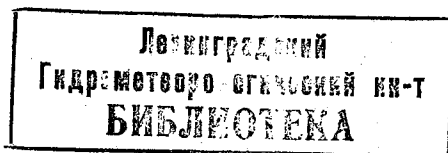


# Методы расчета водных балансов

Международное руководство  
по исследованиям и практике

Под редакцией  
А. А. Соколова и Т. Г. Чапмена

Вклад в Международное гидрологическое десятилетие



Гидрометеоздат Ленинград 1976

Изложены современные методы составления водного баланса речных бассейнов, озер, водохранилищ, болот, водоносных слоев, ледников, континентов и морей.

Даны рекомендации по оценке отдельных элементов водного баланса территорий и водных объектов, находящихся в различных физико-географических условиях.

Приводятся соображения по оценке элементов влагооборота в атмосфере над большими территориями.

Предназначено для специалистов, работающих в области гидрологии, метеорологии, мелиорации, гидрогеологии, гидротехники, а также для преподавателей и студентов вузов.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

### К СЕРИИ ПУБЛИКАЦИЙ ЮНЕСКО ПО МГД

Решение о проведении Международного гидрологического десятилетия (МГД) 1965—1974 гг. было принято тринадцатой сессией Генеральной конференции ЮНЕСКО для развития международного сотрудничества в области гидрологических исследований, а также для подготовки специалистов по научной гидрологии. Основная цель сотрудничества — дать возможность всем странам наиболее полно оценить национальные водные ресурсы для их рационального использования с учетом непрерывного роста потребностей человека в воде, связанного с ростом народонаселения, развитием промышленности и сельского хозяйства. К 1974 г. Национальные комитеты по МГД были организованы в 108 странах из 132, входящих в ЮНЕСКО, для выполнения национальных задач и для участия в региональной и международной деятельности в рамках программы МГД. Выполнение этой программы осуществляется под руководством Координационного совета, в состав которого входят представители тридцати стран, избираемых Генеральной конференцией ЮНЕСКО. Координационный совет изучает предложения по развитию программы, дает рекомендации по проектам, представляющим интерес для всех или многих стран, участвует в разработке национальных и региональных проектов и координирует международное сотрудничество.

Развитие сотрудничества в области разработки методов гидрологических исследований, распространение гидрологической информации и планирование водохозяйственного строительства является основным пунктом программы МГД, которая охватывает все виды гидрологических исследований. Гидрологические исследования осуществляются на национальном, региональном и международном уровне и направлены на более полное использование природных ресурсов в местном и глобальном масштабе. Эта программа дает возможность странам, развитым с точки зрения гидрологических исследований, обменяться своими научными взглядами, а развивающимся странам — использовать опыт других стран при разработке исследовательских проектов и претворении в жизнь последних достижений науки при проектировании гидротехнических сооружений.

В качестве вклада ЮНЕСКО в осуществление программы МГД Генеральная конференция поручила Генеральному директору осуществить сбор, обмен и распространение информации по исследованиям в области научной гидрологии, а также способствовать установлению контактов среди ученых в этой области. Для этой цели ЮНЕСКО приняло решение публиковать два вида сборников: «Исследования и доклады по гидрологии» и «Технические доклады по гидрологии».

Серия «Исследования и доклады по гидрологии», в которой публикуется настоящая работа, имеет целью ознакомление с собранными данными и основными результатами гидрологических исследований, предпринимаемых в рамках МГД, а также обеспечение информацией по методам исследований. В эту серию будут также включены труды

*Методы расчета водных балансов*

научных симпозиумов. Таким образом, она включает в себя анализ исходных данных, оценку методов гидрологических исследований, а также руководящие рекомендации для научных исследований в будущем. Тома этой серии содержат материал, представляющий как практический, так и теоретический интерес для гидрологов и правительств стран, принимающих участие в программе МГД.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Предисловие к серии публикаций ЮНЕСКО по МГД . . . . .	5
	Предисловие . . . . .	9
1.	Введение . . . . .	11
1.1.	Задачи и значение исследований водного баланса . . . . .	—
1.2.	Назначение и содержание Руководства . . . . .	—
1.3.	Терминология . . . . .	12
1.4.	Условные обозначения . . . . .	—
2.	Уравнение водного баланса . . . . .	15
2.1.	Общий вид уравнения водного баланса . . . . .	—
2.2.	Другие виды уравнения водного баланса . . . . .	—
2.3.	Особенности уравнений водного баланса за различные интервалы времени . . . . .	16
2.4.	Особенности уравнений водного баланса объектов различных размеров . . . . .	17
2.5.	Замыкание уравнения водного баланса . . . . .	—
2.6.	Единицы измерения элементов водных балансов . . . . .	18
3.	Методы расчета основных элементов водного баланса . . . . .	19
3.1.	Исходные материалы . . . . .	—
3.1.1.	Карты и атласы . . . . .	—
3.2.	Осадки . . . . .	20
3.2.1.	Общие положения . . . . .	—
3.2.2.	Измерение осадков в точке и введение поправок к измеренным осадкам . . . . .	—
3.2.3.	Вычисление среднего количества осадков для площади . . . . .	21
3.2.3.1.	Карты изогиег . . . . .	22
3.2.4.	Особенности измерения осадков над водной поверхностью и в лесных массивах . . . . .	—
3.3.	Речной сток . . . . .	23
3.3.1.	Норма стока и выбор расчетного периода . . . . .	—
3.3.2.	Расчет нормы стока при наличии наблюдений . . . . .	24
3.3.2.1.	Графический способ . . . . .	—
3.3.2.2.	Аналитический способ . . . . .	25
3.3.3.	Расчет нормы стока при отсутствии наблюдений . . . . .	27
3.3.3.1.	Определение нормы стока по карте изолиний . . . . .	—
3.3.3.2.	Определение нормы стока по методу аналогии . . . . .	28
3.3.3.3.	Определение нормы стока по уравнению водного и теплового баланса . . . . .	30
3.3.4.	Карты изолиний стока . . . . .	31
3.3.5.	Расчленение гидрографа стока на его составляющие . . . . .	32
3.4.	Испарение . . . . .	34
3.4.1.	Общие положения . . . . .	—
3.4.1.1.	Условные обозначения, используемые только для испарения . . . . .	35
3.4.2.	Испарение с водной поверхности . . . . .	36
3.4.2.1.	Расчет по данным испарителя . . . . .	—
3.4.2.2.	Метод водного баланса . . . . .	—
3.4.2.3.	Метод теплового баланса . . . . .	38
3.4.2.4.	Аэродинамический метод . . . . .	39
3.4.2.5.	Эмпирические формулы . . . . .	40
3.4.2.6.	Влияние водной растительности . . . . .	42
3.4.3.	Испарение с суши . . . . .	44
3.4.3.1.	Расчет по данным почвенных испарителей и лизиметров . . . . .	—
3.4.3.1.1.	Испарение со снежного покрова по испарителям . . . . .	—
3.4.3.2.	Метод водного баланса . . . . .	—
3.4.3.3.	Метод теплового баланса . . . . .	45
3.4.3.4.	Аэродинамический метод . . . . .	—

Методы расчета водных балансов

	3.4.3.5.	Эмпирические методы . . . . .	46
	3.4.3.5.1.	Обобщенный комбинационный метод . . . . .	—
	3.4.3.5.2.	Прочие эмпирические методы . . . . .	47
	3.4.3.6.	Методы, разработанные в СССР . . . . .	49
	3.4.4.	Карты испарения . . . . .	52
3.5.		Изменения запасов воды в речном бассейне . . . . .	—
	3.5.1.	Общие положения . . . . .	—
	3.5.2.	Запасы воды на поверхности водосбора . . . . .	53
	3.5.2.1.	Задержание воды в микропонижениях . . . . .	—
	3.5.2.2.	Изменения запасов воды в твердой фазе . . . . .	—
	3.5.2.3.	Изменения объемов воды в озерах и водохранилищах . . . . .	—
	3.5.2.4.	Изменение запасов воды в русловой сети бассейна . . . . .	55
	3.5.3.	Запасы влаги в почво-грунтах . . . . .	59
	3.5.4.	Запасы подземных вод . . . . .	60
4.		Изменчивость основных элементов водного баланса и точность их определения . . . . .	63
	4.1.	Изменчивость основных элементов водного баланса . . . . .	—
	4.2.	Оценка точности измерений и расчета элементов водного баланса . . . . .	66
5.		Водный баланс природных объектов . . . . .	73
	5.1.	Речные бассейны . . . . .	—
	5.1.1.	Общие положения . . . . .	—
	5.1.2.	Водный баланс речного бассейна за многолетний период . . . . .	—
	5.1.3.	Водный баланс речного бассейна за конкретные периоды . . . . .	76
	5.1.4.	Лесные массивы и залесенные водосборы . . . . .	78
	5.1.4.1.	Лесные массивы . . . . .	79
	5.1.4.2.	Залесенные водосборы . . . . .	81
	5.1.5.	Орошаемые и осушаемые земли . . . . .	83
	5.1.5.1.	Орошаемые земли . . . . .	—
	5.1.5.2.	Осушаемые земли . . . . .	86
	5.2.	Озера и водохранилища . . . . .	87
	5.3.	Болота . . . . .	92
	5.4.	Бассейны подземных вод . . . . .	95
	5.5.	Горноледниковые бассейны, горные ледники и ледниковые щиты . . . . .	99
	5.6.	Водный баланс внутренних морей . . . . .	101
6.		Региональные водные балансы . . . . .	103
	6.1.	Водный баланс стран . . . . .	—
	6.2.	Водный баланс континентов . . . . .	106
7.		Водный баланс атмосферы . . . . .	107
	7.1.	Основные уравнения водного баланса . . . . .	—
	7.2.	Уравнение водного баланса системы атмосфера—деятельный слой суши . . . . .	—
	7.3.	Решение уравнения водного баланса атмосферы . . . . .	108
	7.3.1.	Системы измерения и исходные данные . . . . .	109
	7.3.2.	Пространственный масштаб исследования и плотность сети аэрологических станций . . . . .	—
	7.3.3.	Временной масштаб исследования и частота наблюдений . . . . .	110
	7.4.	Методика расчета членов уравнения системы атмосфера—деятельный слой суши . . . . .	—
8.		Оценка продолжительности водообмена . . . . .	111
		Список литературы . . . . .	112

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В связи с ростом промышленности, строительством городов и расширением сельскохозяйственного производства, а также в связи с дефицитом в будущем пресной воды во многих районах земного шара большое внимание уделяется научному и практическому аспектам проблемы водного баланса. Поэтому в программе Международного гидрологического десятилетия (МГД), проводимой под эгидой ЮНЕСКО, изучению этой проблемы отведено первое место. Проблема водного баланса представляет большой интерес для Всемирной метеорологической организации (ВМО), организации ООН по вопросам продовольствия и сельского хозяйства (ФАО) и ряда других международных правительственных и неправительственных организаций.

В 1965 г. на первой сессии Координационного совета МГД была организована рабочая группа по мировому водному балансу (позднее переименованная в рабочую группу по водным балансам) с перечнем полномочий, включающим подготовку методических руководств по расчетам водного баланса. Первым шагом в создании таких руководств было составление «Схемы расчета элементов водного баланса», подготовленной по инициативе Национального комитета СССР по МГД в Государственном гидрологическом институте под руководством В. А. Урываева.

Работа «Краткий доклад о методах расчета водного баланса» (СССР, Межведомственный комитет по МГД, 1967 г.), одобренная рабочей группой, была представлена в 1967 г. на рассмотрение 3-й сессии Координационного совета. Совет рекомендовал ЮНЕСКО разослать эту работу во все национальные комитеты по МГД.

Доклад ВМО по составлению согласованных между собой карт осадков, стока и испарения содержит полезный руководящий материал для изучения водного баланса [116].

Группа экспертов по научным основам мирового водного баланса, организованная рабочей группой, на своем втором заседании (май, 1969 г.) обратилась с просьбой в Секретариат по МГД о назначении эксперта для подготовки руководства по методам расчета водных балансов с учетом документов, подготовленных В. А. Урываевым, соответствующих докладов ВМО/МГД, а также материалов, представленных национальными комитетами. Секретариат предложил Национальному комитету СССР по МГД взять на себя выполнение этой задачи. Для подготовки проекта (плана) этого руководства Национальный комитет СССР предложил кандидатуру проф. П. С. Кузина. План руководства рассматривался и был одобрен на 4-й сессии рабочей группы по водным балансам (июль, 1970 г.). Проект руководства был подготовлен на основе этого плана и руководящих положений, намеченных рабочей группой. После этого он был разослан членам рабочей группы для получения замечаний.

Проект руководства и письменные замечания подробно рассматривались на 5-й сессии рабочей группы (декабрь, 1972 г.). Доработка некоторых наиболее трудных разделов проекта была поручена

отдельным лицам; окончательный вариант рукописи было решено подготовить ко времени встречи редакторов в июне 1973 г.

Основные трудности, возникшие при подготовке руководства, заключались в выборе и правильной систематизации огромного объема имеющихся материалов по методам расчета водных балансов. Настоящее Руководство является наиболее полным пособием по методам расчета водных балансов. В нем значительно меньше внимания уделено тем разделам, по которым уже имеется руководящий материал в международных публикациях ВМО, ЮНЕСКО, Международной Ассоциации гидрологических наук (МАГН) и других организаций.

Практическое применение метода водного баланса основывается на соединении теоретических положений и эмпирических методов, ограниченных специфическими условиями: климатом, рельефом и т. д. В Руководстве излагаются соображения о практическом применении этих методов. В отдельных случаях эти методы могут разумно использоваться без всяких ограничений, а иногда они требуют экспериментального определения ряда констант и коэффициентов. Ограниченный объем Руководства позволил лишь кратко изложить многие методы. Поэтому читателю, желающему детально ознакомиться с ними, необходимо изучить литературу, на которую делаются ссылки и которая выбрана из огромного количества международной научной литературы по данному вопросу.

Проект Руководства был составлен группой ученых Государственного гидрологического института (СССР) под руководством проф. П. С. Кузина. Разделы 3.4 и 5.5 подготовил д-р П. П. Кузьмин, разделы 3.5.2.3 и 5.2—3. А. Викулина, 3.5.2.4—Р. А. Нежиховский и В. И. Бабкин, разделы 3.5.4 и 5.5—О. В. Попов, разделы 5.1.2 и 5.1.3—А. П. Бочков, раздел 5.1.4—С. Ф. Федоров, раздел 5.1.5—С. И. Харченко и А. С. Субботин, раздел 5.3—Л. Г. Бавина, раздел 4—Г. А. Плиткин, разделы 7—8—О. Г. Сорочан. Материалы к разделу 5.5 были любезно предоставлены А. Н. Кренке и В. Г. Ходаковым из Института географии Академии наук СССР.

Письменные замечания по проекту Руководства, рассмотренные на заседании рабочей группы и принятые во внимание при окончательной редакции, подготовили: И. К. Браун (Канада), Т. Г. Чапмен (Австралия), Д. Р. Доди (США), Д. Лазареску (Румыния), Я. Немец (ВМО) и Ж. А. да Коста (ЮНЕСКО). Д. С. Митчел (Англия) подготовил раздел 3.4.2.6. М. Сугавара (Япония) принял участие в подготовке раздела 4. Д. В. Лосон (Директорат внутренних вод, Департамент окружающей среды, Канада) уточнил раздел 5.4. Е. М. Расмуссен (ВМО) представил дополнительный материал для раздела 7 по водному балансу атмосферы. Раздел 8 дополнен Т. Г. Чапменом.

Проф. А. А. Соколов—директор Государственного гидрологического института (СССР)—является главным редактором Руководства. При подготовке английского варианта ему помогал проф. Т. Г. Чапмен (университет Нового Южного Уэльса, Австралия)—председатель рабочей группы по водным балансам.



## 1. ВВЕДЕНИЕ

### 1.1 Задачи и значение исследований водного баланса

Воднобалансовые исследования — один из основных разделов гидрологии — являются средством решения важных теоретических и практических гидрологических проблем. Результаты исследования водного баланса служат основой количественной оценки водных ресурсов и их изменений под влиянием деятельности человека.

