено выше, зоной абляции или, конкретно для горных ледников, языком ледника. У покровных ледников эта зона представлена выводными ледниками.

Характер движения ледника разнообразен. Однако чаше всего его можно сравнить с речным потоком, где наблюдается уменьшение скорости течения от поверхности ко дну (рис. 5.68). Наибольшие скорости движения ледников у поверхности в их центральной части, наименьшие – у дна и у краёв. Эпюры скоростей движения ледника аналогичны речным, но скорости во много раз меньше

движения речного потока, и составляют, как правило, сантиметры в сутки, в год – десятки метров. Средние скорости движения крупных ледников приведены в табл. 5.26.

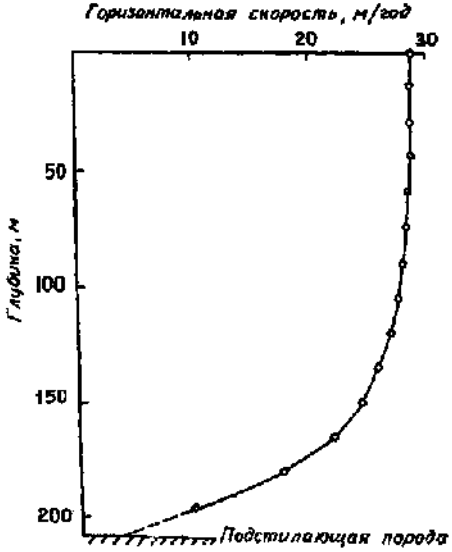


Рис. 5.68. Изменение горизонтальной скорости движения ледника с глубиной. Ледник Атабаска, Канада (по У. Патерсону, 1972)

Таблица 5.26

Скорости движения крупных ледников (по С.В. Калеснику)

Район	Скорость движения	
	см/сут.	м/год
Альпы	20–40	80–150
Алтай	20–35	70–125
Тянь-Шань	40–50	140–180
Памир	60–80	220–300
Гималаи	200–350	700–1300
Гренландия Ледниковый щит выводные ледники	 7–8 300–2700	 25–30 1100–9900
Антарктида ледниковый щит выводные ледники	 3–35 80–320	 10–130 300–1200

Следует иметь в виду, что указанные скорости представляют многолетние величины, в то время как скорости различны в разное время суток, в разное время года и т.п.

Скорость движения ледников зависит от уклона и мощности самого ледника, происходит без нарушения его целостности и подчиняется закону ламинарного движения. В этом случае скорость равна:

$$U_{л} = kh_{л}^{2} J_{л}, \tag{5.200}$$

где k – коэффициент размерности; $h_{л}$ – толщина ледника; $J_{л}$ – уклон поверхности ледника.

Расчёт скорости по этой формуле следует проводить для ледника в целом.

При больших уклонах благодаря деформациям льда, приводящим к разрывам его сплошности, движение масс льда приобретает вид движения ледяных глыб по ложу, что отдалённо напоминает турбулентный поток в водотоках. Движение ледника возникает, когда напряжение сдвига у ложа τ_{o} превышает предельное сопротивление скольжению, определяемое пределом длительной ползучести льда $\tau_{дл}$.

При исследовании ледника следует иметь в виду, что существует зависимость между наклоном поверхности ледника (J), его максимальной толщиной (h_{max}), выше которой целостность ледника (длительная ползучесть) может быть нарушена. На леднике появляются трещины, разломы, сколы (рис. 5.69). Из рисунка следует, что одной и той же величине уклона соответствует большой диапазон изменений максимальной толщины, которая зависит от морфологии ложа. Для широкого участка ложа соотношение $h_{max} = f(\tau_{дл})$ имеет вид:

$$h_{max} = \tau_{дл}/(\rho l \sin\alpha_{п}) = 11/\sin\alpha_{п}, \tag{5.201}$$

где $\tau_{дл}$ – предел длительной ползучести льда (ползучесть – состояние льда при напряжениях ниже предела текучести); ρ – плотность льда; l – расстояние от ложа; $\sin\alpha_{п}$ – угол наклона поверхности ледника.

Для узких потоков напряжение сдвига уменьшается за счёт боковых стенок ложа. Поэтому h_{max} должна возрасти.

$$h_{max} = K_{в}\tau_{дл}/(\rho l \sin\alpha_{п}), \tag{5.202}$$

где $k_{в} = 1 + b / h$ (b и h – ширина и толщина ледникового потока).

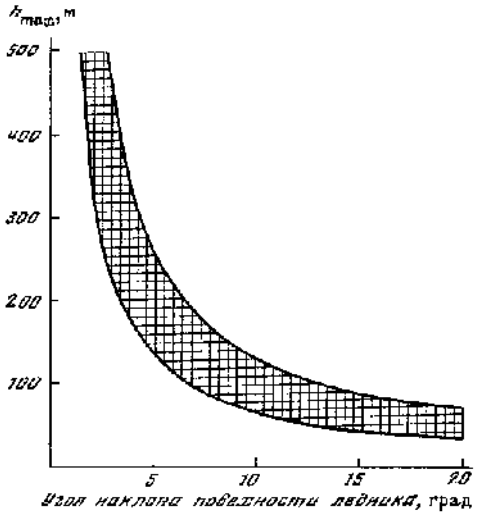


Рис. 5.69. Максимальные толщины ледников $h_{макс}$ в зависимости от угла наклона поверхности (по К.Ф. Войтковскому). Нижняя граница соответствует широкому ледниковому потоку на участке с постоянным углом наклона поверхности. Верхняя граница характеризует толщину потока в узком ледниковом ложе

Если известна величина напряжения сдвига во льду у ложа τ_0, которая зависит от $\tau_{дл}$, то характер движения ледника будет зависеть от их соотношения. Можно предположить, что при $\tau_0 < \tau_{дл}$ смещение будет происходить за счёт вязкого течения, а при $\tau_0 = \tau_{дл}$ будет преобладать составляющая скоростей смещения за счёт глыбового скольжения.

При изменении уклонов меняется характер движения ледника, т.к. при их увеличении на прогибах продольного профиля возникают поперечные и продольные трещины, и этот участок называется *ледопадом*.

Чем быстрее движется ледник, тем активнее в нём происходит обмен веществ, тем большее количество энергии затрачивается на поддержание этого процесса. Комплексным показателем активности ледника, который отражает уровень взаимодействия климатических факторов и факторов подстилающей поверхности, служит вертикальный градиент удельного баланса массы. Этот показатель назван П.А. Шумским энергией оледенения (N):

$$N = dA/dh + dB/dh, \quad (5.203)$$

где A и B – соответственно, величины аккумуляции и абляции; dh – величина поднятия над снеговой линией. Ориентировочно этот показатель можно определить по формуле О.П. Щегловой, для чего надо иметь наблюдения за таянием льда в зоне абляции:

$$N = h/(H_0 - H), \quad (5.204)$$

где h – слой воды, образовавшейся при таянии льда на высоте H; H_0 – отметка снеговой линии.

Чем больше N, тем активнее ледник. Наибольшие значения N отмечены в горных районах с повышенным количеством атмосферных осадков. Например, для ледников Аляски N достигает 22 мм/м, в Тибете – 2–3 мм/м. Он также выше на наветренных склонах, чем на подветренных склонах гор.

Движение ледников не всегда является равномерным, иногда наблюдается его резкое ускорение – подвижка в концевой части ледника. Такие ледники называются *пульсирующими*. При этом эти подвижки вызываются не внешними условиями, о которых сказано выше, а определяются неустойчивым состоянием самих ледников, которое связано с различием напряжений, накопившихся в леднике за предшествующий период. В этом случае нарушается сплошность массива льда ко дну и вдоль боковых поверхностей ледникового ложа. После завершения очередной подвижки наступает период нового накопления льда в его верхней части – зоне активизации. Этот период достаточно длительный, после чего наступает новая подвижка. Время между подвижками называется *периодом пульсации* ($\tau_{пл}$), который для разных ледников изменяется от нескольких лет до сотен лет и более. Например, для ледника Медвежий на Памире $\tau_{пл}$ = 10–14 лет, для ледника Колка на Кавказе $\tau_{пл}$ = 70 лет и т.д. Скорость подвижек может достигать 300 м/сут., одновременно интенсифицируется эрозионная деятельность ледника.