Изучение структуры водных балансов речных и озерных бассейнов, а также бассейнов подземных вод особенно важно для гидрологического обоснования проектов рационального использования водных ресурсов, управления ими путем перераспределения по территории и во времени (переброски вод из других бассейнов, регулирование стока и др.). Знание водного баланса позволяет предвидеть последствия искусственного изменения водного режима водотоков, водоемов и подземных вод.

Оперативная информация о водных балансах речных и озерных бассейнов за короткие интервалы времени текущего года (сезон, месяц, неделя, сутки) используется для планирования эксплуатации водохранилищ и составления гидрологических прогнозов для нужд водного хозяйства.

Водный баланс имеет особое значение для изучения гидрологического цикла. При наличии данных по водному балансу можно производить сравнение отдельных источников влаги в системе за различные периоды времени, а также установить степень их воздействия на изменения водного режима.

Анализ исходных данных, используемых для расчета отдельных элементов водного баланса, и увязка этих элементов между собой позволяют определить недостатки в размещении наблюдательных станций и выявить систематические ошибки измерений отдельных составляющих водного баланса.

Наконец, изучение водного баланса дает возможность косвенным путем определить по разности между известными значениями элементов баланса неизвестный элемент (например, определить испарение с речного бассейна по разности осадков и стока).

### 1.2 Назначение и содержание Руководства

Настоящее Руководство предназначено служить международным пособием по методам расчета водных балансов речных бассейнов, различных территорий и водных объектов. Оно может быть полезно для развивающихся стран, а также может использоваться при изучении районов, для которых недостаточность гидрологических данных и другие обстоятельства препятствовали разработке методов расчета

водных балансов. Предполагается, что читатель, пользующийся Руководством, знаком с гидрологической терминологией и практикой.

Основная цель Руководства заключается в установлении по возможности единообразных принципов и методов, которые можно применять в различных странах для расчета водного баланса и его элементов. Такие унифицированные методы особенно необходимы для расчета водных балансов международных речных бассейнов, а также крупных районов, охватывающих территорию нескольких стран. Методы, изложенные в Руководстве, не учитывают, однако, всего разнообразия окружающей среды и природных условий и поэтому не устраняют необходимости производства экспериментальных исследований в зависимости от конкретных обстоятельств, что подчеркивалось в предисловии.

В Руководстве представлены методы расчета как за многолетний, так и за короткие периоды:

— основных элементов водного баланса: осадков, стока, испарения и аккумуляции воды в различной форме;

— водного баланса участков суши: речных бассейнов, территорий отдельных стран, районов и континентов;

— водного баланса водных объектов: озер и водохранилищ, болот, подземных вод, ледников и ледяных полей, внутренних морей и атмосферы;

— водного баланса территорий со специфическими характеристиками поверхности (леса, орошаемые, осушаемые или мелиорируемые земли и т. д.).

### 1.3 Терминология

В Руководстве использована терминология, принятая в международной гидрологической практике [25, 163, 50, 160].

### 1.4 Условные обозначения

Условные обозначения тщательно подобраны и по возможности соответствуют условным обозначениям, используемым в других публикациях [162], и международным стандартам [70].

Для данного Руководства рекомендуются единицы измерения физических величин, находящиеся в соответствии со значениями принятых констант. Ввиду этого эмпирические уравнения, приводимые в тексте, могут отличаться от того первоначального вида, в котором они даны авторами.

Условные обозначения величин, используемых только в одном разделе Руководства, в ряде случаев приводятся отдельно от условных обозначений, часто используемых в других разделах. Многие условные обозначения имеют индексы, для того чтобы конкретизировать частное значение данной величины.

Индексы, наиболее часто встречающиеся в тексте, приводятся ниже. Цифровые значки и штрихи поясняются в каждом отдельном случае в тексте.

Общие индексы

Тип индекса	Индекс	Значение индекса
Перед условным обозначением	$\Delta$	Изменение величины за период расчета водного баланса (положительное — увеличение, отрицательное — уменьшение)
После условного обозначения	<i>an</i>	Аналог
	<i>ch</i>	Русла рек и водотоков
	<i>gl</i>	Ледники, лед
	<i>l</i>	Приток воды в исследуемый водоем
	<i>L</i>	Озера и водохранилища
	<i>o</i>	Отток воды из исследуемого водоема
	<i>obs</i>	Наблюденный
	<i>s</i>	Поверхностный
Черта над условным обозначением	<i>sn</i>	Снег
	<i>st</i>	Обмен между внутренним морем и океаном
	<i>u</i>	Подземный (подповерхностный)
	—	Среднее значение

Общие условные обозначения

Условные обозначения	Значение	Единицы измерения
<i>a</i>	Часть площади	км <sup>2</sup>
<i>A</i>	Площадь (водосбора)	км <sup>2</sup>
<i>C<sub>s</sub></i>	Коэффициент асимметрии	—
<i>C<sub>v</sub></i>	Коэффициент вариации (см. раздел 4)	—
<i>E</i>	Испарение (включая транспирацию)	мм
<i>g</i>	Ускорение свободного падения	м/с <sup>2</sup>
<i>G</i>	Запасы подземных вод	мм
<i>I</i>	Ирригационный сток	мм
<i>M</i>	Влага в почве и ненасыщенной зоне	мм
<i>n</i>	Число членов ряда	—
<i>P</i>	Осадки, выпадающие на поверхность суши	мм
<i>Q</i>	Сток	мм
<i>s</i>	Стандартное отклонение элементов водного баланса	мм
<i>S</i>	Запас воды, выраженный в виде среднего слоя	мм
<i>T</i>	Расчетный период водного баланса	различные
<i>T<sub>r</sub></i>	Условное время пребывания	различные
<i>V</i>	Запас воды, выраженный в виде объема	м <sup>3</sup>
<i>W</i>	Запас воды в атмосфере	мм
$\gamma$	Остаточный член уравнения водного баланса	мм

## 2. УРАВНЕНИЕ ВОДНОГО БАЛАНСА

### 2.1 Общий вид уравнения водного баланса

Изучение водного баланса основывается на использовании закона сохранения вещества. Он заключается в том, что для любого объема в течение любого периода времени разность между общим приходом и расходом воды равна изменению ее запаса в данном объеме. Поэтому в целом метод водного баланса предполагает непосредственное измерение запасов и потоков (расхода) воды, однако в ряде случаев при правильном выборе объема и периода времени, для которых рассчитывается водный баланс, некоторые элементы можно получить путем косвенных расчетов [162].

Уравнение водного баланса какого-либо природного объекта (например, речного бассейна или водоема) показывает соотношение прихода, расхода и изменений запасов воды для данного участка суши или для данного водоема. В общем случае приходную часть уравнения водного баланса любого объекта составляют атмосферные осадки  $P$ , выпадающие в виде дождя и снега на поверхность суши, поверхностный и подземный приток воды  $Q_{sI}$  и  $Q_{uI}$  извне в пределы бассейна или водоема. В расходную часть входит испарение  $E$  с поверхности объекта, поверхностный  $Q_{so}$  и подземный сток  $Q_{uo}$  (точнее отток), уходящий за пределы объекта. Превышение приходной части водного баланса над расходной вызывает увеличение общих запасов воды в объекте  $\Delta S$ ; обратное соотношение прихода и расхода приводит к уменьшению этих запасов. Все компоненты водного баланса определяются с некоторыми погрешностями измерений и расчетов. Поэтому в уравнение водного баланса, помимо его компонентов, включается член невязки  $\eta$ . Следовательно, водный баланс для любого объекта и за любой интервал времени в общем виде может быть представлен следующим уравнением:

$$P + Q_{sI} + Q_{uI} - E - Q_{so} - Q_{uo} - \Delta S - \eta = 0. \quad (1)$$

### 2.2 Другие виды уравнения водного баланса

Применительно к большому разнообразию воднобалансовых расчетов уравнение (1) можно упростить или усложнить в зависимости от наличия исходных данных, цели расчета, типа водного объекта (речной бассейн или административный район, озеро или водохранилище и т. д.) и его размеров, гидрографических и гидрологических характеристик объекта, продолжительности расчетного периода и фазы гидрологического режима (паводок, межень), за которую производится составление водного баланса.

На крупных речных бассейнах составляющие баланса  $Q_{uI}$  и  $Q_{uo}$  незначительны по сравнению с остальными компонентами; поэтому они обычно не учитываются (подземный водообмен со смежными бассейнами принимается равным нулю). Приток поверхностных вод

в речной бассейн с четко выраженным водоразделом со смежной территории не может иметь места (если только не осуществляется искусственная переброска воды из другого района) и поэтому  $Q_{sl}$  не включается в уравнение водного баланса речного бассейна. Таким образом, уравнение (1) для речного бассейна принимает следующий вид:

$$P - E - Q - \Delta S - \eta = 0, \quad (2)$$

где  $Q$  — речной сток с бассейна.

В зависимости от поставленной задачи члены уравнения (1) могут быть детализированы. Например, при составлении водных балансов за короткие промежутки времени изменение общих запасов воды  $\Delta S$  в небольшом речном бассейне можно подразделять на изменение запасов влаги в почве  $\Delta M$ , в водоносных слоях  $\Delta G$ , в озерах и водохранилищах  $\Delta S_L$ , в речных руслах  $\Delta S_{ch}$ , в ледниках  $\Delta S_{gl}$  и в снежном покрове  $\Delta S_{sn}$ . Уравнение водного баланса при этом принимает вид

$$P + Q_{sl} + Q_{ul} - E - Q_{so} - Q_{uo} - \Delta M - \Delta G - \Delta S_L - \Delta S_{ch} - \Delta S_{gl} - \Delta S_{sn} - \eta = 0, \quad (3)$$

где  $Q_{sl}$  — переброска поверхностных вод из других бассейнов.

### 2.3 Особенности уравнений водного баланса за различные интервалы времени

Водный баланс можно рассчитать за любой интервал времени. Различают средние многолетние водные балансы и балансы за конкретные периоды (за отдельный год, сезон, месяц или несколько дней). Такие балансы иногда называют текущими или оперативными водными балансами. Воднобалансовые расчеты за многолетние и за конкретные периоды имеют свои особенности.

Средние многолетние водные балансы обычно составляют за годовую цикл (за календарный или гидрологический год), хотя их можно рассчитывать и за любой сезон или месяц.

Составление средних многолетних балансов за год представляет собой наиболее простую задачу, так как при этом можно не учитывать изменения запасов влаги в бассейне  $\Delta S$ , измерение и оценка которых вызывает наибольшие трудности. В течение многолетнего периода положительные и отрицательные изменения запасов воды, происходящие в отдельные годы, взаимно компенсируются и их величину в конце многолетнего расчетного периода можно приравнять нулю.

Обратное положение имеет место при расчетах водного баланса за непродолжительные промежутки времени, за которые  $\Delta S \neq 0$ . Чем короче интервал времени, за который рассчитывается баланс, тем большая точность требуется при измерении или расчете элементов баланса, тем дифференцированнее приходится рассматривать  $\Delta S$ , а обычно и другие элементы баланса, тем сложнее получается его уравнение и тем труднее его замкнуть с наименьшей невязкой.

Компонент  $\Delta S$  необходимо учитывать и при расчете средних многолетних водных балансов за отдельные сезоны или месяцы.

## 2.4 Особенности уравнений водного баланса объектов различных размеров

Водный баланс можно рассчитывать для объектов любых размеров.

В зависимости от размеров объекта сложность расчета существенно меняется.

Единственным природным объектом, для которого по мере увеличения его размеров расчеты водного баланса упрощаются, а точность их увеличивается, является речной бассейн. Это связано с тем, что чем меньше площадь бассейна, тем более сложным представляется его водный баланс и тем больший вес в его водном балансе имеют трудноучитываемые составляющие баланса, как, например, подземный водообмен со смежными бассейнами, аккумуляция воды в озерах, водохранилищах, болотах, ледниках, а также динамика водного баланса лесов, орошаемых и осушаемых земель. С увеличением площади речного бассейна влияние этих факторов постепенно уменьшается и может в конце концов стать пренебрежимо малым.

Расчет водного баланса озер, водохранилищ, болот, бассейнов подземных вод, горноледниковых бассейнов усложняется по мере увеличения их площади. Это связано с соответствующим возрастанием технических трудностей точного измерения и расчета многих существенных элементов баланса крупных объектов, например, боковой приточности и изменений запасов воды в крупных озерах и водохранилищах, осадков, выпадающих на их зеркало, и т. д.

## 2.5 Замыкание уравнения водного баланса

В целях замыкания уравнения водного баланса все его элементы должны быть по возможности измерены или рассчитаны независимыми друг от друга методами. Измерения и расчеты элементов водного баланса производятся в любом случае с некоторой погрешностью, обусловленной несовершенством методов измерений и расчетов. Поэтому уравнение водного баланса, даже если все его элементы измерены или рассчитаны независимыми методами, обычно не замыкается (не балансируется). Невязка  $\eta$  определяется как остаточный член уравнения водного баланса и включает в себя ошибки определения отдельных его элементов, а также неучтенные уравнением элементы. Малая величина  $\eta$  указывает на сбалансирование водного баланса.

Если какой-либо элемент баланса невозможно получить путем непосредственного измерения или расчета, он может быть определен из уравнения водного баланса как остаточный член; в таком случае он включает также и невязку баланса, которая может быть даже больше, чем значение этого элемента.

Этот прием, как известно, применяется в гидрологии тогда, когда по измеренным значениям одного элемента определяются значения другого элемента с помощью эмпирических или полуэмпирических формул. Рассчитанная таким образом величина будет включать ошибку за счет несовершенства формул и ошибки измерений.

## 2.6 Единицы измерения элементов водных балансов

Элементы уравнения водного баланса могут быть представлены в виде среднего по бассейну или водоему слоя воды (мм), или в виде объема ( $\text{м}^3$ ), или расхода ( $\text{м}^3/\text{с}$ ). Последняя форма выражения удобна для многих водохозяйственных расчетов.

Поскольку составление водного баланса обычно начинается с расчета средних по бассейну осадков, то другие компоненты обычно выражаются также в виде слоя. В рекомендуемых единицах перевод слоя в объем представляется довольно простым, например:

$$V = 1000AS, \quad (4)$$

где  $S$  — запас воды, выраженный в виде среднего слоя (мм);  $V$  — тот же запас воды, выраженный в виде объема ( $\text{м}^3$ );  $A$  — площадь бассейна или водоема ( $\text{км}^2$ ).

### 3. МЕТОДЫ РАСЧЕТА ОСНОВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА

#### 3.1 Исходные материалы

Исходными материалами для расчетов элементов водного баланса речных бассейнов за многолетний период являются наблюдения сети станций за осадками и стоком. Данные указанных наблюдений публикуются в виде гидрологических и метеорологических ежегодников, бюллетеней и других изданий.

Для составления водного баланса за отдельные годы, сезоны, месяцы дополнительно требуются данные об изменении запасов влаги в бассейне. Эти данные определяются по результатам наблюдений за влажностью почвы, за колебаниями уровня воды на озерах, за колебаниями уровня подземных вод в скважинах, по снегомерным съемкам.

Для расчетов водного баланса небольших территорий со специфической структурой баланса (горноледниковых бассейнов, лесных массивов, орошаемых земель и т. п.) в большинстве случаев необходимо организовать специальные наблюдения по особой программе, например за таянием ледников, перехватом осадков древесной растительностью, влажностью зоны аэрации и т. д.

Для расчета испарения необходимы данные испарительных установок и данные наблюдений метеорологических станций за температурой и влажностью воздуха, скоростью ветра, облачностью и солнечной радиацией.

##### 3.1.1 Карты и атласы

При отсутствии или недостаточности данных наблюдений за осадками, стоком или испарением в некоторых случаях могут оказаться полезными региональные карты и атласы средних многолетних значений этих элементов баланса [116, 58, 179, 127, 146, 147]. По таким картам, построенным в изолиниях, средние значения осадков, стока или испарения для любых территорий легко определить путем планиметрирования.

Об основах методики составления таких карт упоминается в разделах 3.2.3.1, 3.3.4 и 3.4.4. Здесь же необходимо отметить, что для воднобалансовых целей карты норм годовых осадков, испарения и стока должны быть увязаны между собой, т. е. разность осадков, испарения и стока, определенных по соответствующим картам изолиний для данного речного бассейна, должна равняться нулю в соответствии с уравнением водного баланса речного бассейна за многолетний период [58]

$$\overline{P} - \overline{E} - \overline{Q} = 0. \quad (5)$$



Увязка трех карт производится исходя из оценки степени надежности каждой из них. Обычно наиболее надежной является карта стока (за исключением аридных областей с временными водотоками), поскольку данные по стоку в любом створе как бы автоматически суммируют сток со всего бассейна. Поэтому обычно пользуются именно этой картой для введения поправок и корректировок карт осадков и испарения с целью их увязки [116].

## 3.2 Осадки

### 3.2.1 Общие положения

Атмосферные осадки являются обычно единственным источником поступления влаги на сушу. Поэтому точность измерения и расчета количества выпадающих осадков в значительной мере определяет надежность всех воднобалансовых расчетов.

Среднее количество осадков, выпадающих в речном бассейне или на любой другой территории, устанавливается по данным наблюдений осадкомеров, расположенных в пределах изучаемой территории. Иногда, при недостаточности числа осадкомеров на водосборе, в целях уточнения расчета осадков используют дополнительно данные осадкомеров, расположенных в прилегающих районах. Чем короче период, за который рассчитывается водный баланс, тем гуще должна быть осадкомерная сеть.

Осадкомерные пункты, используемые для воднобалансовых расчетов, должны соответствовать обычным требованиям, которые предъявляются к осадкомерным пунктам климатологической и гидрометеорологической сети [176, 178]. Для расчета средних многолетних водных балансов используют многолетние ряды наблюдений за осадками (порядка 25—50 лет). Для восстановления пропусков в наблюдениях необходимо строить графические связи данных наблюдений на соседних станциях или пользоваться методом корреляции [116, 127, 135, 65, 68, 74, 56, 57].

При определении среднего количества осадков для территории или водоема возникают две задачи: первая — это определение истинного количества осадков в пункте наблюдений (в точке) и вторая — правильное определение среднего слоя осадков на изучаемой территории по данным наблюдений в отдельных пунктах.

### 3.2.2 Измерение осадков в точке и введение поправок к измеренным осадкам

Как известно, применяемые в настоящее время на сети метеорологических станций осадкомеры не учитывают всего количества выпадающих осадков главным образом в результате воздействия ветра на осадкомер. Особенно велик недоучет осадков, выпадающих в виде снега, который доходит при сильных ветрах до 100%.

Кроме того, некоторое количество уловленных осадкомером осад-

ков теряется на испарение за время от начала выпадения осадков до момента их измерения, а также на смачивание ведра осадкомера при каждом выпадении осадков и каждом их измерении и особенно при выпадении осадков в виде мороси. При частых морозящих дождях общие потери на смачивание бывают очень значительными.

Поэтому при составлении водных балансов средние значения атмосферных осадков для бассейнов или водоема должны рассчитываться по данным, исправленным поправками, которые компенсируют систематические погрешности осадкомеров [16, 17, 46, 47, 153, 154]. В одном из последних документов [179] поправки на действие ветра оцениваются в среднем в 10—15% для дождей и 40—60% для снега. Такие поправки были получены в СССР для осадкомеров площадью 200 см<sup>2</sup>, установленных на высоте 2 м над почвой. По Норденсону [116], погрешности измерения тропических ливней не превышают обычно 5%. Экспериментальные исследования, проведенные в СССР [51], показали, что потери на смачивание составляют примерно 0,2 мм на одно измерение для жидких и 0,1 мм для твердых осадков, а потери на испарение (в зависимости от конструкции дождемерного сосуда и температуры воздуха) могут составлять до 6% суммы осадков, выпавших за теплый сезон.

Поправки для приведения измеренных жидких осадков к истинным определяются путем сравнения результатов параллельных наблюдений по осадкомерам и наземным дождемерам, установленным в защищенных от ветра местах на уровне поверхности земли с устранением причин разбрызгивания капель дождя при попадании их в осадкомер.

Поправки для снежных осадков зимнего периода определяются также по данным параллельных измерений их осадкомерами, расположенными в открытых и защищенных местах (например, в лиственном лесу или на лесной поляне), или путем сравнения данных по осадкомерам с приращением снегозапасов, определенных за безоттепельные периоды по детальным снегосьемкам.

### 3.2.3 Вычисление среднего количества осадков для площади

Средние количества осадков для речных бассейнов и административных областей при относительно равномерном расположении осадкомерных станций, а также при малых различиях количества осадков по территории вычисляются как среднее арифметическое из показаний всех осадкомерных станций, т. е.

$$\bar{P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i, \quad (6)$$

где  $\bar{P}$  — средние месячные или годовые суммы осадков в данном бассейне или данной области;  $P_i$  — средние месячные или годовые суммы осадков на  $i$ -той станции;  $n$  — число станций, используемых при расчете среднего количества осадков.

При неравномерном расположении осадкомерных пунктов на территории осадки вычисляются методом среднего взвешенного из показаний метеорологических станций, т. е.

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n P_i a_i, \quad (7)$$

где  $a_i$  — площадь, на которую распространяются осадки, измеренные на  $i$ -той станции или осадкомерном пункте, которая предполагается репрезентативной;  $A = \sum a_i$  — площадь речного бассейна или области. Площадь  $a_i$ , тяготеющую к данной станции, можно определить по карте сети станций, например, методом Тиссена [127, 104].

### 3.2.3.1 Карты изогиет

Другим способом определения среднего количества осадков по бассейну является использование метода изогиет. Значения осадков (с введенными поправками) по каждой станции наносятся на карту и по ним проводятся изолинии слоя осадков (изогиеты) с учетом рельефа и плювиографического градиента в горных районах [116, 179]. Интервалы между изогиетами должны быть не менее средней ошибки интерполяции.

Так как стандартное отклонение увеличивается с увеличением осадков, в районах с ярко выраженным рельефом расстояние между изолиниями увеличивается с высотой в геометрической прогрессии.

ВМО [179] рекомендует, чтобы карты средних годовых осадков в масштабе 1 : 5 000 000 имели изолинии 100, 200, ..., 800, 1000, ..., 1600, 2000, ..., 3200, 4000 мм.

### 3.2.4 Особенности измерения осадков над водной поверхностью и в лесных массивах

Измерения осадков над водной поверхностью и в лесных массивах имеют некоторую специфику и поэтому требуют дополнительных пояснений.

При расчетах осадков, выпадающих на поверхность озер и водохранилищ, необходимо учитывать, что вследствие затухания над водой восходящих токов воздуха, способствующих образованию местных конвективных осадков, на водную поверхность, равно как и на открытые плоские острова и побережья водоемов, осадков выпадает меньше, чем на сушу в прибрежной области. Так, например, на плоских островах крупных водоемов осадков выпадает за год на 15—25% меньше, чем на берегах [112, 103].

Для учета уменьшения осадков по акватории озер и водохранилищ дождемерные пункты располагаются не только по периферии водоемов, но и в удалении от берега на островах и на плавучих маяках.

Для измерения осадков, выпадающих на лесной массив [27], осадкомерные приборы устанавливаются на лесных полянах. Лесные поляны вследствие аэродинамического эффекта иногда искажают условия выпадения осадков, особенно снежных и, как правило, увеличи-

вают их количество по сравнению с осадками, выпадающими в лесном массиве. Поэтому осадкомеры устанавливаются на лесных полянах так, чтобы угол закрытости горизонта<sup>1</sup> осадкомерного прибора, находящегося в центре поляны, был в пределах 30—50° в хвойном лесу и 70—80° в лиственном [34].

Для определения месячных сумм снежных осадков под пологом леса, кроме осадкомерных наблюдений, могут быть использованы данные снегомерных съемок [28].

### 3.3 Речной сток

#### 3.3.1 Норма стока и выбор расчетного периода

Основной характеристикой водных ресурсов рек какой-либо территории является средний многолетний расход воды, т. е. норма стока. Точность ее определения зависит от точности подсчета стока, степени его изменчивости (колебаний), продолжительности периода наблюдений и от густоты сети станций [178, 166, 31].

Норма стока — среднее арифметическое из ряда наблюденных его величин — является статистическим понятием. Колебания стока во времени имеют, как правило, асимметричное распределение, в пределе стремящееся к нормальному или близкому к нему распределению, и могут исследоваться методами теории вероятности. Норма стока  $\bar{Q}$ , коэффициенты вариации  $C_v$  и асимметрии  $C_s$  являются параметрами кривой распределения годовых величин стока.

Обязательным условием при статистической обработке любых величин является однородность членов ряда. Применительно к стоку это условие требует соблюдения однородности физико-географических факторов формирования стока и водохозяйственного использования рек.

Норма стока, или, иначе, среднее значение годового стока, должна определяться за продолжительный период наблюдений, включающий в себя несколько полных многоводных и маловодных циклов колебаний стока, по формуле

$$\bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i, \quad (8)$$

где  $\bar{Q}$  — норма стока;  $Q_i$  — годовой сток за  $i$ -тый год;  $n$  — число лет наблюдений, при котором дальнейшее увеличение ряда не меняет или мало меняет среднеарифметическое значение  $\bar{Q}$ .

Вопрос о точности подсчета нормы стока и получаемых при этом средних квадратичных ошибках рассмотрен в разделе 4.2.

Для определения среднего многолетнего стока необходим такой период наблюдений, в который входит примерно одинаковое число многоводных и маловодных циклов колебаний водности реки. При

<sup>1</sup> Под углом закрытости горизонта понимается угол между горизонтальной плоскостью на высоте приемной части осадкомера и направлением на вершины окружающих поляну деревьев.

этом чем больше взято законченных циклов изменения водности, тем меньше ошибка определения нормы стока. В связи с тем что циклические колебания стока рек, расположенных друг от друга на больших расстояниях, имеют асинхронный характер, использование единого расчетного периода при построении карт стока становится невозможным. В этом случае расчетный период для рек отдельных гидрологических районов с синхронными изменениями стока следует определять с помощью предварительного построения разностных интегральных кривых стока

$$\frac{1}{s} \sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})$$

от  $n$  при  $n=1, 2, 3, \dots$ , где  $\bar{Q}$  и  $s$  — среднее и стандартное отклонение стока [4, 91, 148].

При расчете нормы стока может быть использовано несколько приемов или методов в зависимости от: а) наличия длительного периода наблюдений, б) наличия короткого ряда наблюдений и в) полного отсутствия данных наблюдений.

### 3.3.2 Расчет нормы стока при наличии наблюдений

При наличии гидрометрических данных за достаточно продолжительный промежуток времени, включающий в себя не менее двух-трех циклов колебаний водности, норма стока определяется как среднее арифметическое из всего ряда наблюдений. При длительности наблюдений порядка 50—60 лет и более для оценки нормы стока можно принять среднее значение стока из всего ряда наблюдений без учета циклических колебаний.

При определении нормы стока по короткому ряду наблюдений (порядка 10 лет и менее) может быть допущена значительная ошибка. Ввиду этого необходимо удлинение ряда. Для этой цели используются многолетние ряды наблюдений по соседним изученным рекам, находящимся в аналогичных физико-географических условиях. Для удлинения коротких рядов необходимо наличие достаточно тесной связи между годовыми значениями стока данного и опорного пункта (створа) с длинным рядом наблюдений. Удлинение короткого ряда можно производить графическим и аналитическим способами. Первый способ является более предпочтительным, так как наглядно показывает характер и тесноту связи.

#### 3.3.2.1 Графический способ

При коротких рядах приведение к норме осуществляется по графической связи, построенной за общий период наблюдений на данной реке и в опорном пункте (реке-аналоге). Связи годовых значений стока могут быть прямолинейными и криволинейными. Криволинейные связи используются в случаях, если установлено, что они объяс-

няются случайным расположением точек, а различие колебаний стока в обоих сравниваемых пунктах.

Наиболее часто применяются прямолинейные связи. При этом точки должны равномерно располагаться по обе стороны линии связи. Более определенное направление линии связи может быть получено путем проведения ее по равнообеспеченным значениям годового стока, т. е. по величинам, имеющим одинаковую вероятность появления за период совместных наблюдений в обоих пунктах. Построение связи равнообеспеченных величин допустимо только при наличии синхронных колебаний годового стока.

Линии связи проходят через начало координат в том случае, когда коэффициенты вариации годового стока в обоих пунктах примерно равны. Графики связи считаются удовлетворительными при наличии на них не менее 8—10 соответственных точек и достаточно тесной связи, оцениваемой коэффициентом корреляции, равным 0,7—0,8 и более. Отклонения отдельных точек от линии связи не должны превышать 10—15% определенного по ней значения стока. Хорошие результаты будут получены в том случае, если график связи достаточно полно обоснован точками в зонах маловодных и многоводных лет (рис. 1).

При наличии прямолинейной связи норма стока в пункте с коротким рядом определяется непосредственно по норме стока пункта с длительным рядом, без восстановления значений стока за отдельные годы.

При наличии криволинейной связи вычисление нормы стока для пункта с коротким рядом наблюдений производится путем определения по графику связи величин стока за все недостающие годы. Среднее значение определяется из составленного полного ряда.

В случаях пропусков в наблюдениях и рассеивания точек на графике связи стока створа с коротким рядом наблюдений и створа, имеющего более полный ряд наблюдений, можно использовать метод корреляции [116] или аналитический способ (см. ниже).

### 3.3.2.2 Аналитический способ

Приведение стока к многолетнему периоду основывается на предположении, что линии связи стока двух пунктов проходят через начало координат и соотношение водности рек за различные периоды времени остается постоянным.

Норма стока в пункте с коротким рядом наблюдений в этом случае равна

$$\bar{Q} = \bar{Q}_{an} \cdot \frac{\bar{Q}_{obs}}{\bar{Q}_{an\ obs}}, \quad (9)$$

где  $\bar{Q}$  и  $\bar{Q}_{an}$  — нормы стока в данном пункте и пункте-аналог;  $\bar{Q}_{obs}$  и  $\bar{Q}_{an\ obs}$  — средние значения стока за одновременный короткий период наблюдений.

Определение нормы стока по формуле (9) можно производить в том случае, если сравниваемые реки находятся в одном географическом районе, имеют близкие по размеру площади водосборов,

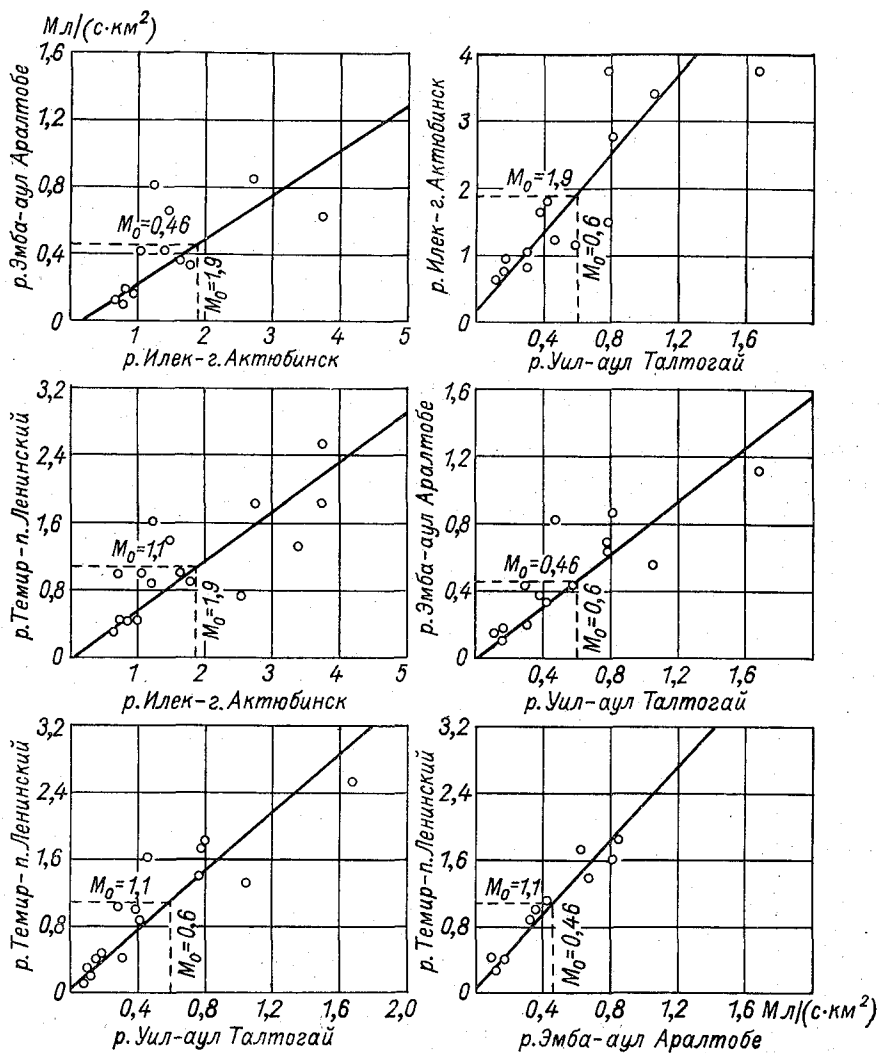


Рис. 1. Пример связи годовых модулей стока рек.