Ледниковая эрозия. Движущиеся ледники производят большую эрозионную и абразионную работу, которая направлена на разрушение горных пород, соприкасающихся с ложем ледника. Результатом работы является отламывание частей пород и истирание ложа скользящим по нему льдом и отколовшихся пород, что приводит к переформированию ложа, образованию борозд, жело-

бов, царапин, штриховки и т.п. При соприкосновении с рыхлыми породами происходит их «выпахивание», а продукты разрушения захватываются ледником и транспортируются на более низкие отметки. Всё это приводит к понижению отметок ложа, его расширению, выработке специфических форм рельефа. Наибольшая нтенсивность разрушений наблюдается на участках уменьшения уклона льда, т.к. на них толщина ледников наибольшая, что способствует увеличению сил трения. Наименьшая интенсивность – в зоне малых толщин ледника на сухих крутых участках. В данном случае эрозия – процесс механического разрушения горных пород движущимся ледником, абразия – соскабливание пород движущимся ледником.

Наряду с процессами эрозии и абразии заметную роль при формировании ложа играет криогенное выветривание.

К специфическим ледниковым формам рельефа, образовавшимся под действием эрозии, следует отнести кары, ледниковые цирки, троги или троговые долины, ригеля. *Кары* и *ригеля* представляют собой чашеобразные впадины, образующиеся при интенсивной эрозии в зоне залегания снежника, льда на склонах гор. Эрозия интенсифицируется, когда образовавшийся каровый ледник начинает двигаться.

Троги или *троговые долины* – образовавшиеся в результате действия ледника долины с широким дном и крутыми бортами.

Разные участки ледникового ложа обычно имеют разные продольные уклоны, что связано с неоднородным составом подстилающих пород. В местах выхода более прочных пород образуются ригеля, представляющие собой поперечные пороги.

Очень заметным элементом ледников являются *морены* – скопления обломочного материала, вынесенного движущимся ледником, и являющиеся особой формой рельефа. В то же время под мореной понимается вся масса попавшего на ледник твёрдого материала и перемещающегося вместе с ним. Поэтому морены подразделяются на отложенные и влекомые. Отложенные могут быть береговыми и конечными. В зависимости от места расположения переносимого материала в леднике морены также делятся на поверхностные, внутренние, придонные. Конечные морены хорошо фиксируются после отступления ледника. Например, резуль-

татом глобального потепления и отступления четвертичного ледника на севере Европы образовались Швянтойская, Валдайская, Андомская, Тихвинская возвышенности и т.п. То есть морена показывает границу максимального наступления ледника. Вместе с тем, образование морен свойственно и горным ледникам, но в этом случае они представлены относительно небольшими скоплениями твёрдого материала. Наличие конечных морен часто приводит к образованию ледниковых озёр. Например, оз. Иссык на Памире и др.

5.4.3. Динамика ледников

Из-за общего потепления климата, как правило, большинство ледников отступают. Однако на фоне многолетних отрицательных трендов наблюдаются периоды возрастания массы ледников в условиях длительных похолоданий. Колебания баланса массы ледников приводят к изменениям их формы и, прежде всего, положения конца ледников (языков). При отступании ледника его конец передвигается на более высокие отметки, при наступании, наоборот, опускается ниже. Возрастание энергии оледенения от высоких широт к низким указывает на снижение величин аккумуляции и абляции в этом направлении. Так, средняя аккумуляция на ледниках Альп составляет 355 г/см^2, на Кавказе она снижается до 259 г/см^2, в Средней Азии – 198 г/см^2. А абляция на концах языков, соответственно, равна 660, 358 и 350 г/см^2 в Восточном Тянь-Шане. Рост абляции на Среднеазиатских ледниках связан с их большими размерами, из-за чего языки оказались на более низких отметках. Интенсивность массообмена также возрастает в направлении увеличения E на склонах, обращённых к влажным потокам воздуха, и снижается во внутренних областях. Так, на Западном Тянь-Шане, открытым к влагонесущим воздушным потокам, максимальная аккумуляция составляет 300 г/см^2, в то время как на Внутреннем Тянь-Шане – всего 75 г/см^2.

Во всех перечисленных примерах абляция, определённая за период 1950–1980 гг., превышала аккумуляцию, т.е. наблюдалось повсеместное отступание ледников и уменьшение их массы. Однако отступание ледников на разных континентах различно. Например, на Алтае отступало 94 % всех ледников, наступало 2 %, нахо-

дилось в стационарном состоянии 4 %. В то же время на Аляске (гора Чучаг) отступающих и наступающих ледников было по 42 % и 16 % стационарных. Поэтому баланс массы ледников на разных отрезках времени меняет свой знак. Об этом можно судить по многочисленным данным ежегодных измерений на огромном количестве ледников, расположенных во всех ледниковых провинциях (табл. 5.27).

Таблица 5.27

Изменение положения фронта горных ледников (по данным аэрофотосъемок)

Регион	Период наблюдений	Общее число	Отступающих	Наступающих	Стационарных
Кавказ	1960–1980	63	52/82*	5/8	6/10
Северный Тянь-Шань	1943–1977	210	179/85	3/	28/14
Алтай	1960–1980	135	129/94	2/2	4/4
Аляска, горы Чучаг	1904–1974	31	13/42	13/42	5/16
Сев. Америка (всего)	1957–1974	100	55/53	28/27	21/20

Примечание. * В числителе – число ледников, в знаменателе – процент от их общего числа.

Колебания размеров ледников в первую очередь связаны с климатическими изменениями, т.е. являются вынужденными. Поэтому изменения запасов воды в ледниках, высоты расположения снеговой линии являются хорошими индикаторами колебаний климата. При этом есть данные, указывающие на циклический характер колебаний. Как и у других геофизических процессов, отмечены 11-, 22-, 35-, 80- и 1850-летние флуктуации.

Одновременно отмечены релаксационные автоколебания, отражающие результаты процессов, происходящих внутри самих ледников. При этом существенного изменения общих запасов льда не наблюдается, что характерно для пульсирующих ледников.

5.4.4. Ледники и речной сток (гидрологическая роль ледников)

Суммарный ледниковый сток в океаны равен 3450 км^3, что превышает сток в океаны подземных вод. В основном, эта влага формируется на покровных ледниках и попадает непосредственно в океаны с выводными ледниками. И эта вода напрямую не участвует в формировании стока рек. Поэтому основной приток воды ледникового происхождения в реки дают горные ледники. На долю этого вида источника питания приходится всего 12–13 % обще-

го ледникового стока, что меньше 1 % поверхностного стока с суши. Ещё 1 % (370 км^3) составляет сезонная талая вода из снега, покрывающего ледники. На долю ледникового питания рек России и сопредельных территорий приходится не более 0,5–0,6 % от общего речного стока. Эта доля заметно выше на горных реках южных районов рассматриваемой территории.

Особенностью водного режима горных рек является низкий сток в холодную часть года и высокий – в тёплую. При этом формирование ледниковой составляющей стока рек в основном происходит ниже фирновой снеговой линии, где вода стекает с ледника в виде ручейков, объединяющихся в общий поток траншейного типа. Одновременно талые воды движутся по подлёдным каналам. Реки, берущие своё начало на ледниках, являются путями переноса ледниковых вод в океан.

Доля ледниковых вод в стоке рек, берущих начало в горах, может быть очень высокой. Однако на реках, впадающих в океаны и моря, эта доля естественно уменьшается по мере возрастания стока другого происхождения при удалении от ледниковых областей.

И, тем не менее, талая ледниковая вода для рек, берущих начало в горах, часто является заметным источником питания. Так, например, сток реки Катунь, берущей начало на леднике на Алтае, составляет более 40 % от общего стока реки на этом участке. Ледниковое питание р. Кубань достигает 6 %. По мере возрастания доли вод другого происхождения вниз по течению эта величина снижается. Например, за период 1957–1962 гг. для р. Алмаатинки относительная величина стока от таяния льда и таяния снега на фирновых полях Туюксуйского ледника составила 13, 10 и 6 %, соответственно, в створах в 8, 11 и 18 км от истока. Вообще, разделение ледникового и снегового питания – задача довольно сложная, пример её решения приводится в п. 5.1.4.