обладают относительно однородной степенью зарегулированности стока и близкими значениями коэффициентов вариации. В случаях большого различия в коэффициентах вариации годового стока приводимого пункта и пункта-аналога могут иметь место значительные ошибки в определении нормы стока.

Если найти аналог по стоку для пункта с коротким рядом наблюдений не удастся, то увеличить этот ряд можно на основе связи стока с метеорологическими элементами и в первую очередь с осадками. Использование данных по осадкам для расчетов стока определяется тем, что во всех странах число осадкомерных пунктов значительно больше, чем гидрологических станций, а наблюдения за осадками, как правило, имеются за более длительные периоды времени. Точность этого метода невысока, а применение его требует большой осторожности.

### 3.3.3 Расчет нормы стока при отсутствии наблюдений

Приближенно оценить норму стока можно одним из следующих способов: 1 — по карте изолиний стока (см. раздел 3.3.4); 2 — по методу аналогии и 3 — по уравнению водного и теплового баланса.

#### 3.3.3.1 Определение нормы стока по карте изолиний

Карты стока позволяют определить величину стока, т. е. среднего многолетнего расхода неизученной реки. Для этого на карте между изолиниями стока планиметрируются площади отдельных участков данного неизученного водосбора (рис. 2), затем площадь умножают на средний модуль стока между этими изолиниями. Сумма полученных произведений, разделенная на площадь водосбора, дает средневзвешенное значение стока данного речного бассейна. Средний сток для водосбора площадью  $A$  вычисляется по формуле

$$\bar{Q} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n a_i Q_i, \quad (10)$$

где  $\bar{Q}$  — искомое значение нормы стока;  $a_i$  — частная площадь водосбора между двумя смежными изолиниями со средним слоем стока  $Q_i$ ;  $n$  — число частных площадей.

Средняя погрешность определения нормы годового стока по карте для среднего бассейна (5000—50 000 км<sup>2</sup>) в СССР составляет в северных районах умеренных широт около 10%, в центральных районах около 15% и в южных засушливых районах около 25%. Для больших рек эта ошибка соответственно снижается до 8—10%.

При использовании карт изолиний для расчета стока с речного бассейна следует учитывать, что эти карты основаны главным образом на интерполяции данных по стоку. Поэтому для некоторых районов карты стока обладают значительной погрешностью. Ввиду этого при использовании карты рекомендуется учитывать более полно точность исходных данных.



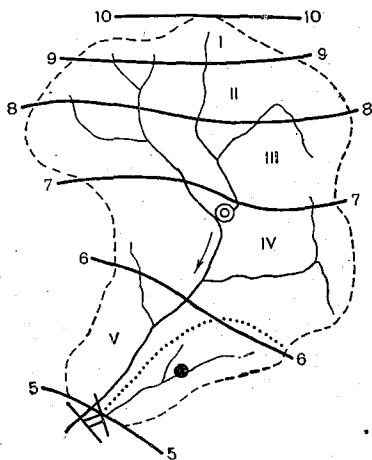


Рис. 2. Пример определения среднего стока по изолиниям модуля стока.

Для малых рек аридной зоны, неполностью дренирующих подземные воды, нормы стока, снятые с карты, существенно отличаются от истинных величин. В СССР для перехода от нормы стока средних рек к норме стока малых рек используются региональные поправочные коэффициенты, рассчитанные в зависимости от площади бассейна и уклона реки (рис. 3).

Для рек горных районов используются дополнительные графики (рис. 4), показывающие региональные зависимости нормы стока (1—5) от высоты бассейна и экспозиции склонов. Поправка на влияние какого-либо аонального фактора для малых рек должна вводиться в величину нормы, снятую с карты, на отличие влияющего фактора от среднего значения для водосборов, по которым проводились изолинии нормы стока на рассматриваемом участке карты.

### 3.3.3.2 Определение нормы стока по методу аналогии

Метод аналогии, используемый для определения нормы стока неизученных водосборов при наличии карты изолиний стока, является вспомогательным. Он применяется для предварительной оценки нормы годового стока в районах, слабо освещенных наблюдениями.

При выборе бассейнов-аналогов следует особое внимание обращать на соответствие (аналогию) сравниваемых бассейнов в отношении общности физико-географических условий (рельеф, геология, климат, почвы, растительность), а также гидрографических (озерность, густота речной сети и др.) и морфометрических (площади водосборов, уклоны и др.) характеристик.

Достаточная общность сравниваемых бассейнов в отношении указанных характеристик дает известное основание для переноса стока с исследованного бассейна на неизученный водосбор.

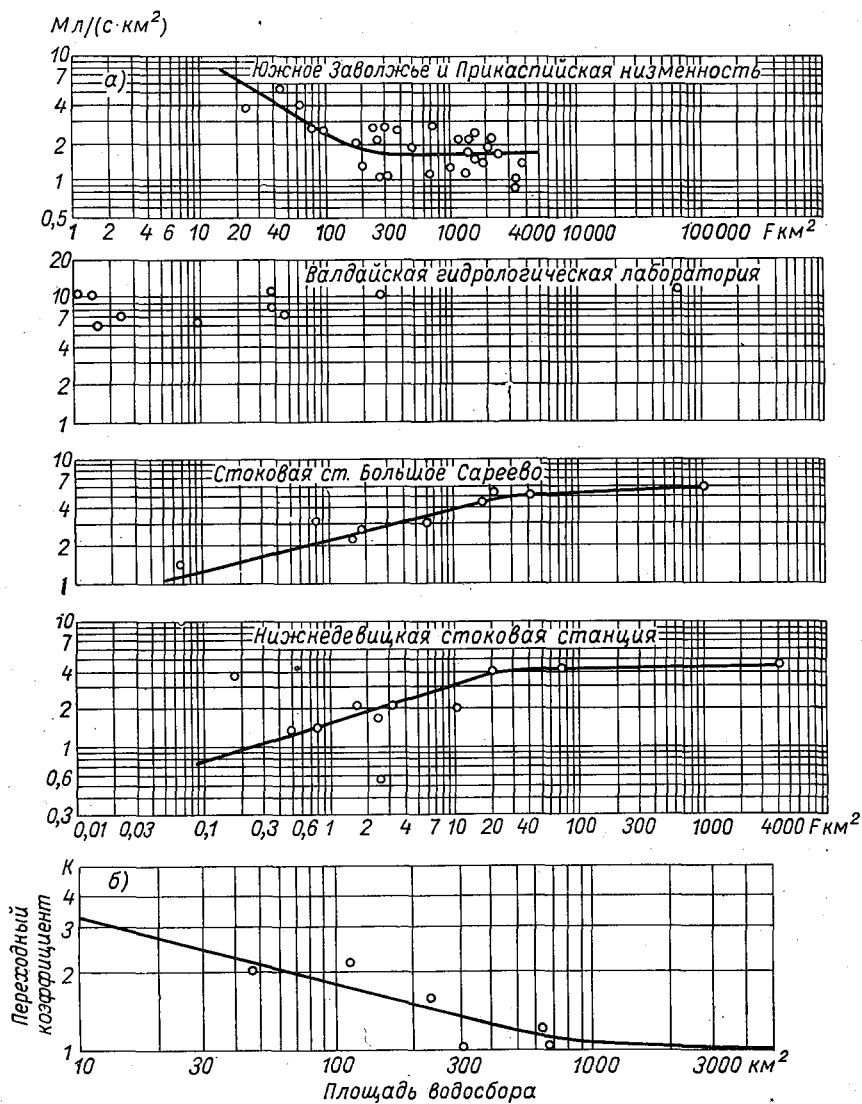


Рис. 3. Изменение среднего стока с возрастанием площади водосбора. а — в разных зонах Европейской территории СССР; б — в Северном Казахстане при средних высотах водосбора 170—371 м.

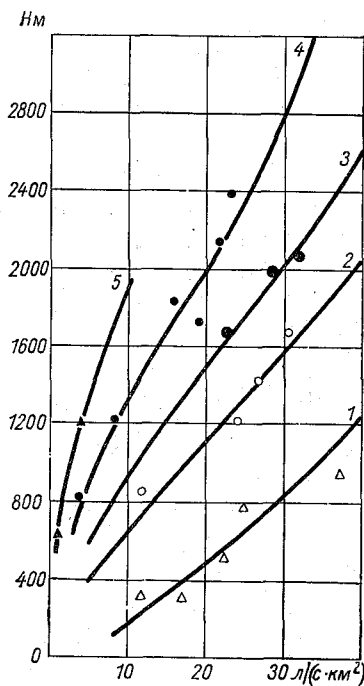


Рис. 4. Зависимость среднего годового стока от средней высоты бассейна для различных районов Кавказа.

Если норма стока и норма осадков в пункте с коротким рядом наблюдений соответственно равны  $\bar{Q}$  и  $\bar{P}$ , а для аналога —  $\bar{Q}_{an}$  и  $\bar{P}_{an}$  то

$$\bar{Q} = \frac{\bar{P}}{\bar{P}_{an}} \cdot \bar{Q}_{an} \quad (11)$$

Этот метод позволяет оценить в первом приближении норму стока для слабоизученных рек.

### 3.3.3.3 Определение нормы стока по уравнению водного и теплового баланса

В малоисследованных районах для приближенной оценки нормы стока средних и крупных рек может быть использовано уравнение водного баланса речного бассейна для многолетнего периода (5), т. е. норма стока может быть определена по разности осадков и испарения. При этом норма годовых осадков может быть получена из климатических справочников или снята с карты средних многолетних (исправленных) осадков. Норма годового испарения может быть определена по уравнению теплового баланса или с помощью существ-

вующих эмпирических формул (см. раздел 3.4). Для малых водосборов с азональным стоком этот метод может привести к неверным результатам. Поэтому нежелательно рассчитывать основной элемент гидрологического цикла как остаточный член уравнения водного баланса.

### 3.3.4 Карты изолиний стока

Для характеристики распределения стока на любой территории и для расчетов стока, особенно в случае, когда имеется много бассейнов, не освещенных гидрометрическими наблюдениями, целесообразно строить карту изолиний среднего многолетнего годового стока. Для построения карты норм годового стока предварительно, по данным наблюдений, вычисляются нормы стока для отдельных речных бассейнов. Полученные данные, в отличие от метеорологических элементов (осадки, температура и т. д.), относятся не к станции, а к центру тяжести водосборов. Для проведения изолиний на карту наносятся гидрометрические створы и оконтуриваются площади водосборов; в центре тяжести каждого водосбора выписывается значение нормы стока. На карте проводятся плавные линии, соединяющие точки с одинаковыми значениями нормы стока. Изолинии стока проводятся с учетом рельефа и других физико-географических факторов. В горных районах ввиду значительной неоднородности рельефа изменения стока по территории велики, изолинии нормы стока приобретают сложный характер.

Для построения карт стока обычно используют данные по средним рекам, сток которых является зональным. Данные по малым рекам, сток которых в существенной мере определяется местными, азональными факторами, а также данные по большим рекам, протекающим в нескольких географических зонах, для построения карты стока не используются. Данные наблюдений по стоку на больших водосборах используются лишь для контроля правильности построения карты изолиний стока.

При построении карт изолиний стока на равнинных территориях желательно пользоваться данными по рекам с ненарушенным режимом, имеющих размеры бассейнов от 500 до 50 000 км<sup>2</sup>, а в горных районах — не более 500—1000 км<sup>2</sup>. В некоторых случаях при неглубоком залегании подземных вод нижние пределы этих площадей могут быть изменены в меньшую сторону (например, на равнинах до 300 км<sup>2</sup>, а в горах до 100 км<sup>2</sup>). Данные по временным водотокам использовать не рекомендуется, так как нередко их сток преуменьшен за счет неполного дренирования подземных вод.

Для участков карты с отсутствием гидрологических станций в виде приближения можно воспользоваться значениями стока, вычисленными методом водного и теплового баланса. Изолинии стока в этом случае должны быть показаны на карте пунктиром.

Проверка правильности построения изолиний стока производится планиметрированием площадей между изолиниями и определением стока по частным бассейнам. Если при этом обнаруживаются невязки, изолинии стока строятся заново.

При составлении карты стока масштаб выбирается в зависимости от числа пунктов наблюдений с уже известной нормой стока, равномерности их распределения по территории, тесноты связи стока между соседними пунктами, характера влияния на сток рельефа, геологии и других факторов.

Для характеристики изученности территории служит средняя величина площади, на которую приходится одна гидрологическая станция с определенной нормой стока. Она определяется путем деления всей площади, для которой составляется карта стока, на число станций. В идеальном случае масштаб карты следует выбирать таким образом, чтобы среднее расстояние между станциями на карте составляло 10 мм, что обеспечивает необходимую информацию для интерполяции изолиний через каждые 5 мм. Таким образом, если на 100 км<sup>2</sup> приходится одна станция и среднее расстояние между станциями составляет 10 км, масштаб карты будет равен 1 : 1 000 000. Таблица 1 дает наиболее удобные масштабы для различной плотности сети.

ТАБЛИЦА 1. Рекомендованные масштабы карт по стоку в зависимости от плотности сети станций

Плотность (1 станция/км <sup>2</sup> )	Масштаб карты
100	1 : 1 000 000
500	1 : 1 500 000
1 000	1 : 2 500 000
5 000	1 : 5 000 000
10 000	1 : 10 000 000

В горных районах в зависимости от изменения стока по высоте масштаб карты выбирается таким, при котором наименьшее расстояние между изолиниями стока составляет не менее 2 мм. При очень большой густоте изолиний показывается наибольшая и наименьшая из них, а некоторые промежуточные могут пропускаться.

Карты средних многолетних годовых значений элементов водного баланса (осадки, сток, испарение) должны быть увязаны между собой [116].

### 3.3.5 Расчленение гидрографа стока на его составляющие

При расчете водных балансов отдельных водных объектов (см. раздел 5.4) нередко возникает необходимость расчленить речной сток на поверхностную и подземную его составляющие.

Все методы расчленения гидрографа стока являются приближенными и зависят от выбора концептуальной модели взаимодействия поверхностных и подземных вод. Каждый метод предусматривает построение на гидрографе линии для отделения поверхностного стока от подземного. При наличии такой линии можно рассчитать подземный сток путем планиметрирования площади ниже этой прямой.

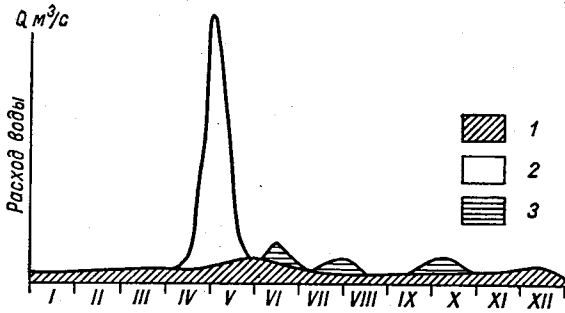


Рис. 5. Расчленение гидрографа р. Унжи у г. Макарьева.  
1 — грунтовое питание, 2 — снеговое питание, 3 — дождевое питание.