Доля ледниковой составляющей в общем речном стоке зависит от относительной величины оледенения, которая выражается коэффициентом оледенения ($K_л$) (аналогично коэффициентам озёрности, залесённости, заболоченности), представляющей отношение общей площади ледников ($A_л$) к площади речного бассейна, где они расположены ($A_б$):

$$K_л = A_л / A_б. \qquad (5.205)$$

На рис. 5.70 представлена зависимость ледникового стока от коэффициента оледенения $Q_л = f(K_л)$ для шести рек, берущих начало на ледниках Памира. При этом можно предположить, что летний сток (Q_{VII-IX}) должен увеличиваться при таянии и возрастании $K_л$, а зимой (Q_{III-VI}) уменьшаться при замерзании.

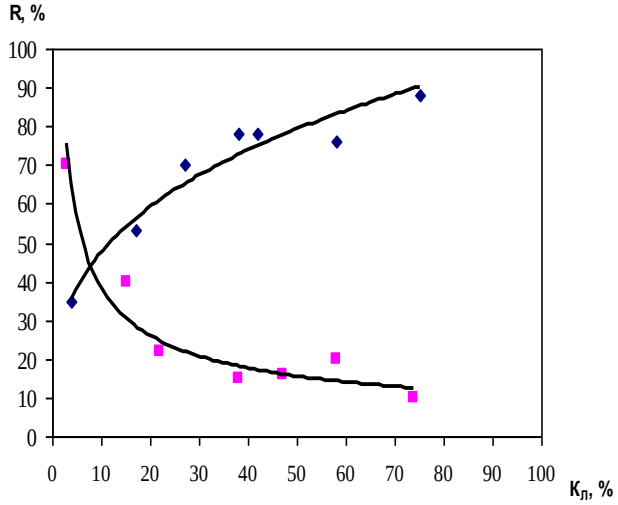


Рис. 5.70. Зависимость стока рек (в процентах от годового) от коэффициентов оледенения. *1* – теплая часть года (VII–IX), *2* – холодная часть года (III–VI)

Из рисунка следует, что при $K_л$ = 72,1 % доля ледникового стока может превысить 80 % в тёплую часть года и снижаться до 15 % – в холодную.

Положительный баланс показывает увеличение вещества ледника, отрицательный – его уменьшение. На упомянутом выше леднике Абрамова баланс массы ледника за указанный срок составил –316 мм (в слое воды), т.е. ледник отступает. Однако в отдельные годы величина *Б* была положительной. Например, в 1968–1969 гг. она составила +822 мм. Аккумуляция и абляция на леднике происходят в разное время, соответственно, в холодную и тёплую части года.

Суммарный ледниковый сток в океаны равен 3450 км^3, что составляет около 8 % суммарного поверхностного притока в океан (44 700 км^3) и превышает сток в океан подземных вод (2200 км^3).

Наличие ледников в бассейнах рек накладывает заметный отпечаток на режим речного стока, как в многолетнем разрезе, так и внутри суток. В засушливые периоды, когда уменьшается общая увлажнённость бассейна и речной сток, сформированный как разность между атмосферными осадками и возросшим испарением, понижен, бассейны с наличием ледников имеют дополнительный источник влаги – талая вода ледников, интенсивность и количество которой увеличивается из-за потепления. В периоды же похолоданий снег на поверхности ледника уменьшает таяние. В обоих случаях ледник является регулятором речного стока, выравнивая его. Выпавший на ледник снег на высоких отметках не успевает растаять и переходит на следующий год, увеличивая инерционность всей речной системы. Ледники регулируют речной сток не только в многолетнем разрезе, но и внутри года. В этом случае половодье, проходящее в летнее время и вызванное таянием высокогорных снегов и ледников, вследствие этого растянуто и сравнительно невысоко из-за разновремённости таяния на различных высотных отметках. Выделение ледниковой составляющей представлено на рис. 5.9 в п. 5.1.4. На выделенную волну половодья накладываются отдельные дождевые паводки.

Регулирующая роль ледника заключается ещё и в том, что максимум поступления талой ледниковой воды смещается на вторую половину тёплого периода, запаздывая ($\Delta\tau$) по отношению к максимуму температуры воздуха. Такое запаздывание водоотдачи ледника, фирна, снега объясняется малым коэффициентом фильтрации этой толщи. В среднем для горных ледников эта величина не превышает 5–6 м/сут. Время запаздывания зависит также от размеров ледника – чем он больше, тем больше $\Delta\tau$.

Характерным водным режимом отличаются ледниковые реки при формировании стока внутри суток. Из-за значительных перепадов тепла днём и ночью меняются условия таяния льда и время поступления талой воды в реки. Максимальная температура воздуха в горах обычно приходится на 13–14 ч, минимальная – на 4–5 ч. Учитывая регулирующую роль ледника, и максимум, и минимум расходов наступают на несколько часов позже. Чем выше расположен ледник, тем больше это запаздывание. Так, для Заравшанского ледника это запаздывание оказалось равным 3–5 ч, а для вы-

сокогорного и более крупного ледника Федченко эти сроки возросли до 6–8 ч.

На рис. 5.71 представлен график внутрисуточного хода температур воздуха, стока с открытого льда, фирновой области и с неледниковой части бассейна. Из рисунка видно запаздывание максимумов стока с ледника по отношению к максимуму температур воздуха. Талая вода с фирновой области представляет собой выраженный базисный сток. На графике также представлена кривая хода стока с неледниковой части бассейна, которая демонстрирует противофазность ледникового стока и стока с неледниковой части бассейна.

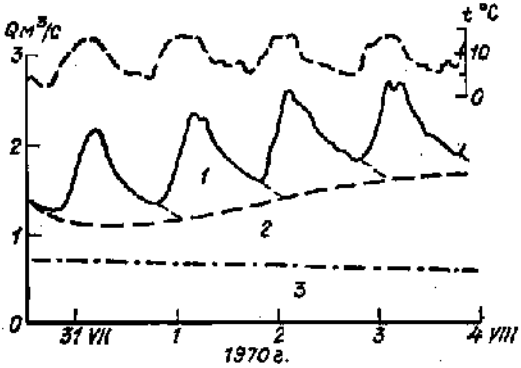


Рис. 5.71. Внутрисуточный ход и расчленение гидрогрофа (по Н.Г. Голубеву). Бассейн р. Джанкаут, ясные дни: *1* – сток с открытого льда; *2* – сток из фирной области; *3* – сток с неледниковой части бассейна

По мере удаления от ледника, доля ледникового стока, естественно, снижается за счёт поступления вод другого происхождения. Например, Катунь–Обь. В верховьях Катуни доля ледниковых вод превышает 30 %, а в Оби, в месте впадения Катуни, – менее 1 %.

5.4.5. Механизм движения лавин

Начальное движение лавин обычно начинается с ускоряющегося движения потерявшей устойчивость массы снега. В этом случае потенциальная энергия лавины расходуется на преодоление сил сопротивления, превращаясь в энергию кинетическую и тепловую. Скорость движения лавины непостоянна, что приводит к накоплению снега в головной части снежного потока. При этом скорость движения этой части лавины замедляется, затем проис-

ходит своеобразный выброс с ускоренным перемещением ее фронта. Скорость движения лавины также зависит от величины уклона склона (от угла наклона прямой линии, соединяющей границы зон зарождения и отложения лавины к горизонтальной линии) и от характера подстилающей поверхности, создающей сопротивление движению (растительность, размеры камней ложа лавины и т.п.). На скорость движения лавины также влияют размеры ее снежной массы. Эти факторы также определяют и частоту схода лавин. Размеры снежной массы возрастают в периоды повышенного снегонакопления. Таким образом, лавиноопасность территории определяется как климатическими условиями, так и характером подстилающей поверхности. Следовательно, имеют место периоды повышенной и пониженной активности схода лавин.

Связь между величиной уклона склона и дальностью выброса лавины (L) по горизонтали определяется соотношением

$$\mathrm{tg}\alpha = \Delta H / L = f_{\min}, \tag{5.206}$$

где ΔH – перепад высот; $f_{\min}$ – минимальная величина отношения $\Delta H / L$, зависящая от площади снегосборочного бассейна ($A_{\text{ссб}}$) и крутизны зоны зарождения лавин (α), объема лавин, типа лавин и других характеристик.

Чем больше площадь снегосборного бассейна при одной и той же величине α, тем меньше $f_{\min}$. В то же время значения $f_{\min}$ возрастают при увеличении ΔH.

Зная дальность выброса лавины, можно ориентировочно оценить и скорость ее движения. По данным, приведенным К.Ф. Войтковским, соотношение между ΔH и скоростью движения лавины существует соотношение

$$\Delta H = U^2 / 2g \tag{5.207}$$

или, решая относительно U:

$$U = (2g\Delta H)^{0,5}. \tag{5.208}$$

Скорости движения лавин изменяются в широких пределах и в головной ее части могут превышать 40 м/с. Однако в зависимости от состояния и свойств снега движение лавин происходит поразному. Ю.Д. Москалевым выделено шесть форм движения лавин:

– движение облака из пылеватого снега, который может обгонять или сопровождать более плотное ядро потока;

– турбулентное движение малосвязанного сухого снега подобно движению сыпучих материалов;

– движение обломков снежных плит;

– движение комьев снега путем скольжения, качения, перемешивания;

– движение консолидированной массы влажного или мокрого снега;

– турбулентное движение снежно-водяной смеси, вместе с захваченными камнями, подобное движению селя.

Во время движения лавины возможны переходы из одной формы движения в другую.

Заполнившая дно речной долины огромная масса снега, являющаяся результатом схода лавины, тает, увеличивая сток реки. Процесс таяния происходит под действием тепла, источники которого представлены в уравнении теплового баланса (2.2.3).

Контрольные вопросы

1. Как различаются уравнения баланса массы льда и запасов воды в горных ледниках? Перечислите основные составляющие баланса.
2. Какие факторы определяют движение ледников? Каковы скорости движения разнотипных ледников?
3. Что такое энергия оледенения, активность ледника, ледниковая эрозия?
4. Обоснуйте положение «динамика ледников – индикатор изменений климата».
5. Какие факторы влияют на формирование стока ледниковых рек? Каковы особенности режима стока ледниковых рек?

Литература: 4; 6; 7; 13; 14; 18; 22; 23; 25; 26; 28; 38;44; 46; 68; 73.

5.5. Гидрология морских устьев рек

5.5.1. Движение и трансформация речных вод

В районе приустьевого участка река сохраняет естественный режим, т.е. наблюдаются соответствующие фазы водного режима, максимумы, минимумы. Однако на предустьевом участке при расширении поймы русла происходит трансформация речного потока. Вместе с началом ветвления главного русла, уменьшением уклонов скорости потока замедляются, большая часть твёрдых частиц аккумулируется. В вершине устьевого участка начинается дробление и растекание главного потока по многочисленным ру-

кавам в дельте или по подводным руслам эстуариев. Такое дробление приводит к тому, что главные рукава постепенно сужаются к морскому краю дельты, реже исчезают вообще, теряясь среди малых рукавов и проток. Эти малые протоки делятся на ещё более мелкие дельтовые речки, носящие названия *ерики, гирла*. В эстуарии также наблюдается возрастание к морю количества подводных русловых борозд. Однако их количество, как правило, уступает дельтовым руслам. Различные по длине, сечению, форме рукава не одинаково пропускают речную воду. Поэтому формируются разные скорости течений, происходит распластывание паводков, отложение наносов. В качестве примера в табл. 5.28 приводится распределение расходов воды по протокам дельты р. Невы.

Таблица 5.28

Распределение стока по основным рукавам дельты р. Невы по материалам Р.А. Нежиховского)

Водоток	Пункт	Расход, $м^3/с$
Нева	Новосаратовка	2500
Обводный канал	В истоке	15
Большая Нева	Мост Лейтенанта Шмидта	1500
Смоленка	Исток	3
Ждановка	Исток	14
Малая Нева	Ниже истока Смоленки	458
Малая Невка	Между Карповкой и Ждановкой	224
Средняя Невка	Ниже впадения Крестовки	188
Большая Невка	После отделения Средней Невки	63
Мойка	Между Ново-Адмиралтейским каналом и рекой Пряжкой	11,3
Канала Грибоедова	Ниже Крюкова канала	3,4
Фонтанка	Выше Крюкова канала	23

Как и для Невы, где есть чётко выраженное главное русло (Б. Нева), такие магистральные русла есть и на других реках, при этом их может быть несколько. По мере продвижения к морскому краю движение воды замедляется, и речные воды втекают в море, распространяясь на большие расстояния (в зависимости от количества втекающей воды). Эта струя представляет собой постепенно расширяющийся поток, в пределах которого происходит смешивание пресной речной и солёной морской воды. Действие ветра заставляет речные воды распространяться вширь и вглубь.

Из-за различной плотности речных и морских вод втекающая в море вода некоторое время имеет толщину (H), равную глубине реки на выходе в море. Расчёты показывают, что отношение H к горизонтальному расстоянию распространения речных вод по нормали к берегу оказалось для различных рек величиной одного порядка и равным 10^{-4}. Эта зона пока ещё распреснённых вод получила название *линза распреснения*. Граница между линзой и морскими водами обычно выражена достаточно четко и образует *стоковый фронт*. Толщина линзы зависит от расхода воды реки Q и от интенсивности её смешивания с морскими водами. При этом коэффициент разбавления воды внутри линзы (d) равен:

$$d = S/(S - \bar{S}), \tag{5.209}$$

где S – солёность морской воды; $\bar{S}$ – средняя солёность воды в линзе. Используя величину d, можно вычислить толщину линзы распреснённой воды как:

$$h_i = h_0[d_i Q_i/(d_0 Q_0)]^{-0,67}. \tag{5.210}$$

Параметры формулы, вычисленные для ряда рек и соответствующих им линз, приняты $h_0 = 1$ м, $Q_0 = 1{,}68\times10^3$ м^3/с, $d_0 = 1{,}67$.

Отсюда следует, что толщина линзы распресненной воды меняется от 1–2 м при расходе речного стока примерно 20 км^3/год до 10–15 м при расходе реки в 1–1,5 тыс. км^3/год. В результате длина малой линзы составит 10–20 км от берега, а крупной – 100–150 км. В зависимости от водности реки и от сезона размеры линзы также меняются, а обмен солями и другими компонентами с морской водой осуществляется через дно и боковые фронтальные разделы. Дополнительно на интенсивность осолонения линзы влияют динамические факторы на предустьевом участке моря: ветер, течение и др. В табл. 5.29 приведены ориентировочные размеры линз, сформированные крупными реками.

Из таблицы следует, что при суммарной площади линз всех рек порядка 10^6 км^2 объём вод в них составляет около 10^4 км^3.

Необходимо отметить, что при движении речной воды по устьевой области, часть которой представляет собой заболоченные пространства, с их поверхности происходит интенсивное испаре-

ние. И если на устьевых участках высоких широт испарение не превышает 200–300 мм/год, то по мере возрастания аридности климата испарение резко возрастает. Например, испарение с дельты р. Или, впадающей в оз. Балхаш, превышает 1000 мм/год, устьевой области р. Шари и Логоне, впадающих в оз. Чад, – 2500 мм/год. Такие большие потери влаги в устьевых областях зоны недостаточного увлажнения заметно влияют на их водный баланс и баланс этих внутренних водоёмов.

Таблица 5.29

Характерные размеры стоковых «линз» некоторых рек (по материалам К.Н. Федорова)

Река	Максимальный расход 10^3, $м^3/с$	Глубина реки, м	Площадь линзы, $км^2$	Объем линзы, $км^3$
Амазонка	300	21,5	$100 \cdot 10^3$	$2 \cdot 10^3$
Енисей + Обь	210	22	$100 \cdot 10^3$	$2 \cdot 10^3$
Лена	110	14,4	$40 \cdot 10^3$	$6 \cdot 10^2$
Волга	25	5,4	$4 \cdot 10^3$	20
Дунай	10	2,9	$1 \cdot 10^3$	3
Нева	3	1,3	$1 \cdot 10^2$	10^{-1}

5.5.2. Проникновение морских вод в устьевую область

Основными видами движений морских вод, проникающих в устьевую область и распространяющихся до вершины устьевого участка реки, а иногда и выше, являются приливные волны и сгонно-нагонные явления. Из сгонно-нагонных явлений особенно опасными являются штормовые нагоны.

Влияние приливных колебаний на взаимодействие вод суши и океана в прибрежной зоне может осуществляться различными способами. Значительные приливные колебания и связанные с ними сильные приливные течения, сопровождающиеся интенсивным вертикальным перемешиванием, с одной стороны. приводят к разрушению вертикальных градиентов плотности и солености в районах контакта пресных речных и соленых морских вод, способствуя ослаблению или даже ликвидации соленого клина в эстуариях и устьях рек. С другой стороны, это же перемешивание, приводя к образованию однородных областей в районах с интенсивными течениями, способствует возникновению фронтальных зон со значительными горизонтальными градиентами между однородными и стратифицированными областями, образуя *шельфовые фронты*.