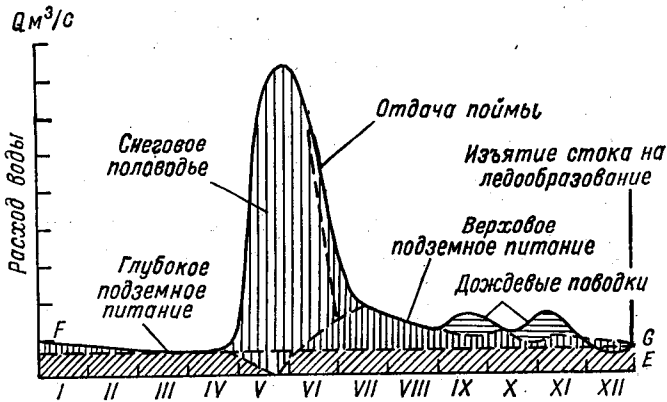


Рис. 6. Расчленение гидрографа р. Волги у г. Камышина.

В условиях равнинных рек с ясно выраженным весенним половодьем наиболее сложно выделить подземный сток и сток дождевых паводков. Простейший способ такого разделения заключается в графическом расчленении гидрографа стока, ориентируясь на устойчивые расходы воды в период межени, когда питание реки происходит в основном за счет подземных вод [125]. При этом выделение грунтового стока производится по прямой (горизонтальной) линии или по плавной кривой, проходящей через ординаты предвесеннего зимнего расхода с небольшим подъемом к волне спада половодья и через ординаты расходов начала летней межени (рис. 5).

Согласно другой схеме [90] подземное питание с начала весеннего стока резко сокращается, а в период прохождения гребня половодья полностью прекращается (рис. 6). Уменьшение подземного стока по этой схеме происходит под влиянием возрастания гидростатического давления речной половодной волны на грунтовый сток, что может привести даже к оттоку речных вод в грунты долины.

В некоторых случаях подземное питание разделяют по генезису на два вида: 1) верховодно-аллювиальное и 2) глубоководное

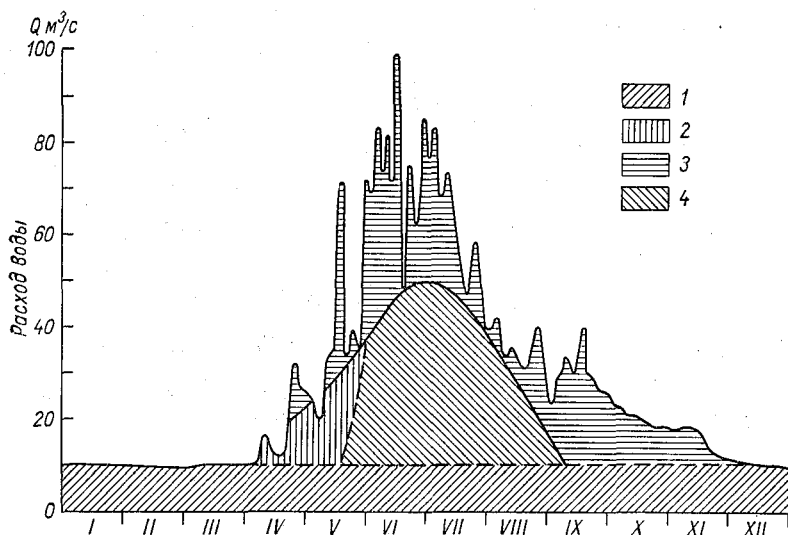


Рис. 7. Расчленение гидрографа р. Терка у с. Казбеги.  
 1 — грунтовое питание, 2 — снеговое питание, 3 — дождевое питание, 4 — высокогорно-снеговое и ледниковое питание.

подземное. Последний вид питания (ограниченный на рис. 6 горизонтальной линией) характеризуется большой устойчивостью.

Пример расчленения стока горной реки со снего-ледниковым питанием показан на рис. 7. Расчленение гидрографа стока горных рек является более сложной операцией по сравнению с расчленением стока равнинных рек.

Другие методы расчленения гидрографа описаны в литературе [107, 97]. Обзор литературы по определению базисного стока содержится в работе [59].

В аридных районах зеркало грунтовых вод обычно находится ниже речного русла, поэтому происходит питание подземных вод водами речного стока. Величину питания подземных вод ниже данного участка речного русла можно определить измерением фильтрационных потерь, представляющих собой разность между притоком и оттоком на данном участке речного русла, с учетом поступления воды из притоков, а также испарения с водной поверхности и транспирации прибрежной растительностью. Этот пример представляет собой еще одну область применения метода водного баланса. Однако ошибки измерения и расчета в данном случае могут оказаться чрезвычайно большими, особенно при малой длине расчетного участка.

### 3.4 Испарение

#### 3.4.1 Общие положения

Испарение с водной поверхности (с озер и водохранилищ) и с суши (с поверхности речных бассейнов) может быть рассчитано:

- 1) по данным испарительных установок,

- 2) по методу водного баланса,
- 3) по методу теплового баланса,
- 4) по методу турбулентной диффузии,
- 5) по эмпирическим формулам.

### 3.4.1.1 Условные обозначения, используемые только для испарения

#### Индексы

Тип	Индекс	Значение
Индекс (знак) после условного обозначения	<i>a</i>	Воздух
	<i>A</i>	Площадь (озера)
	<i>b</i>	Встречное излучение
	<i>B</i>	Дно (озера)
	<i>d</i>	Глубина (озера)
	<i>g</i>	Суммарная (радиация)
	<i>n</i>	Баланс радиации
	<i>0</i>	Потенциальное (испарение)
	<i>p</i>	Испаритель или испарительный бассейн
	<i>r</i>	Шероховатость (растительности)
	<i>sh</i>	Степень защищенности от ветра
	<i>so</i>	Почва
	<i>w</i>	Вода
	<i>z</i>	Высота наблюдений над поверхностью земли

#### Условные обозначения

Условное обозначение	Значение	Единица
<i>a, b, C</i>	Эмпирические коэффициенты	различные
<i>c</i>	Удельная теплоемкость воды	Дж/(кг°С)
<i>C<sub>p</sub></i>	Удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении	Дж/(кг°С)
<i>d</i>	Нулевое горизонтальное смещение	м
<i>D</i>	Параметр продолжительности солнечного сияния	—
<i>e</i>	Упругость водяного пара	мб
<i>e*</i>	Упругость насыщающего водяного пара	мб
<i>h</i>	Удельная влажность	кг/м <sup>3</sup>
<i>H</i>	Турбулентный поток тепла	Дж/м <sup>2</sup>
<i>J</i>	Количество тепла на единицу площади поверхности	Дж/м <sup>2</sup>
<i>k</i>	Постоянная Кармана, равная 0,428	—
<i>K</i>	Эмпирический коэффициент	—
<i>L</i>	Удельная теплота парообразования воды	Дж/кг
<i>n</i>	Число дней в месяце	—
<i>p</i>	Атмосферное давление	мб
<i>r</i>	Альбедо	—
<i>R</i>	Радиация	Дж/м <sup>2</sup>



Условное обозначение	Значение	Единица
$T$	Продолжительность расчетного периода	различная
$u$	Скорость ветра	м/с
$\beta$	Отношение Боуэна	—
$\epsilon$	Соотношение молекулярного веса воды и воздуха (0,622)	—
$\gamma$	Психрометрическая постоянная	мб/°С
$\Gamma$	Производная от максимальной упругости водяного пара по температуре воздуха	мб/°С
$\rho$	Плотность	кг/м <sup>3</sup>
$\theta$	Температура	°С

### 3.4.2 Испарение с водной поверхности

#### 3.4.2.1 Расчет по данным испарителя

Испарение ( $E_L$ ) с поверхности озер и водохранилищ может быть определено по данным испарителя с помощью формулы

$$E_L = KE_p, \quad (12)$$

где  $E_p$  — испарение с поверхности испарителя или испарительного бассейна;  $K$  — эмпирический коэффициент. Обычно принято рассчитывать годовые значения коэффициента испарителя, однако часто рассчитываются месячные.

Испарители, используемые для оценки испарения с поверхности озера, могут устанавливаться в пределах или за пределами территории, находящейся под воздействием испаряющей поверхности озера. В зависимости от местоположения испарителя следует производить и выбор коэффициентов.

Значения коэффициента  $K$  изменяются в значительных пределах в зависимости от влияния на испарение климатических и сезонных факторов, конструкции испарителей и ошибок измерений. Однако этот метод позволяет получить оценки испарения в первом приближении, равные годовому испарению с поверхности озера. Поэтому он может быть применен для расчета испарения с проектируемых водохранилищ.

Среднее годовое значение  $K$  для испарителя ГГИ-3000 (СССР) равно 0,90, а для испарителя класса А (США) — 0,70 [177]. Погрешности наблюдений и другие недостатки при использовании этого метода могут привести к отклонению от этой величины на  $\pm 0,10$ . Значение  $K$  ниже приведенных в аридной зоне и выше во влажной. При выборе значения  $K$  для использования в проектах следует соблюдать осторожность, принимая во внимание местные условия или данные сравнительных наблюдений. Для испарительного бассейна площадью 20 м<sup>2</sup> (СССР) средний многолетний коэффициент записывается в виде  $K = K_A K_d K_{sh}$ , где  $K_A$  зависит от площади поверхности озера,  $K_d$  — от его глубины и климатической зоны, а  $K_{sh}$  — от степени защищенности бассейна от ветра; эти поправочные коэффициенты

приводятся в таблицах, содержащихся в публикации Гидрометеоздата [49].

Сезонные изменения коэффициента испарителя  $K$  обычно достаточно велики. Амплитуда месячных значений коэффициентов испарителя класса А зависит от климата, размеров и глубины озера и в исключительных случаях может превышать 0,7 [6]. Поэтому нецелесообразно пользоваться уравнением (12) для оценки месячного испарения при отсутствии данных о сезонном изменении коэффициента  $K$  в соответствующей климатической зоне. В работе [55] дается таблица коэффициентов для испарителя класса А, определенных с помощью различных исследований в некоторых районах США.

Уточнение коэффициентов формулы с целью ее применения для оценки месячного или даже суточного испарения с поверхности озера должно учитывать различие в температурах поверхности воды в озере и в испарителе.

Расчетную формулу можно записать в виде

$$E_L = K' \left( \frac{e_L^* - e_z}{e_p^* - e_z} \right) E_p, \quad (13)$$

где  $K'$  — коэффициент, зависящий от типа испарителя (и в незначительной степени от площади озера);  $e_L^*$  и  $e_p^*$  — упругость насыщения водяного пара по температуре поверхности воды в озере и в испарителе;  $e_z$  — упругость водяного пара, измеренная на высоте  $z$ .

Для испарителя США класса А при высоте производства метеорологических наблюдений  $z=4$  м, значение  $K'$  равно 1,50 [175]. Рассчитанные суточные значения  $E_L$  суммируются для получения месячной величины испарения.

Для плавучего испарителя ГГИ-3000 (СССР) при производстве метеорологических наблюдений на высоте  $z=2$  м значение  $K'$ , приводимое в публикации [49], составляет 0,88. Средние месячные значения  $e_L^*$ ,  $e_p^*$  и  $e_z$  используются для расчета месячного испарения.

В работе [16] дается исчерпывающая информация по имеющимся методам с приложением более 400 названий литературных источников.

### 3.4.2.2 Метод водного баланса

Уравнение для определения испарения с поверхности озер и водохранилищ по методу водного баланса [60, 62, 169] имеет следующий вид:

$$E_L = P_L + \Delta S_L + \Delta Q_s + \Delta Q_u, \quad (14)$$

где  $E_L$  — испарение с поверхности озер и водохранилищ;  $P_L$  — осадки на зеркало водоема;  $\Delta S_L$  — изменение запасов воды в водоеме;  $\Delta Q_s = (Q_{sI} - Q_{so})$  — разница между поверхностным притоком в водоем и оттоком из водоема;  $\Delta Q_u = (Q_{uI} - Q_{uo})$  — разница между подземным притоком и оттоком (см. раздел 5.2).

Применение метода водного баланса для оценки испарения ограничено, так как составляющая водообмена с ложем водоема в большинстве случаев не поддается измерению. Однако при определенных геологических и других условиях значение водообмена может быть малым. Поэтому членом  $\Delta Q_u$  можно пренебречь по сравнению с другими элементами водного баланса. При сравнительно продолжительном периоде наблюдений изменением запаса воды в водоеме можно также пренебречь и уравнение для оценки суммарного испарения приобретает вид

$$E = P_L + \Delta Q_s. \quad (15)$$

Если эту величину разделить на число лет наблюдений, то получим значения среднего годового испарения. Уравнение (15) можно также использовать для определения годового испарения с поверхности тех озер, уровень воды которых мало изменяется от года к году, а водообменом через дно водоема можно пренебречь.

### 3.4.2.3 Метод теплового баланса

Этот метод [177] применяется для расчета испарения с водной поверхности  $E_L$  при наличии данных наблюдений, необходимых для определения всех остальных составляющих теплового баланса. Уравнение теплового баланса для 1 м<sup>2</sup> площади поверхности озера имеет вид

$$E_L = \frac{1000}{\rho_w L} (R_n + H_a + H_b - \Delta J + \Delta J_s + \Delta J_u + H_P - J_E), \quad (16)$$

где  $\rho_w$  и  $L$  — плотность и удельная теплота парообразования воды;  $R_n$  — радиационный баланс поверхности озера;  $H_a$  — турбулентный теплообмен между водной поверхностью и атмосферой;  $H_b$  — теплообмен с ложем водоема  $\Delta J$  — увеличение запасов тепла в озере за расчетный период;  $\Delta J_s = (J_{sI} - J_{so})$  — разность между приходом и расходом тепла озером за счет притока и оттока воды из озера поверхностным путем;  $\Delta J_u = (J_{uI} - J_{uo})$  — то же за счет всех видов поступления и оттока воды подземным путем;  $H_P$  — приход тепла, обусловленный разностью температур выпадающих осадков и воды в озере;  $J_E$  — содержание тепла в слое воды, испарившейся из озера при данной температуре. Следует отметить, что все члены уравнения должны быть отнесены к единице площади (1 м<sup>2</sup>) поверхности водоема, т. е. каждый приток или отток тепла всего озера делится на площадь поверхности озера.

Радиационный баланс  $R_n$  выражается в виде

$$R_n = R_g (1 - r) - R_b, \quad (17)$$

где  $R_g$  — поступающая суммарная солнечная радиация (сумма прямой и рассеянной радиации);  $r$  — альbedo водной поверхности;  $R_b$  — эффективное длинноволновое излучение поверхности воды.

Уравнение (16) требует многочисленных тщательных измерений для количественной оценки различных составляющих. В настоящее

время оно больше пригодно для исследовательских целей, чем для широкого использования.

Метод теплового баланса, в котором используется коэффициент Боуэна [2, 62, 172, 174], может быть представлен в следующем виде:

$$E_L = \frac{1000}{\rho_w L} \cdot \frac{R_n - \Delta J + \Delta J_s + \Delta J_u}{1 + \beta + \frac{c}{L}(\bar{\Theta}_0 - \bar{\Theta}_I)}, \quad (18)$$

где  $c$  — удельная теплоемкость воды;  $\bar{\Theta}_0$  — средняя температура испаряющейся воды;  $\bar{\Theta}_I$  — средняя температура поступающей воды, которая заменяет испарившуюся;  $\beta$  — коэффициент Боуэна, определяемый из выражения

$$\beta = \frac{p C_p}{\varepsilon L} \cdot \frac{\Delta \Theta_a}{\Delta \varepsilon}, \quad (19)$$

где  $p$  — атмосферное давление;  $C_p$  — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении;  $\varepsilon = 0,622$  — соотношение молекулярных весов воды и воздуха;  $\Delta \Theta_a$  и  $\Delta \varepsilon$  — разности между измеренными на двух высотах температурами воздуха и измеренными на тех же высотах упругостями водяного пара.

Для оценки  $\Delta J$  в нескольких точках озера следует производить измерения температуры воды на разных глубинах с точностью до  $0,1^\circ\text{C}$ . Для средних и больших озер период между измерениями должен быть по крайней мере 2—3 недели, а для малых озер возможен более короткий расчетный период.

Изменение коэффициента Боуэна в течение расчетного периода может привести к погрешности в  $E_L$ , которую можно устранить при наличии данных по скорости ветра [173, 174]

#### 3.4.2.4 Аэродинамический метод

Аэродинамический метод, известный так же как метод турбулентной диффузии, применим при наличии соответствующего оборудования и необходимых для этого данных наблюдений [177].