Приливы у побережья способствуют как отложению наносов и заилению бухт и портов в одних случаях, так и периодической очистке русел рек в других. В то же время, приводя к периодическому затоплению и осушке значительных площадей побережья, они могут способствовать смыву почвы, осолонению прибрежных водных объектов и пр., влияя тем самым на качество прибрежных вод. Воздействие приливной волны на гидравлические характеристики приморского участка тем больше, чем выше величина прилива и чем меньше расход воды в реке и её продольный уклон.

Как правило, вторжение морской солёной воды в устьевую область происходит под пресной речной, т.е. существует натекание речных вод на морские. Особенно чётко проявляется эта двуслойность в узких и глубоких эстуариях и по всей их ширине. По мере продвижения вглубь эстуария слой морской воды, движущийся у дна, становится более тонким и, наконец, выклинивается. Зона раздела солёной и пресной воды называется *халоклин*. Во время прилива халоклин продвигается вверх по устьевой области, при отливе – вниз. В это время на приморском участке реки возникает сложная картина распределения уровней, скоростей, расходов воды (рис. 5.72).

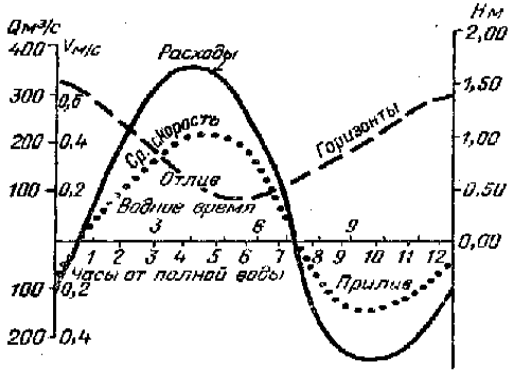


Рис. 5.72. Колебания уровня (*H*), расходов (*Q*), средних скоростей течения (*u*) на приморском участке реки во время прилива и отлива

Во время прилива поступающие на этот участок морские воды способствуют повышению уровня воды, уменьшению уклонов, скоростей течения и расходов речных вод, вплоть до образования движения воды в обратном направлении. После наступления пол-

ной воды начинается обратный процесс снижение горизонтов воды, возрастание скоростей течений и увеличение расходов воды в сторону моря. Наиболее благоприятные условия проникновения морских вод в реки создаются в эстуариях.

Приливных колебания могут распространяться от устья рек вверх по течению на значительное расстояние, составляющее десятки и сотни километров и зависящее от таких факторов, как скорость собственного течения реки, величина прилива в ее устье, уклон и шероховатость речного дна, поперечное сечение и степень извилистости русла. Максимальная дальность проникновения приливной волны на р. Амазонке достигает 850 км, Св. Лаврентия – более 700 км, Северной Двине – 135 км, Печере – 190 км. Приливные колебания уровней в устьях рек, как правило, выше, чем в предустьевом пространстве моря из-за уменьшения глубин и сужения русел. Наибольшие приливные уровни зафиксированы в устьях рек, впадающих в Пенжинскую губу Охотского моря (13 м), в эстуарии р. Мезень (8–10 м). При этом характер распространения приливной волны по реке также зависит от сочетания указанных факторов и может быть существенно различным. Обычно высота приливной волны постепенно уменьшается по мере распространения вверх по течению. Однако, например, на р. Св. Лаврентия в устье ее эстуария величина сизигийного прилива составляет 2 м, а в районе, расположенном в 450 км выше от устья, увеличивается почти до 5 м, после чего уровень постепенно уменьшается.

Следует иметь в виду, что хотя распространение приливной волны вверх по течению реки способствует проникновению в нее морских вод, это не означает, что морская вода проникает в реку на такое же расстояние, на какое распространяется сама приливная волна. Дело в том, что с удалением от устья доля морских вод обычно падает гораздо быстрее, чем высота самой волны. При этом проникновение морской, более соленой и плотной, воды происходит, главным образом, в относительно тонком придонном слое в виде упоминавшегося выше соленого клина. Таким образом, на значительном протяжении реки распространение приливной волны может происходить практически в чисто речной воде.

Упомянутое выше опережение гребнем приливной волны ее подошвы по мере распространения по мелководью может приве-

сти к опрокидыванию переднего склона волны и последующему его движению в виде непрерывно обрушивающегося водяного вала, за которым следует остальная часть приливной волны. Это сопровождается сначала относительно недолгим (в течение 1–2 ч) повышением уровня, а затем более продолжительным (в течение нескольких часов) его падением. Данное природное явление носит название *бора* или *маскарэ* и наблюдается на многих реках земного шара. Наиболее ярко это явление прослеживается на р. Амазонке и Фучуньцзян (Китай), принимая вид "водяной ступени", достигающей высоты 5–6 м с шириной несколько километров, распространяющейся с оглушительным грохотом вверх по течению со скоростью до 12–15 узлов. Возникновение бора может происходить как в пределах эстуария (р. Фучуньцзян), так и в пределах речного русла, иногда на значительном расстоянии от устья. Наибольшее распространение бора вверх по течению отмечено на Амазонке, где это явление, имеющее местное название *пороро́ка*, проникает на расстояние до 650 км от устья. Поскольку для образования бора необходима определенная критическая высота приливной волны, его возникновение во многих местах происходит не всегда, а только при развитии максимальных, т.е. *сизигийных*, приливов в устьях рек.

Сгонно-нагонные явления, возникающие в море, также вызывают заметные изменения водного режима на устьевых участках рек. При этом следует различать нагоны, вызванные длинной волной, сформированной при изменении барических характеристик, и нагоны, образованные действием ветра (рис. 5.73). Распространение нагонов вверх по реке может быть выше, чем при приливах. Так, на Енисее нагонная волна достигает 870 км от устья, Оби – 350 км, Колымы – 280 км, Дона – 150 км.

Особенно опасны *штормовые нагоны*, представляющие колебания уровня, связанные с перемещениями над морем глубоких циклонов при штормовом или ураганном ветре и приводящие к образованию длинных волн в море. Такие волны распространяются со скоростью $c = (gh)^{1/2}$, где g – ускорение свободного падения, а h – глубина. Как правило, эта скорость выше, чем типичная скорость перемещения циклона (10–15 м/с), и обычно волна штормового нагона, созданная циклоном, довольно быстро выходит из

зоны его действия. При этом, достигая берега, она приводит к подъему уровня до того момента, как туда приходит барическая система.

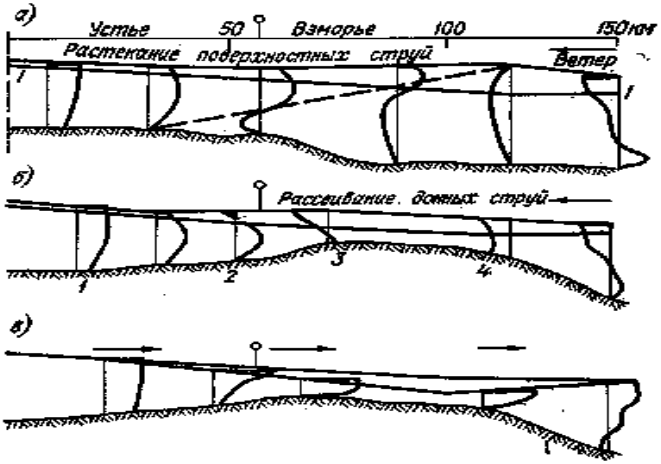


Рис. 5.73. Эпюры скоростей при сгонно-нагонных явлениях в устье реки. *а, б* – нагоны на приглубом и мелководном взморье, *в* – сгон с наибольшим движением уровня на взморье, *1* – уровень при отсутствии сгонно-нагонных явлений, *1–4* – створы с характерными эпюрами скоростей течения

В тех случаях, когда скорость распространения длинной волны совпадает по направлению и величине со скоростью перемещения циклона, возникает явление резонанса, приводящее к значительному росту высоты волны. Этот эффект может быть еще более усилен при выходе волны на мелководье или при ее входе в сужающийся бассейн, а при входе волны в устье реки дополнительный вклад в подъем уровня может быть вызван явлением подпора. Обычно штормовой нагон проявляется в виде однократного повышения уровня (иногда с последующим падением) продолжительностью от нескольких часов до суток.

Штормовые нагоны, особенно если они совпадают по фазе со значительным астрономическим приливом, нередко вызывают в отдельных прибрежных районах катастрофические наводнения, часто сопровождаемые многочисленными человеческими жертвами. Зона затопления при штормовом нагоне может достигать сотен квадратных километров, достигая 50–70 км вглубь суши и приводя

к размыву берегов, проседанию почвы с разрушением построек, засолению сельскохозяйственных земель**.** Наиболее подвержены штормовым нагонам Мексиканский залив и восточное побережье США (где они вызываются тропическими ураганами), Северное и Балтийское моря, тихоокеанское побережье Японии и других стран Восточной Азии (здесь их причиной служат проходящие тайфуны). Наибольшее количество жертв зафиксировано в 1970 г. в Бенгальском заливе, где в 1970 г. волна штормового нагона высотой до 7 м, порожденная тропическим циклоном, привела к гибели более 300 000 человек. На реках рассматриваемой территории штормовые нагоны достигали в дельте Волги 2,5 м (1952 г.), Кубани – 3,5 м (1969 г.), Невы – 4,2 м (1825 г.).

К особым случаям штормового нагона следует отнести наводнения, происходящие в устьях некоторых крупных рек. Характерным примером таких наводнений служат аномальные повышения уровня в устье р. Невы, приводившие в разное время к затоплению значительной части Санкт-Петербурга. Причиной их является прохождение глубоких циклонов над северной частью Балтийского моря в направлении на восток или северо-восток. В результате этого в море образуется длинная волна, которая, входя в Финский залив, существенно увеличивает свою высоту вследствие уменьшения глубин. Возникает подпор, препятствующий распространению потока речных вод Невы, что приводит к резкому повышению уровня. В табл. 5.30 приведены величины наиболее высоких подъемов уровня при таких наводнениях.

Таблица 5.30

Наиболее высокие подъемы уровня при наводнениях в Санкт-Петербурге

Год	1777	1824	1924	1955	1986
Высота уровня над ординаром, см	321	421	380	286	260

Из таблицы видно, что повторяемость катастрофических наводнений в устье Невы составляет примерно один раз в сто лет.

Контрольные вопросы

1. Каковы особенности водного режима разных частей устьевых областей различных типов?
2. Какова роль речного стока в формировании гидрологического режима устьевых областей?
3. Какова роль морских вод в формировании гидрологического режима устьевых областей?

Литература: 17; 25; 45; 46; 58; 67.

Литература

1. *Азат К. Бисвас.* Человек и вода. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 327 с.
2. *Алекин О.А.* Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 444 с.
3. Антропогенные воздействия на водные ресурсы России и сопредельных государств в конце XX столетия / Под ред. Н.И. Коронкевича, Н.С. Зайцева. – М.: Наука, 2007. – 367 с.
4. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. – М.: Изд-во РАН, 1997, т. II, кн. 1 – 263 с., кн. 2. – 270 с.
5. *Бабкин В.И., Вуглинский В.С.* Водный баланс речных бассейнов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 192 с.
6. *Богословский Б. Б., Самохин А. А, Иванов К. Е., Соколов Д. П.* Общая гидрология. – Л.: Гидрометеоиздат,1984. – 358 с.
7. *Борисенков Е.П., Пасецкий В.Н.* Летопись необычайных явлений природы за 2,5 тысячелетия. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. – 525 с.
8. *Барышников Н.*Б. Русловые процессы. – СПб.: РГГМУ, 2008. – 438 с.
9. *Барышников Н.Б., Попов И.В.* Динамика русловых потоков и русловых процессов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 456 с.
10. *Бузин В.А.* Заторы льда и заторные наводнения на реках. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2004. – 204 с.
11. Введение в философию (группа авторов), т. 2. – М.: Политич. лит-ра, 1989. – 640 с.
12. *Викулина З.А.* Водный баланс озёр Советского Союза. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 176 с.
13. *Винников С.Д., Викторова Н.В.* Физика вод суши. – СПб.: РГГМУ,2009. – 430 с.
14. *Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А.* Современные проблемы гидрологии. – М.: Изд. центр «Академия», 2008. – 320 с.
15. *Владимиров А.М.* Гидрологические расчёты. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 365 с.
16. Водный кодекс Российской Федерации. Федеральный закон от 03.06.2006. № 73-ФЗ.
17. Водные ресурсы России и их использование / Под ред. И.А. Шикломанова. – Изд. ГГИ, 2008. – 600 с.
18. *Войтковский К.Ф.* Основы гляциологии. – М.: Наука, 1999. – 256 с.
19. Геоморфология / Под ред. Л.Н. Ласточкина, Д.В. Лопатина. – М.: Изд. центр «Академия», 2005. – 528 с.
20. Гидрология заболоченных территорий зоны многолетней мерзлоты Западной Сибири / Под ред. С.М. Новикова. – СПб.: Изд. ВВМ, 2009. – 536 с.
21. Глобальные изменения природной среды (Климат и водный режим). – М.: Научный мир, 2000. – 304 с.
22. *Голубев Г.Н.* Гидрология ледников. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 247 с.
23. Горы и моря. Изменение ландшафтов и этносы внутриконтинентальных гор России / Под ред. К.В. Чистякова, Н.В. Каледина. – СПб., 2010. – 440 с.
24. *Данилов-Данилян В.И.* Потребление воды: экономический, социальный и по-

литический аспекты. Институт водных проблем РАН. – М.: Наука, 2006. – 221 с.
25. *Догановский А.М., Малинин В.А.* Гидросфера Земли. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2004. – 639 с.
26. *Долгушин Л.Л., Осипова Г.Б.* Ледники. – М.: Мысль, 1969. – 448 с.
27. *Доманицкий А.П., Дубровина Р.Г., Исаева А.И*. Реки и озёра Советского Союза (Справочные данные). – Л.: Гидрометеоиздат, 1971. – 104 с.
28. *Донченко Р.В.* Ледовый режим рек СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 248 с.
29. *Зайков Б.Д.* Очерки гидрологических исследований в России. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 326 с.
30. *Зекцер И.С.* Подземные воды как компонент окружающей среды. – М.: Научный мир, 2001. – 328 с.
31. *Иванов К.Е.* Водообмен в болотных ландшафтах. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 280 с.
32. *Инишева Л.И.* Болотоведение. – Томск: 2009. – 211 с.
33. *Калинин Г.П.* Проблемы глобальной гидрологии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 378 с.
34. *Кирюхин В.А.* Общая гидрогеология. – СПб.: Изд. Горн. ин-та, 2008. – 439 с.
35. *Клавен А.*Б., *Копалиани З.Д*. Экспериментальные исследования и гидравлическое моделирование речных потоков и руслового процесса, СПб: Изд. Нестор-История, 2011. – 544 с.
36. Климат России / Под ред. Н.В. Кобышевой. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. – 656 с.
37. *Коваленко В.В., Викторова Н.В., Гайдукова Е.В.* Моделирование гидрологических процессов. – СПб.: РГГМУ, 2006. – 559 с.
38. *Котляков В.М*. Мир снега и льда. – М.: Наука, 1994. – 287 с.
39. *Лосев К.С.* Вода. – Л: Гидрометеоиздат, 1989. – 272 с.
40. *Львович М.И.* Вода и жизнь. – М.: Наука, 1986. – 354 с.
41. *Маслов Б.С.* Гидрология торфяных болот. – М.: Россельхозакадемия, 2009. – 266 с.
42. *Матарзин Ю.М.* Гидрология водохранилищ. – Пермь: 2003. – 296 с.
43. Методы изучения и расчёта водного баланса. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 398 с.
44. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли / Под ред. В.И. Корзуна, А.А. Соколова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 638 с.
45. *Михайлов В.Н*. Гидрология устьев рек. – М.: Изд. МГУ, 1998. – 176 с.
46. *Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А*. Гидрология. – М.: Высшая школа, 2005. – 464 с.
47. *Михайлов Л.Е., Бродская Н.А.* Гидрогеология. – СПб.: РГГМУ, 2003. – 410 с.
48. *Михалёв М.А*. Инженерная гидрология. – СПб.: Изд. Политех. ун-та, 2006. – 362 с.
49. *Мякишева Н.В.* Климатическая система Земли. – СПб.: РГГМУ, 2008. – 95 с.
50. *Науменко М.А*. Эвтрофирование озёр и водохранилищ. – СПб.: РГГМУ; 2007. – 100 с.
51. *Нежиховский Р.А.* Гидрологические расчёты и прогнозы при эксплуатации водохранилищ. – Л: Гидромтеоиздат, 1976. – 192 с.
52. *Никаноров А.М.* Гидрохимия. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. – 448 с.