Применительно к короткому интервалу времени испарение можно рассчитать по уравнению

$$E_L = \frac{-1000 k^2 \rho_a (h_2 - h_1) (u_4 - u_3)}{\ln(z_2/z_1) \cdot \ln(z_4/z_3)}, \quad (20)$$

где  $E_L$  — испарение в мм/с;  $h_1$  и  $h_2$  — удельная влажность воздуха на высоте  $z_1$  и  $z_2$  над испаряющей поверхностью;  $u_3$  и  $u_4$  — скорость ветра на высоте  $z_3$  и  $z_4$ ;  $k = 0,43$  — постоянная Кармана;  $\rho_a$  — плотность воздуха.

Уравнение (20) применяется для ровной открытой местности с однородной поверхностью, где отсутствует горизонтальный перенос влаги (адвекция). Оно пригодно только для равновесных условий и не учитывает влияние температурной стратификации в нижних слоях воздуха над водной поверхностью. Влияние температурной стратификации на испарение сильно сказывается при малых скоростях ветра (меньше 3 м/с) и больших разностях между

температурами поверхности воды и воздуха на уровне 2 м (больше 5°C). При разностях температур вода—воздух меньше 3—4°C влиянием температурной стратификации можно пренебречь при любых скоростях ветра.

### 3.4.2.5 Эмпирические формулы

Существует большое число эмпирических формул для расчета испарения, которые могут быть сведены к двум группам:

а — формулы, основанные на зависимости испарения с водной поверхности от скорости ветра и разности упругости водяного пара у испаряющей поверхности и на некоторой высоте от нее (так называемый метод массообмена или аэродинамический);

б — формулы, основанные на приближенном решении уравнений водного и теплового балансов (комплексный или комбинированный метод).

Из многочисленных расчетных формул первой группы наиболее распространенными являются двухчленные эмпирические формулы типа:

$$E_L = (a + bu)(e_s^* - e_z) \quad (21)$$

и одночленные

$$E_L = Cu(e_s^* - e_z), \quad (22)$$

а также формулы типа

$$E_L = a(e_s^* - e_z)^b, \quad (23)$$

где  $u$  — скорость ветра;  $e_s^*$  — упругость насыщающего водяного пара по температуре водной поверхности;  $e_z$  — упругость пара на высоте  $z$ ;  $a$ ,  $b$ ,  $C$  — эмпирические коэффициенты, которые зависят от размера и экспозиции испаряющей поверхности и от климатического района.

При использовании уравнения (21) для расчета суточного испарения с водной поверхности испарительного бассейна 20 м<sup>2</sup> (СССР) при скорости ветра и упругости водяного пара, измеренных на высоте 2 м над водной поверхностью, коэффициенты  $a$  и  $b$  имеют значения:  $a=0,15$ ,  $b=0,108$ . Соответственно для расчета испарения с испарителя класса А (США) и измерении скорости ветра на высоте 1,5 м над водной поверхностью  $a=0,32$  и  $b=0,161$  [82].

Уравнение (22) использовалось для оценки испарения с озер США [61] при измерении скорости ветра и упругости водяного пара на высоте 2 м над водной поверхностью. При этом среднее значение  $C$  (для суточного испарения) составляет 0,131, однако в некоторой степени  $C$  зависит от площади озера, о чем упоминается в литературе.

Уравнение (23) использовалось для расчета суточного испарения в Румынии, где  $b=0,85$ , а  $a$  изменяется от 0,42 до 0,82 [151, 8].

В формулах второй группы используются главным образом климатологические, а не метеорологические данные, которые применяются в основном для расчета годового испарения с озер средней или большой глубины. Эти формулы при расчете испарения за более ко-

роткие периоды времени приводят к погрешностям, вызванным учетом изменения запаса тепла в таких озерах. Они могут применяться за месячные интервалы времени для мелких озер. В случае применения комбинированных формул для оценки испарения за месячные интервалы времени с поверхности глубоких озер следует вводить поправки [83].

Комбинированные формулы [121, 144, 174] основаны на объединении уравнений теплового баланса и метода массообмена при наличии данных по упругости водяного пара и температуре воды на поверхности. Самая известная формула — Пенмана [121], которую можно использовать для оценки испарения с озера,

$$E_L = \frac{\Gamma}{\Gamma + \gamma} \cdot \frac{1000R_n}{\rho_w L} + \frac{\gamma}{\Gamma + \gamma} C u (e_z^* - e_z), \quad (24)$$

где  $\Gamma$  — производная от максимальной упругости водяного пара по температуре воздуха;  $\gamma$  — психрометрическая постоянная;  $R_n$  — радиационный баланс поверхности озера;  $\rho_w$  и  $L$  — плотность и удельная теплота парообразования воды;  $C$  — некоторая постоянная, аналогичная константе уравнения (22) (с поправкой на продолжительность расчетного периода);  $u$  — скорость ветра на высоте, где производятся наблюдения, данные которых используются для оценки  $C$ ;  $e_z^*$  — упругость насыщающего водяного пара по температуре воздуха на высоте  $z$ ;  $e_z$  — упругость водяного пара воздуха на высоте  $z$ .

Радиационный баланс озера  $R_n$  в целом отличается от радиационного баланса поверхности суши. Имеются различные методы определения поступающей прямой и рассеянной солнечной радиации [2, 168, 155, 3, 83]. Некоторые литературные источники дают полезную информацию по практическому использованию комбинированных формул [68, 157, 35, 165].

Для расчета испарения с озера и из испарителя класса А в Бюро погоды США разработаны номограммы [82, 81, 150].

В СССР для расчета месячных сумм испарения с озер и водохранилищ применяется следующая формула [49]:

$$E_L = 0,14n (e_s^* - e_z) (1 + 0,72u_z), \quad (25)$$

где  $n$  — число дней в месяце;  $e_s^*$  — упругость насыщающего водяного пара, соответствующая температуре поверхности воды  $\Theta$ ;  $e_z$  и  $u_z$  — упругость водяного пара и скорость ветра на высоте  $z = 2$  м над поверхностью воды. Следует отметить, что величины  $e_s^*$ ,  $e_z$  и  $u_z$  определяются по измерениям, проводимым над водоемом, и осредняются за месяц по всей площади водоема.

При отсутствии данных наблюдений на водоеме используются материалы наблюдений метеорологических станций, расположенных на суше. Переход от характеристик на суше  $u'_z$ ,  $e'_z$ ,  $\Theta'_z$  к соответствующим величинам для водоема  $u_z$ ,  $e_z$  и  $\Theta_z$  осуществляется по формулам:

$$u_z = K_1 K_2 K_3 u'_z, \quad (26)$$

$$e_z = e'_z + K_4 (0,8e_s^* - e'_z), \quad (27)$$

$$\Theta_z = \Theta'_z + K_4 (\Theta - \Theta'_z), \quad (28)$$

где  $u'_z$  — средняя скорость ветра на стандартной высоте  $z'$  (около 10 м);  $K_1, K_2, K_3$  и  $K_4$  — коэффициенты, учитывающие трансформацию воздушного потока при переходе его от суши к водоему.

Коэффициенты можно получить из таблиц в работе [49]:  $K_1$  — в зависимости от местоположения и степени защищенности метеостанции от ветра;  $K_2$  — от характера рельефа в районе станции;  $K_3$  — от средней длины разгона ветра над поверхностью воды и степени защищенности водоема от ветра;  $K_4$  — от средней длины разгона ветра над водной поверхностью и соотношения температуры воды и воздуха. Численные значения указанных коэффициентов изменяются в зависимости от природных условий. Например, для станций, расположенных в лесной зоне, коэффициент  $K_1$  изменяется от 1,3 (станция в поле, на лугу) до 2,4 (в лесу), в безлесных районах — от 1,0 (в степи) до 1,5 (в городе или большом селении). Пределы изменения коэффициента  $K_2$  от 0,75 (станция стоит на вершине холма) до 1,3 (на дне долины или котловины). Для водоема, берега которого покрыты лесными насаждениями высотой 20 м, коэффициент  $K_3$  изменяется в зависимости от размеров водоема от 0,25 (средняя длина разгона ветра над водоемом 100 м) до 1,0 (средняя длина разгона больше 5 км). Коэффициент  $K_4$  в условиях небольшой разницы между температурой воды и воздуха изменяется от 0,02 (средняя длина разгона 100 км) до 0,34 (средняя длина разгона 20 км).

При отсутствии измерений температура поверхности воды  $\Theta$  определяется с использованием упрощенного уравнения теплового баланса

$$E = \frac{1000}{\rho_w L} (R_n + H_a + H_b). \quad (29)$$

Это уравнение сначала применяется для гипотетического водоема небольшой глубины при температуре поверхности воды, равной температуре воздуха. В дальнейшем для уточнения  $\Theta$  в него вводятся эмпирические поправки на глубину водоема и на разность между температурой воды и воздуха [49]. Величина  $e_s^*$  определяется по температуре  $\Theta$ .

### 3.4.2.6 Влияние водной растительности

Транспирация плавающей и погруженной водной растительности является существенной частью испарения с озера или водохранилища. Эту величину трудно учесть с достаточной степенью точности, так как данные экспериментов, проведенных в искусственных условиях, могут недостаточно точно отражать природные условия. Данные непосредственных измерений транспирации водной растительностью в естественных условиях вряд ли будут точны, поскольку такой прием предполагает изоляцию целого растения или его частей. Подобное вмешательство, безусловно, окажет влияние на интенсивность транспирации этого растения.

Суммарное испарение с водной поверхности, частично или полностью покрытой водной растительностью, можно определить либо с помощью метода водного баланса (раздел 3.4.2.2), либо по методу турбулентной диффузии (раздел 3.4.2.4). Тепловой баланс (раздел 3.4.2.3), соотношение Боуэна (раздел 3.4.2.3) и комбинированные методы также могут быть использованы для этой цели при условии, что возможное влияние растений на микроклимат у водной поверхности будет учтено.

В результате экспериментальных работ были получены поправочные коэффициенты  $K_{p1}$ , которые представляют собой отношение испарения и транспирации с водоема, покрытого растительностью, к испарению с водоемов со свободной поверхностью в одних и тех же климатических условиях.

Во влажных районах  $K_{p1}$  обычно больше единицы; значения  $K_{p1}$  для плавающих растений, таких, как эйхорния или *Salvinia molesta*, колеблются в пределах 0,45—6,6 [120, 98, 159, 110]. Для этих растений значение  $K_{p1}$  возрастает с увеличением температуры, уменьшением влажности воздуха и увеличением размеров и жизнеспособности растений.

Экспериментальные данные для погруженных растений, таких, как тростник, не связанные непосредственно с испарением со свободной водной поверхности, изложены в следующих публикациях [140, 22, 63], а для рогаза (*Typha*) в условиях США в публикации [54].

В условиях СССР величина поправочных коэффициентов  $K_{p1}$  оказалась независимой от вида растительности: эти коэффициенты следует вводить в средние многолетние сезонные величины испарения только для малых и средних водоемов.

В СССР проведены исследования по выявлению связи поправочных коэффициентов с площадью водоема, занятой погруженной растительностью. Для лесной и лесостепной зоны СССР поправочные коэффициенты  $K_{p1}$  равны 1,14 при зарастании водоема на 50% и 1,22 и 1,30 при зарастании водоема на 75 и 100%. Для степной и полустепной зон эти коэффициенты составляют соответственно 1,24; 1,37 и 1,5 [49]. Другие работы [96, 134] показывают, что при некоторых видах растительности (*Phragmites* и *Typha*) в аридных районах Австралии и в африканских папирусных болотах при малой влажности  $K_{p1} < 1$ .

Некоторые авторы считают, что это обстоятельство вызывается сочетанием климатических факторов, включая защищенность водной поверхности тростниковыми видами растительности, их высокой степенью отражения (альбедо) и внутренним сопротивлением движению воды в сухие периоды. Наличие стареющей и погибшей растительности также может иметь большое значение.

Из этих данных следует, что нужно подходить очень осторожно к оценке влияния водной растительности на испарение с водной поверхности. В случае когда это воздействие может представлять существенную роль в формировании изучаемого элемента водного баланса, необходимо разработать специальную программу наблюдений.



### 3.4.3 Испарение с суши

При расчете среднего многолетнего испарения с поверхности крупных равнинных речных бассейнов наиболее точные результаты дает метод водного баланса [48]. Для горных районов при оценке хода испарения используются непосредственные измерения и расчетные методы, построенные в зависимости от высоты и ориентации склона.

#### 3.4.3.1 Расчет по данным почвенных испарителей и лизиметров

Месячные величины испарения с почвы за конкретные месяцы могут быть получены с помощью весовых, гидравлических и других почвенных испарителей и лизиметров различных конструкций [160]. Поскольку суммарное испарение сильно варьирует в зависимости от растительности, почвенных и других ландшафтных условий, эти приборы должны быть установлены по возможности во всех видах ландшафта (поле, лес и т. п.), встречающихся в данном речном бассейне. Среднее испарение по бассейну вычисляется с учетом площади, занятой данным видом ландшафта.

##### 3.4.3.1.1 Испарение со снежного покрова по испарителям

Для водосборов умеренных широт, частично или полностью покрывающихся снегом, испарение за периоды со снежным покровом определяется по наблюдениям по весовым испарителям специальной конструкции [160].

#### 3.4.3.2 Метод водного баланса

При определении суммарного испарения по методу водного баланса испарение получается как остаточный член уравнения. По методу баланса обычно рассчитывают среднее за многолетний период испарение с крупных речных бассейнов, пользуясь уравнением

$$E = P - Q_s \quad (30)$$

Для определения суммарного испарения за месяцы отдельных лет в принципе пригодно уравнение водного баланса верхнего слоя зоны аэрации

$$E = P - Q_s - \Delta M + Q_{uc} - Q_{up} \quad (31)$$

где  $\Delta M = (M_b - M_e)$  — изменение влагозапасов в рассматриваемом слое зоны аэрации;  $Q_{uc}$  — подпитывание (восходящий поток влаги) в зону аэрации из зоны насыщения;  $Q_{up}$  — нисходящий поток влаги из зоны аэрации.

Измерение и расчет результирующего потока влаги  $Q_{up} - Q_{uc}$  [138] сопряжены с некоторыми трудностями и непригодны для массового

применения в масштабе речного бассейна. Однако в условиях, когда выпадающие незначительные осадки полностью впитываются почвогрунтами и не образуют поверхностного стока ( $Q_s=0$ ), а просачивание дождевой воды в почву ограничивается небольшой глубиной, при достаточно глубоком залегании уровня грунтовых вод (более 4—5 м) можно положить ( $Q_{ис} - Q_{ур}$ ) = 0. В этом случае уравнение (31) приобретает вид

$$E = P - \Delta M. \quad (32)$$

Методы оценки изменений почвенной влаги  $\Delta M$  излагаются в разделе 3.5.3.

### 3.4.3.3 Метод теплового баланса

Если исходить из упрощенного уравнения теплового баланса (29) и допустить равенство коэффициентов турбулентного обмена для водяного пара и потока тепла, то испарение можно выразить формулой

$$E = \frac{1000(R_n - H_{so})}{\rho_w L(1 + \beta)}, \quad (33)$$

где  $R_n$  — радиационный баланс;  $H_{so}$  — поток тепла в почву;  $\rho_w$  и  $L$  — плотность и удельная теплота парообразования воды;  $\beta$  — коэффициент Боуэна, определенный по уравнению (19) (раздел 3.4.2.3).

Этот метод пригоден для оценки испарения с территории, окружающей теплобалансовые станции, и не может использоваться на стандартной (обычной) сети станций. Уравнением (33) не учитываются горизонтальные градиенты турбулентного теплообмена (адвекция) и поэтому оно применяется преимущественно для достаточно однородных равнинных участков местности, покрытых однообразной растительностью.

Принятым значением коэффициента Боуэна не учитывается влияние температурной стратификации. Для сведения к минимуму этого влияния градиенты  $\Delta \Theta$  и  $\Delta e$  рекомендуется измерять на уровнях ближе к поверхности земли (в условиях сильного нагревания на уровнях от 0,1 до 0,2 м и в нормальных условиях до 1 м). Уравнение (33) неприменимо для аридных районов.