53. *Орлов В.Г.* Гидроэкологический словарь. – СПб.: РГГМУ, 1998. – 89 с.
54. Основы экогеологии, биоциркуляции и биотестирование водных экосистем / Под ред. В.В. Куриленко. – СПб.: Изд. СПбГУ, 2004 – 446 с.
55. *Показеев К.З., Филатов Н.Н.* Гидрофизика и экология озёр. Т. 1. Гидрофизика. – М.: Физ. ф-т МГУ, 2002. – 376 с.
56. *Рождственский А.В., Чеботарёв А.И.* Статические методы в гидрологии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 424 с.
57. *Романов В.В.* Гидрофизика болот. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 360 с.
58. *Самойлов И.В.* Устья рек. – М.: Гл. изд. геогр. лит-ры, 1952. – 528 с.
59. *Смирнов Н.П., Малинин В.Н.* Водный баланс атмосферы как гидрологическая задача. – Л.: Изд. ЛГУ, 1988. – 200 с.
60. *Соколов А.А., Чеботарёв А.И.* Очерки развития гидрологии в СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 310 с.
61. *Судольский А.С.* Динамические явления в водоёмах. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 264 с.
62. Учёт руслового процесса на участках подводных переходов трубопроводов через реки (Стандарт организации СТОГУ ГГИ) / Под ред. З.Д. Копалиани, 2009. – 176 с.
63. *Хромов С.П., Петросянц М.А.* Метеорология и климатология (7 изд.). – М: Изд-во МГУ «Наука М», 2006. – 419 с.
64. *Хромов С.П. Мамонтова Л.И.* Метеорологический словарь. – Л.: Гидрометеоиздат, 1963. – 620 с.
65. *Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В.* Речные излучины. – М.: МГУ, 2004. – 371 с.
66. *Чеботарев А.И.* Гидрологический словарь. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 368 с.
67. *Чеботарев А.И.* Общая гидрология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 344 с.
68. *Черкасов В.М.* Вода России. Водно-ресурсный потенциал. – Екатеринбург: АКВА-ПРЕСС, 2000. – 419 с.
69. *Чижов А.Н.* Формирование ледяного покрова и пространственное распределение его толщи. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 128 с.
70. *Шварцев С.Л.* Общая гидрогеология. – М.: Наука, 1996. – 424 с.
71. *Шелутко В.А.* Методы обработки и анализа гидрологической информации. – СПб., 2007. – 192 с.
72. *Эдельштайн К.К.* Водохранилища России. Экологические проблемы, пути их решения. – М.: Изд. ГЕОС, 1998. – 277 с.
73. VI Всероссийский гидрологический съезд. Пленарные доклады. – М.: Метеоагенство Росгидромета, 2008. – 90 с.
74. *Brutsaert W.* Hydrology an introduction. Cambridge University Press, 2008, p 605.
75. *Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z.*, Hydrologia Ogólna, Warszawa: Wydawnictwo naukowe PWN. 2010, p 340.
76. *Shiklomanov J.A.* Rodda (egl) World Water Resources at the Beginning of the Twenty-First Century // UNESCO-Cambrige Univ. Press. 2003. – 436 p.

Предметный указатель

Абляция 232, 497,
Абразия 163,202,
Автокорреляция 51,
Аккумуляция 233, 372,
Альбедо 102, 395,
Антропогенное влияние 83,
Атмосферные осадки 60, 109, 368, 481,
- конвективные 112,
- фронтальные (адвективные) 78, 80, 112,
- внутримассовые (местные) 80,
- горизонтальные 109,
- вертикальные 109,
- жидкие 60, 109, 114,
- твердые 60, 109, 114,
- смешанные 109, 114,

Баланс 94,
- водный 11, 37, 95, 266, 361, 464,
- равновесный 363,
- солевой 437,
- тепловой 11, 37, 95, 100, 391,
- седиментационный 95, 449,
- радиационный 103,
- химический 61,

Бассейн
- речной 41, 176,
- артезианский 154,
- испарительный 134, 369,

Берег 182, 202,
Биоценоз 457,
Биопродукция 458,
Болота 210, 257, 273,
- низинные 219,
- переходные 219,
- верховые 219,
- сезонные 214,
- торфяные 211,

Болотный ландшафт 212, 215,
Бурун 419,
Валовое испарение (эвапотранспирация) 138,
Вещества
- органические 69,
- биогенные 69,

Виды питания рек 276,
Влагооборот 76,
- внутриматериковый 77, 80,
- глобальный 16,

Внутренние сейши 423,
Водный режим 34, 67, 93,
Водные ресурсы 17, 18, 27, 73,
- статические (вековые) 18,
- возобновляемые 18,

Водоем 16, 197, 361,
Водоотдача снега, торфа 126, 474,
Водоподача 306, 309,
Водопотребление 19, 36, 89, 90,
Водопользование 19, 36,
Водообмен 97, 378,
Водораздел 166, 173,
Водосбор 270,
- болотный 212,
- речной 38, 166,
- поверхностный 173,
- подземный 173, 175,

- удельный 195,
Водоснабжение 19,
Водоток 16, 166,
Водоудерживающая способность снега, торфа 126, 473,
Водоупор 148,
Водохранилище 91, 194, 255, 388,
Воды
- артезианские 145, 149, 154,
- подземные 142, 148,
- почвенные 143, 149, 150,
- почвенно-грунтовые 149, 151,
- грунтовые 149, 151,
- реликтовые 147,
- связанные 471,
- свободные 143, 471,
- седиментационны 147,
- суши 70,
- многолетнемерзлых пород 153,
- ювенильные 148,
- безнапорные 149,
- напорные 149, 155,
Волны 410,
- внутренние 423,
- ветровые 412, 420,
- стоячие 421,
Время добегания 282, 305, 308,
Вскрытие 354,
Генетическая формула стока 308,
Гидравлическая связь 159, 279,
Гидравлический радиус 158, 318,
Гидробионты 456,
Гидрограф 264, 310,
Гидрография 22, 246,
Гидрологическая аналогия 34,
Гидрологический режим 38, 40, 84,
Глобальный гидрологический цикл 25, 74, 142, 155,
Гидросфера 11, 16, 20, 70,
Глубина трения 426,
Годограф 322,
Годовой термический цикл 397,
Движение воды 409,
- турбулентное 318,
- ламинарное 318,
- неустановившееся 319,
- установившееся 319,
- равномерное 319,
- неравномерное 319,
Движение ледников 491,
Дебит 158,
Дельта 242,
Денивеляции 410,
Донные отложения 327, 448,
Дожди
- ливневые 109, 116,
- обложные 109,116,
Дренирование 143,
Ерик 505,
Заболоченные земли 210,
Замерзание 350,
Закон
- распределения 44,
- сохранения массы 94, 95,
- сохранения энергии 95,
- Дальтона 134,
- Дарси 156, 367,475,

- Эри 335,
Зажор 353,
Затор 355,
Заиление водоемов 202, 448, 452,
Зеркало грунтовых вод 149,
Зональность водных объектов, процессов
- зональные 435,
- азональные 437,
- полизональные 437,
Зыбь 414,
Извилистость речных русел
- гидрографическая 182,
- орографическая 183,
Изохроны 306,
Индексы (коэффициенты) увлажнения 81,
Индекс сухости 81,
Инфильтрация 92, 146, 190,
Испарение 93, 128, 135, 369,
Испаряемость 128, 129,
Исток 168,
Каньон 178,
Классификация
- лавин 239,
- наносов по крупности 329
- рек по водному режиму 293,
- рек по длине 173,
- озер по генезису котловин 197,
- по размерам площади бассейна 176,
- по размерам площади водоемов 210,
- по типам питания рек 293,
- по типам болотных микроландшафтов 222, 223,
- устьевых областей 245,
- по преобладающему иону, катиону68,
- по типам русловых процессов 187,
- термические 408, 409,
Климатический сигнал 22, 265,
Колебательные движения воды 410, 412,
Колебания уровня водоемов 386 – 390,
Коррозия 163,
Котловины водоемов 195, 197,
Коэффициент
- автокорреляции 51, 384,
- асимметрии 46, 192,
- аккумуляции 203,
- вариации 46, 123, 291,
- влагооборота 79,
- водообмена 144, 380,
- густоты речной сети 170,
- динамичности 283,
- зарегулированности 91, 290
- зарастания 357,
-ледниковый 234,
- корреляции 49, 50,
- модульный 266,
- наледности 288,
- озерности 91, 272, 314,
- регрессии 48,
- редукции 118, 127, 309,
- заболоченности 310, 481,
- залесенности 273,
- стока 81, 266, 275,
- ослабления 400,