### 3.4.3.4 Аэродинамический метод

Для определения суммарного испарения методом турбулентной диффузии рекомендуется та же формула (20), что и для водной поверхности. Однако в этом случае необходимо считаться с влиянием адвекции и температурной стратификации. С целью исключения влияния адвекции измерения градиентов упругости пара и скорости ветра производят на ровных и однообразных по условиям растительности участках местности достаточных размеров. В работе [19] предложены методы для определения поправок на температурную стратификацию.

Для длительных (стационарных) наблюдений за испарением этот метод вряд ли может найти широкое применение из-за его трудоемкости.

### 3.4.3.5 Эмпирические методы

Эмпирические методы для определения испарения, в отличие от балансовых, основываются на массовых данных метеорологических наблюдений: температуре и влажности воздуха, скорости ветра, облачности, продолжительности солнечного сияния. Существующие методы используют также данные по испарению с водной поверхности испарителя.

#### 3.4.3.5.1 Обобщенный комбинированный метод

Комбинационная формула [156, 106, 36, 7] получена из уравнения теплового баланса и уравнений турбулентного переноса тепла и влаги в следующем виде:

$$E = \frac{1000}{\rho_w L} \cdot \frac{\Gamma}{\Gamma + \gamma} \left[ (R_n - H_{so}) + \frac{\rho_a C_p}{\Gamma} \{ (e_z^* - e_z) - (e_s^* - e_s) \} T f(u) \right], \quad (34)$$

где  $\rho_w$  и  $L$  — плотность и удельная теплота парообразования воды;  $\Gamma$  — производная упругости насыщающего водяного пара по температуре;  $\gamma$  — психрометрическая постоянная;  $R_n$  — радиационный баланс;  $H_{so}$  — поток тепла в почву;  $\rho_a$  и  $C_p$  — плотность воздуха и его удельная теплоемкость при постоянном давлении;  $e_s$  и  $e_z$  — упругость водяного пара у поверхности и на высоте  $z$  над поверхностью;  $e_s^*$  и  $e_z^*$  — упругость насыщающего водяного пара по температуре поверхности и на высоте  $z$  над поверхностью;  $T$  — расчетный период;  $f(u)$  — функция скорости ветра. Значение  $f(u)$  рассчитывается по средней температуре воздуха у поверхности на высоте  $z$  над поверхностью.

Значение  $f(u)$  обычно определяется эмпирически для данного типа растительности и определенных климатических условий. Примеры такого уравнения приводятся в упомянутой литературе. Когда размеры испаряющей площади достаточно велики,  $f(u)$  может определяться по теории ветрового профиля, как при профиле KEUYS [142]:

$$f(u) = k^2 u_z [\Phi + \ln \{ (z + d + z_r) / z_r \}]^{-2}, \quad (35)$$

где  $k = 0,43$  — постоянная Кармана;  $u_z$  — скорость ветра на высоте  $z$ ;  $\Phi$  — параметр адиабатического профиля;  $d$  — положение плоскости отсчета;  $z_r$  — параметр шероховатости. Значения  $d$  и  $z_r$  можно определить экспериментальными наблюдениями за профилем ветра у рас-

смаатриваемой поверхности, покрытой растительностью. В условиях орошения  $\Phi$  принимается равным нулю [157, 165].

В случае увлажненной испаряющей поверхности  $e_s = e_s^*$ , а потенциальное испарение  $E_0$  представляется в виде

$$E_0 = \frac{1000}{\rho_w L} \cdot \frac{\Gamma}{\Gamma + \gamma} \left[ (R_n - H_{so}) + \frac{\rho_a C_p}{\Gamma} (e_z^* - e_z) T f(u) \right]. \quad (36)$$

Потенциальное испарение представляет собой испарение, которое может иметь место с любой поверхности при заданных метеорологических условиях, если было задано условие неограниченного подвода влаги к этой поверхности.

Уравнения (34) и (36) можно объединить так, чтобы устранить элемент, обозначающий упругость водяного пара  $e_z$  у испаряющей поверхности, в таком случае у поверхности необходимо измерять только температуру. Окончательное уравнение связи испарения с испаряемостью имеет вид

$$E = \frac{\Gamma + \gamma}{\gamma} \cdot E_0 - \frac{1000 \rho_a C_p}{\Gamma \rho_w L} (e_s^* - e_z) T f(u). \quad (37)$$

Для применения комбинированных формул к поверхности, покрытой растительностью, баланс  $R_n$  обычно измеряется непосредственно радиометрами [42, 43], а поток тепла в почву измеряется с помощью специальных пластин [111, 124] или рассчитывается по данным измерений температурного профиля [167].

### 3.4.3.5.2 Прочие эмпирические методы

В Англии испарение  $E_0$  с обширной площади нормально вегетирующего сомкнутого травостоя, хорошо обеспеченного водой, Пенман линейно связывает с испарением с водной поверхности погруженного в грунт английского испарителя  $E_p$  следующей формулой [121]:

$$E_0 = f E_p, \quad (38)$$

где коэффициент  $f$  изменяется для юго-восточной Англии от 0,6 до 0,8 (в теплый период года 0,8, в холодный 0,6, в среднем за год 0,75).

В работе [15] предложена формула, пригодная для определения суммарного испарения с растительного, хорошо увлажненного покрова

$$E_0 = 45,8 K \sum P (\bar{\Theta} + 17,8), \quad (39)$$

где  $E_0$  — суммарное испарение с орошаемых полей за вегетационный период;  $K$  — коэффициент, определяемый экспериментальным путем для каждого типа растений;  $P$  — отношение продолжительности дневных часов за данный месяц к ее годовой сумме;  $\bar{\Theta}$  — средняя месячная температура воздуха.

Значения коэффициента  $K$ , установленного авторами [12, 13, 122] для орошаемых культур в западной части США, приводятся в табл. 2.

ТАБЛИЦА 2. Значения  $K$  для разных культур [15]

Культура или угодье	Продолжительность вегетационного периода (месяцы)	$K$
Люцерна	Весь безморозный период	0,80—0,85
Бобы	3	0,60—0,70
Кукуруза	4	0,75—0,85
Хлопок	7	0,60—0,65
Лен	7—8	0,80
Зерновые	3	0,75—0,85
Сорго	4—5	0,70
Цитрусовые	7	0,50—0,65
Ореховые деревья	Весь безморозный период	0,70
Прочие фруктовые деревья	То же	0,60—0,70
Пастбище	То же	0,75
Пастбище клеверное	То же	0,80—0,85
Картофель	3—5	0,65—0,75
Рис	3—5	1,00—1,20
Сахарная свекла	6	0,65—0,75
Помидоры	4	0,70
Овощные	3	0,60

В таблице меньшее значение  $K$  для каждой культуры соответствует климату прибрежных районов, большее — климату засушливых зон.

Этот метод можно рекомендовать для расчета испарения с орошаемых земель в районах с малой облачностью. По приблизительным оценкам ошибки метода в определении испарения за год и за вегетационный период составляют 15—25%.

Торнтвейт и Хольцман [158] разработали следующее уравнение для месячного потенциального испарения:

$$E_0 = 1,6D' \left( \frac{10\bar{\Theta}}{i} \right) a, \quad (40)$$

где  $D'$  — месячная сумма продолжительности дня, выраженная в долях от 360 часов;  $a = \frac{0,93}{2,45 - \ln i}$ ;  $\bar{\Theta}$  — средняя месячная температура воздуха;  $i$  — сумма месячных значений температурных индексов  $i = \left( \frac{\bar{\Theta}}{5} \right)^{1,514}$  за все 12 месяцев года.

Для расчета среднего годового испарения с поверхности речных бассейнов Тюрк [161] предложил формулу:

$$E = \frac{P}{\left[ 1 + \left( \frac{P}{E_0} \right)^n \right]^{1/n}}, \quad (41)$$

где  $P$  — годовые осадки;  $E_0$  — максимально возможное испарение при данных метеорологических условиях и при достаточном увлажнении почвы. Значение параметра  $n$  Тюрк принимает равным двум, а величину  $E_0$  определяет в зависимости от температуры воздуха  $\bar{\Theta}$ , ( $E_0 =$

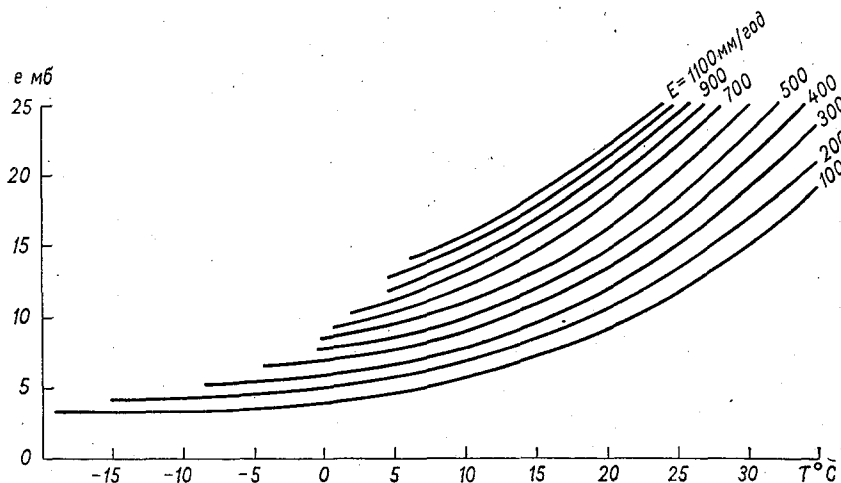


Рис. 8. График для расчета годовых величин испарения (мм/год) с почвы по средним годовым значениям температуры и влажности воздуха, измеренным на высоте 2,0 м.

$= 300 + 25\bar{\Theta} + 0,05\bar{\Theta}^3$ ). Тем же уравнением можно пользоваться и для вычисления испарения с небольших поверхностей за короткие промежутки времени. Для этого в формуле (41) вместо величины  $P$  следует брать сумму  $P + \Delta M$ , где  $\Delta M$  — изменение влагозапасов в почве, расходуемых на испарение за расчетные интервалы времени. А. Р. Константинов [85] предложил метод расчета среднего многолетнего суммарного испарения для равнинных районов избыточного и достаточного увлажнения по температуре и влажности воздуха на высоте 2 м, измеренным на метеорологических станциях. Среднее годовое суммарное испарение определяется непосредственно по номограмме (рис. 8) по средним за многолетний период годовым значениям температуры и абсолютной влажности воздуха. Полученные по номограмме величины характеризуют суммарное испарение с окружающей метеорологическую станцию площади в несколько квадратных километров.

Методы расчета испарения по температуре воздуха недостаточно надежны из-за неучета разности сезонного хода температуры воздуха и радиации. Расчетные формулы также должны учитывать в той или иной мере водный баланс территории.

### 3.4.3.6 Методы, разработанные в СССР

В СССР М. И. Будыко [21] разработаны методы, позволяющие определять испарение с больших территорий за многолетний период, а также с различных видов поверхностей за отдельные месяцы и годы. Среднее многолетнее суммарное испарение рекомендуется определять по уравнению

$$E = \left[ \frac{1000\bar{P}R_n}{\rho_w L} \left( 1 - e^{\frac{-1000R_n}{\rho_w \bar{P}L}} \right) \operatorname{th} \frac{\rho_w \bar{P}L}{1000R_n} \right]^{1/2}, \quad (42)$$

где  $\bar{P}$  — среднее годовое количество осадков;  $R_n$  — радиационный баланс увлажненной поверхности, покрытой растительностью;  $\rho_w$  и  $L$  — плотность и удельная теплота парообразования воды.

Годовые величины  $R_n$  картированы и определяются для любого заданного пункта. Относительная средняя квадратическая ошибка, вычисленная по формуле (42), составляет около 17%.

Согласно методу Будыко, для определения среднего многолетнего месячного суммарного испарения необходимо располагать данными об осадках ( $P$ ), стоке ( $Q$ ), температуре ( $\Theta$ ) и упругости водяного пара воздуха ( $e$ ). В условиях недостаточного увлажнения расчет производится для месяцев теплого периода года по формуле

$$\bar{E} = E_0 \frac{(M_1 + M_2)}{2M_0} \quad (43)$$

при  $(M_1 + M_2) < 2M_0$

и

$$\bar{E} = E_0 \text{ при } (M_1 + M_2) \geq 2M_0.$$

Влагозапасы в метровом слое почвы для начала первого месяца теплого периода определяются приближенно по специально построенной карте, а для всех последующих месяцев рассчитываются по формулам:

$$M_2 = \frac{M_1(2M_0 - E_0) + 2M_0(P - Q)}{2M_0 + E_0}$$

при  $(M_1 + M_2) < 2M_0$ ,

$$M_2 = M_1 + P - Q - E_0$$

при  $(M_1 + M_2) \geq 2M_0$ . (44)

Максимально возможное испарение ( $E_0$ ) вычисляется по специальным номограммам в зависимости от условного дефицита влажности воздуха ( $e_2^* - e_2$ ), где  $e_2$  — упругость водяного пара на высоте 2 м над поверхностью;  $e_2^*$  — упругость насыщающего водяного пара по температуре воздуха на высоте 2 м над поверхностью. Критические влагозапасы ( $M_0$ ) определяются по таблице в зависимости от средней месячной температуры воздуха и геоботанической зоны пункта. Относительная средняя ошибка вычисления месячного испарения комплексным методом составляет 25%.

Суточное испарение с поверхности снежного покрова рекомендуется вычислять по формулам П. П. Кузьмина [88, 84]:

$$E = (0,18 + 0,098u_{10})(e_{sn}^* - e_2) \quad (45)$$

и

$$E = (0,24 + 0,04u_{10})(e_2^* - e_2), \quad (46)$$

где  $u_{10}$ ,  $e_{sn}^*$ ,  $e_2^*$  и  $e_2$  — средние суточные значения соответственно скорости ветра, максимальной упругости водяного пара по температуре поверхности снега, температуре воздуха и упругости водяного пара. Индексы 10 и 2 у обозначений означают высоту измерения над по-

верхностью снега соответствующей характеристики в метрах. Месячные суммы испарения со снега определяются по этим формулам с относительной стандартной ошибкой около 30%.

Средние многолетние месячные значения суммарного испарения с болот определяются в зависимости от радиационного баланса поверхности болота [137]

$$\bar{E} = \psi R_n, \quad (47)$$

где изменяющийся по месяцам коэффициент  $\psi$  находится по установленной опытным путем таблице в зависимости от типа болот, а радиационный баланс  $R_n$  [в ккал/(см<sup>2</sup>·мес)] измеряется или вычисляется одним из известных способов по данным стандартных метеорологических наблюдений.

Суммарное испарение с леса за отдельные месяцы теплого периода года вычисляется по уравнению

$$\sum E = \psi \sum E_0, \quad (48)$$

в котором коэффициент  $\psi$  определяется по радиационному индексу сухости  $\sum R_n / L \sum P$ ;  $E_0$  — имеет то же значение, что и в формуле (43), и определяется по тем же номограммам в зависимости от дефицита влажности воздуха. Величина  $R_n$  означает измеренный на метеорологических станциях радиационный баланс разнотравной поверхности (луга, залежи и т. п.). Суммы  $\sum E_0$ ,  $\sum R$  и  $\sum P$  вычисляются нарастающим итогом начиная с первого месяца теплого периода года — отдельно за май (V), далее за два месяца — май и июнь (V—VI), за три месяца — май, июнь и июль (V—VII) и т. д. до конца последнего месяца теплого сезона — май—сентябрь (V—IX). Из полученных по уравнению (48) интегральных сумм  $\sum E$  определяют испарение с леса за отдельные месяцы, например для июля:

$$E_{VII} = \sum_V^{VII} E - \sum_V^{VI} E.$$

Для определения суммарного испарения с орошаемых полей применяется метод теплового баланса. Расчет испарения производится по уравнению

$$E = \frac{1000}{\rho_w L} (R_n - H_a - H_{so}), \quad (49)$$

в котором радиационный баланс  $R_n$  измеряется непосредственно, величина потока тепла в почву ( $H_{so}$ ) вычисляется на основании данных измерений температуры почвы на глубинах 5, 100, 150 и 200 мм. Решая совместно уравнения (33) и (49), получают формулу

$$H_a = \frac{(R_n - H_{so}) \Delta \theta}{\Delta \theta + 1.56 \Delta e}, \quad (50)$$

которой пользуются для вычисления турбулентного потока тепла во всех случаях, когда  $(R_n - H_{so}) \geq 0,10$  ккал/(см<sup>2</sup>·мин),  $\Delta \theta \geq 0,1^\circ\text{C}$ ,  $\Delta e \geq 1,0$  мб. В том случае, когда  $(R_n - H_{so}) < 0,10$  или хотя бы одна



из величин  $\Delta\theta$  или  $\Delta e$  отрицательна, турбулентный теплоток определяется по формуле

$$H_a = 1,35K\Delta\theta. \quad (51)$$

Градиенты  $\Delta\theta$  и  $\Delta e$  и коэффициент турбулентного обмена  $K$  определяются на основе данных измерений скорости ветра, температуры и влажности воздуха на двух уровнях над нулевой поверхностью (0,5 и 2 м). В качестве нулевой принимается поверхность, на уровне которой скорость ветра становится равной нулю. Относительная стандартная ошибка определения декадных значений суммарного испарения описанным теплобалансовым методом составляет 15%.