- трансформации 134, 371,
- увлажнения 81,
- испарения 139,
- истощения 159,
- испаряемости 81,
- поправочный 133,
- пропорциональности 98, 336,
- транспирационный 138,
- подземного питания 156,
- устойчивости 339, 401,
- фильтрации 147, 157, 475,
- шероховатости 164, 321,

Кривая
- батиграфическая 207,
- водоподачи 308,
- объемная 207,
- истощения 159,
- парообразования 55,
- плавления 55,
- гипсографическая 192,
- функции распределения 42,
- расходов воды 317,
- инфильтрации 147,

Круговорот воды 74,
- большой 74,
- малый 76,

Лавины 237, 502,
Ландшафт 127,
Лахары 338,
Ледостав 351, 405,
Ледоход 351,
Лед
- внутриводный 350,
- донный 350,
- фирн 58, 229,
- глетчер 226,

Ледники 258,
- горные 227, 489,
- покровные 226,
- стационарные 489,
- пульсирующие 498,

Ленточные боры 443,
Ливень 109, 115,
Литораль 203,
Ложбина 179,
Лощина 179, 186,
Макрофиты 459,
Меандрирование 183,
- ограниченное 183,
- свободное 183,
- незавершенное 183,

Межень 278, 305, 312,
Мелиорация 93
Мертвое пространство 322,
Металимнион (термоклин) 402,
Миктичность 399,
Минерализация вод 61, 341, 435, 442, 444,
Морские устья рек 239, 504,
Морфометрические характеристики 189,
Модуль стока 266,
Мочажина 219,
Мутность 329,
Наносы
- взвешенные 329, 330,
- влекомые 329, 330,

Наводнение 305,
Наледь 163, 287, 354,
Норма стока 266, 269, 303,
Озеро 194, 229,
Оплывина 337,
Орошение 19,

Паводок 116, 277, 305,
Парниковый (оранжерейный) эффект 88,
Пересыхание рек 315,
Перемерзание рек 315,
Перехват 175,
Поступательные движения воды 410,
- течения 430,
- перемешивание 401,
- сгонно-нагонные явления 431, 433, 510
Потери воды 20, 91, 306,
- безвозвратные 89,
- начальные 274, 306,
Пойма 180,
Половодье 277, 305,
Полынья (майна) 353,
Приток169,
Проталины 127,
Пруд 200,
Рапа 440,
Распределение по территории
- индексов увлажнения 83,
- атмосферных осадков 115,
- испарения с суши 140,
- подземного стока 161,
- областей внутреннего стока 247,
- озерности 252,
- водохранилищ 256,
- болот 258,
- среднегодового стока 304,
- средней мутности рек 338,
- величин критического удельного водосбора озер 377,
- рек разных источников питания 299,
Расход воды 264,
Расчленение гидрографа 161, 279, 502,
Регулирование стока 290,
- антропогенное 91,291,
- естественное 290,
Река 166, 248,
Речная долина 176,
Русло 181,
Рябь 414,
Русловые образования
- гряды 184,
- перекаты 185,
- плесы 186,
Сейша 421,
Сель 336,
Сеть
- гидрографическая 89, 165,
- гидрологическая 33,
- метеорологическая 37,
- пунктов наблюдений 31, 36, 37,
- речная 166,167,
- русловая 167,
Система
- гидрологическая 39,
- динамическая 41,
- климатическая 16, 22,
- озерно-речная 196,
- замкнутая речная 268,
- незамкнутая речная 268,
Склоновое стекание 325,
Слой стока 266,
Снег 110,
- свежевыпавший 123,

- лежалый (уплотненный) 123,
- фирнизированный (старый) 123,

Снеговая линия
- климатическая 234,
- фирновая 234,
- сезонная (фронт ледника) 235,
- истинная 235,

Снежник 163,
Снеготаяние 125,
- адвективный тип 125,
- солярный тип 125,
- приведенный слой 127,
- неприведенный слой 127,

Снегозапас 121,
Снежные лавины 237,
Снежный покров 112, 113
- сезонный 121,
- устойчивый 124,
- временный 124,

Снежура 350,
Сплавина 213, 218,
Сток
- базисный 290,
- внутрипочвенный 156, 326,
- годовой 89, 92,
- ионный 345,
- климатический 269,
- местный 64,
- наносов 327,
- твердый 329,
- тепловой 349,
- поверхностный 145,
- речной 264,
- подземный 145, 155, 161,
- максимальный 47,
- грунтовый 156,
- русловой 318,
- склоновый 325,
- растворенных веществ 340, 344,

Стратификация
-прямая 398,
- обратная 398,
- гомотермия 400,

Стрежень 322,
Субстанция 94,
- автохтонная 444,
- аллохтонная 444,

Суходол 179,
Термобар 403,
Тепловой бюджет 397,
Тепловое загрязнение 349,
Терраса 178,
Теснина 179,
Течения 425,430,
- ветровые (дрейфовые) 425,
- стоковые 429,
- градиентные 428,

Типовой гидрограф 265,
Торф 211, 471,
Торфяная залежь 144,
Транспирация 138, 190,
Трансграничные водные объекты 171,
Транспортирующая способность потока 330,
Трахоидальная теория формирования волн 415,
Трофический статус 460,
- олиготрофный 222, 460,
- мезотрофный 222, 461,

- евтрофный 221, 461,
- дистрофный 461,
Увлажнение территории 80,
- аридное 83,
- достаточное 82, 115,
- недостаточное 83, 92, 115,
- избыточное 82, 115,
Уравнение
- Буссинеска 159,
- водного баланса 98, 99, 267, 562,
- неразрывности 322,
- теплового баланса 103, 130,
- Сен-Венана 321,
- Шези 158, 320, 338, 347,
Урбанизация 94,
Урез воды 182, 205,
Уровень воды 316,
- характерный 317,
- равновесия 363,
- динамический 382,
- статический 382,
Устье 168,
Устьевая область 239, 243, 507,
Ущелье 178,
Фазы (стадии)
- водного режима 276,
- развития болот 215,
- развития ветровых волн 414,
Факторы
- активные 24, 121,
- ведущие 40,
- входные 40,
- реактивные 24, 190,
- антропогенные 66, 89, 200, 273,
- геоморфологические 167, 190,
- гидрологические 167,
- прямые 66,
- косвенные 66,
- климатические 24, 33, 167,
- климатообразующие 16,
- стокообразующие 276,
- эндогенные 198,
- экзогенные 198,
- хозяйственной деятельности 83, 85,
- подстилающей поверхности 33,
- физико-географические 35,189,
- формирования стока 270,
Фитоценоз 221,
Формула
- Будыко 141,
- Владимирова 313,
- Дроздова 80,
- Кузьмина 136,
- Мериана 423,
- Маннинга 321,
- Павловского 321,
- Андреянова 420,
- Диллона 462,
- Фолленвайдера 462,
- Шамова 336,
Фотосинтез 444,
Фронт
- волны 419,
- ледника 235,
- снеготаяния 125,
- стоковый 506,
- шельфовый 507,

Хионосфера 233,
Хозяйственная деятельность
36, 61, 84, 89,
Число
- Рейнольдса 158,
- Фруда 185, 324,
Шуга 350,
Экзарация 163,
Эпилимнион 401,
Эрозия 175, 178, 495, 495,
Эстуарий 242

Научное издание

Догановский Аркадий Михайлович

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ
(Общий курс)

Учебник

Редактор И.Г. Максимова, Н.И. Афанасьева
Компьютерная верстка Н.И. Афанасьевой

ЛР № 020309 от 30.12.96

Подписано в печать 25.12.12. Формат 60×90 $^{1}/_{16}$. Гарнитура Times New Roman.
Печать цифровая. Усл. печ. л. 32,75. Тираж 300 экз. Заказ № 136/2.
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
Отпечатано в ЦОП РГГМУ