При оценке ошибок в качестве эталонного принималось суммарное испарение, полученное на основе данных лизиметрических измерений, почвенных испарителей или по методу водного баланса.

#### 3.4.4 Карты испарения

На основании произведенных расчетов испарения, чаще всего по методу водного баланса, производится построение карт суммарного испарения с поверхности речных бассейнов, позволяющих определять испарение для неизученных водосборов. Методы построения карт излагаются в работах [116, 179, 48].

Карты испарения с водной поверхности составляются обычно по данным испарителей или испарительных бассейнов.

### 3.5 Изменения запасов воды в речном бассейне

#### 3.5.1 Общие положения

Как отмечалось в разделе 2.2, изменения запасов воды в бассейне учитываются только при расчетах водного баланса за конкретные интервалы времени (конкретный год, сезон, месяц, декада), а также при расчетах средних многолетних сезонных и месячных водных балансов.

Все члены уравнения водного баланса, характеризующие изменения запасов воды, определяются по разности запасов на конец и начало расчетного периода.

Запасы воды в речных бассейнах слагаются из:

- а) запасов воды на поверхности водосбора ( $S_s$ ),
- б) запасов воды в почве и грунтах зоны аэрации ( $M$ ),
- в) запасов подземных вод ( $G$ ).

В странах умеренного и холодного климата с наличием устойчивого снежного покрова основные влагозапасы аккумулируются в зимнее время, а в странах теплого и жаркого климата — в сезоны дождей. Воднобалансовые различия между странами указанных двух типов состоят в том, что в первых из них аккумулированные в виде снежного покрова осадки участвуют в формировании стока с длительным запаздыванием, тогда как в других жидкие осадки вступают в гидрологический процесс немедленно после выпадения или с небольшим запаздыванием.

### 3.5.2 Запасы воды на поверхности водосбора

Аккумуляция воды на поверхности водосбора складывается из:

- 1) дождевой воды, задержанной в микропонижениях;
- 2) запасов воды в твердой фазе (снежный покров, фирновые поля, ледники);
- 3) запасов воды в гидрографической сети (речные русла, озера, водохранилища, болота).

#### 3.5.2.1 Задержание воды в микропонижениях

Скопления воды в микропонижениях (в виде луж от выпавших дождей и ливней) обычно кратковременны, не поддаются точному учету и специально не измеряются. Эта вода быстро расходуется на испарение и фильтрацию в почву, т. е. учитывается другими членами уравнения водного баланса.

#### 3.5.2.2 Изменения запасов воды в твердой фазе

Учет изменений воды в снежном покрове производится путем регулярных снегомерных съемок по специальным маршрутам, расположенным по возможности равномерно в бассейне реки, учитывающим характерные ландшафтные особенности местности.

Техника измерения и вычисления снегозапасов излагается в литературе [178, 89, 160].

Методы оценки изменения запасов воды в фирновых полях и ледниках приводятся в разделе 5.5.

#### 3.5.2.3 Изменения объемов воды в озерах и водохранилищах

Озерная аккумуляция зависит от размеров (емкости) озер, степени озерности водосбора и амплитуды колебания уровня воды за расчетный интервал времени.

Озерную аккумуляцию следует учитывать, начиная с озерности водосбора более 2—3%.

Для расчета изменений объема воды в озерах и водохранилищах пользуются кривыми зависимости объемов воды в озере (водохранилище) от среднего уровня воды.

Для того чтобы обеспечить требуемую точность расчета среднего уровня для крупных озер и водохранилищ ( $\pm 10$  мм), необходимо получить сведения об уровнях с рационально размещенной водомерной сети, учитывающей специфику водоема и по возможности исключаящей влияние относительных колебаний, искажающих действительное положение уровня.

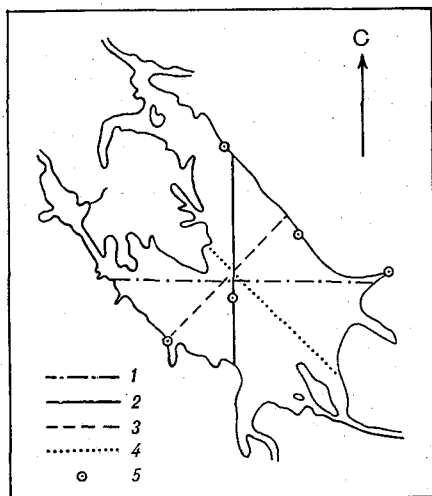


Рис. 9. Схема расположения водомерных постов и осей равновесия на Рыбинском водохранилище.

Оси равновесия, соответствующие ветру: 1 — северному и южному, 2 — западному и восточному, 3 — северо-западному и юго-восточному, 4 — северо-восточному и юго-западному, 5 — водомерные посты.

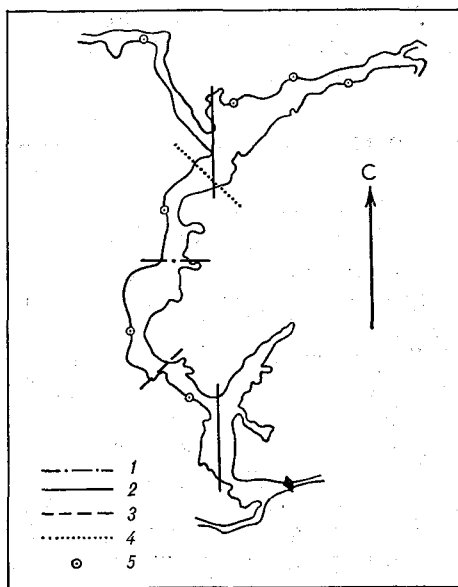


Рис. 10. Схема расположения водомерных постов и осей равновесия на Куйбышевском водохранилище.

Усл. обозначения см. на рис. 9.

Относительные колебания уровня на озерах вызываются сейшми и сгонно-нагонными денивеляциями, а на водохранилищах, кроме того, длинными волнами, обусловленными неравномерным режимом работы гидроузлов. В целях исключения сгонно-нагонных и сейшевых колебаний водомерные посты на больших по площади, но неглубоких озерах и озеровидных водохранилищах располагаются близ центров тяжести водоемов («осей равновесия»), где указанные относительные колебания уровня практически не имеют места. На вытянутых в длину речных водохранилищах, на которых периодически наблюдается значительный уклон водной поверхности, посты располагаются по берегам вдоль водоема (рис. 9 и 10). На горных озерах, для которых характерна сложная циркуляция воздушных потоков над акваторией и где, следовательно, как правило, не наблюдается направленного перемещения водных масс, посты располагаются по периферии озера и на островах с таким расчетом, чтобы по возможности исключались локальные колебания уровня.

Для расчета изменения объема воды в озере или водохранилище  $\Delta S_L$  в соответствии с характером водоема определяется средний уровень его на заданную дату, причем для неглубоких озер и озеровидных водохранилищ он находится непосредственно из показаний постов (поста), наименее подверженных ветровым сгонно-нагонным колебаниям уровня, для речных водохранилищ — отдельно по участкам, различающимся по величине уклона водной поверхности, а для глубоких озер — как средневзвешенный из показаний всех постов, действующих на озере.

По среднему уровню и кривым, выражающим зависимость объема от уровня, определяется объем воды в водоеме на заданную дату, а по разности объемов на начало и конец расчетного интервала — изменение объема в чаше водоема за расчетный период.

Для водохранилищ с четко выраженным уклоном водной поверхности используются частные кривые объемов, т. е. аккумуляция определяется на заданную дату отдельно для участков по их среднему уровню, определенному методом среднеарифметического из показаний постов, ограничивающих каждый выделенный участок.

В том случае, если в речном бассейне имеется несколько озер или водохранилищ, изменения объема воды определяется для каждого озера или водохранилища отдельно.

Для всех водоемов и особенно для водохранилищ и озер, площадь которых сильно меняется с изменением уровня воды, средний уровень может быть достоверно определен лишь при условии надежной высотной увязки всех постов, действующих на водоеме. В СССР для высотной увязки постов широко используется способ водной нивелировки [79], при помощи которого устраняется несогласованность в отметках постов и создаются условия для назначения единого нуля графика для всех действующих на водоеме постов.

### 3.5.2.4 Изменение запасов воды в русловой сети бассейна

В этом разделе используются следующие специфические условные обозначения:

Условные обозначения	Значение	Единицы измерения
$b_1, b_2, \delta, C, D,$ $\bar{a}, K$	Эмпирические коэффициенты	разные
$i$	Уклон водной поверхности	промилле
$l$	Расстояние от истока до предполагаемого створа	км
$m$	Отношение площади водосбора в середине участка к площади водосбора у гидроствора	—
$q$	Расход с единицы площади бассейна	$\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$
$U$	Скорость течения реки	м/с
$\tau$	Время добегания на участке реки	с

Оценка изменений запасов воды в русловой сети бассейна производится только за периоды подъема и спада половодья, а также за месяцы с существенными различиями между расходами воды в начале и конце него.

Для подсчета объема воды по всей русловой сети бассейна последняя разделяется на крупную, а также среднюю и мелкую [114]. К крупной русловой сети условно относятся все отрезки русловой системы, которые ограничены сверху створами, находящимися на равном удалении от истоков рек ( $l=50, 100$  или  $150$  км), а снизу — замыкающим створом. Остальные отрезки русловой системы причисляются к средней и мелкой русловой сети.

В речных бассейнах площадью  $15\ 000 < A < 100\ 000$  км<sup>2</sup>, где имеется более или менее плотная гидрометрическая сеть, выбираются поперечники, удаленные от истока на 100 км, в районах с менее плотной сетью — на 150 км. При меньших размерах бассейнов (площадь  $< 15\ 000$  км<sup>2</sup>) принимается  $l=50$  км, а при больших размерах (площадь  $> 100\ 000$  км<sup>2</sup>) —  $l=150$  км.

Выделенная крупная русловая сеть бассейна расчленяется на относительно бесприточные участки, естественными границами которых служат устья больших притоков. При невозможности такого расчленения границы участков совмещаются с гидрометрическими створами.

Подсчет объема воды на каком-либо  $j$ -том участке сводится к оценке среднего расхода  $Q_j$  в нем на расчетную дату и времени добегания  $\tau_j$ .

Приемы установления  $Q_j$  на участке, где имеются гидрометрические наблюдения:

1) по расходу воды в гидрометрическом створе  $Q'_j$ , расположенном на малоприточном участке реки,

$$Q_j = mQ'_j, \quad (52)$$

где коэффициент  $m$  есть отношение площади водосбора в середине участка к площади водосбора в гидрометрическом створе;

2) при отсутствии на участке больших притоков средний расход воды оценивается методом среднего арифметического

$$Q_j = \frac{1}{2}(Q_{jI} + Q_{jO}),$$

где  $Q_{jI}$  и  $Q_{jO}$  — расходы воды на концах участка.

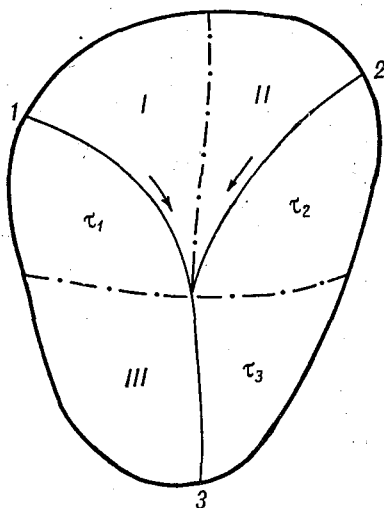


Рис. 11. Схема приточного участка реки, поясняющая определение русловых запасов по формулам (56) — (57).

Объем воды  $V_j$  для участка в этом случае рассчитывается по формуле

$$V_j = Q_j \tau_j, \quad (53)$$

где  $\tau_j$  — время добегания (среднее время добегания) на участке между створами.

При впадении сравнительно большой реки, на долю которой приходится около 50% притока, средний расход воды на участке определяется с учетом весовых коэффициентов и формула (53) принимает вид

$$V_j = [K Q_{j1} + (1 - K) Q_{j0}] \tau_j. \quad (54)$$

Весовой коэффициент  $K$  определяется по выражению

$$K = 0,5 - \left(0,5 - \frac{l_1}{l}\right) \frac{a_1}{a}, \quad (55)$$

где  $l_1$  — расстояние от верхнего створа участка до устья впадающей реки, площадь бассейна которой  $a_1$ ;  $l$  и  $a$  — длина всего участка и площадь водосбора всего частного бассейна.

Для случая слияния на участке нескольких рек, например двух (рис. 11), примерно одинакового размера объем воды  $V$  на участке подсчитывается по формуле

$$V_j = b_1 Q_1 + b_2 Q_2 + \delta Q_3, \quad (56)$$

где  $Q_1$ ,  $Q_2$ ,  $Q_3$  — расходы воды соответственно в верхних створах притоков и в нижнем замыкающем створе, коэффициенты  $b_1$ ,  $b_2$ ,  $\delta$  определяются из выражений:

$$\begin{aligned} b_1 &= \tau_{j1} + \tau_{j3} - \delta; \quad b_2 = \tau_{j2} + \tau_{j3} - \delta; \\ \delta &= \frac{\tau_{j3}}{2} + \frac{1}{2} \left[ (\tau_{j1} + \tau_{j3}) \frac{a_1}{a} + (\tau_{j2} + \tau_{j3}) \frac{a_2}{a} \right], \end{aligned} \quad (57)$$

Методы расчета водных балансов

$\tau_{j1}, \tau_{j2}, \tau_{j3}$  — время добегания на соответствующих подучастках,  $a_1$  и  $a_2$  — площади бассейнов верхних подучастков.

Приближенная оценка запасов воды в средней и мелкой русловой сети осуществляется по выражению

$$V_{chl} = \frac{\bar{q}}{\bar{U}} (CA + D) \times 10^6, \quad (58)$$

где  $\bar{q}$  — средний арифметический модуль стока, вычисленный по наибольшим репрезентативным рекам;  $\bar{U}$  — средняя по бассейну скорость течения в м/с, принимается как среднее арифметическое из скоростей трех-четырех рек-аналогов, длина которых  $\leq 50, 100$  или  $150$  км;  $A$  — площадь всего бассейна;  $C$  и  $D$  — параметры, определенные для равнинных рек СССР (табл. 3). Ориентировочно средняя скорость тече-

ТАБЛИЦА 3. Значения параметров  $C$  и  $D$  для подсчета запасов воды в средней и мелкой русловой сети рек [уравнение (58)]

Природная зона	Диапазон русловой сети (расстояние от истока, км)					
	0—50		0—100		0—150	
	$C$	$D$	$C$	$D$	$C$	$D$
Тундровая	0,017	6,65	0,040	40,3	0,066	108
Лесная	0,018	6,49	0,042	39,8	0,068	107
Лесостепная	0,013	7,53	0,035	43,1	0,061	110
Степная	0,011	7,88	0,032	44,2	0,058	110
Полупустынная	0,011	8,09	0,031	45,1	0,057	111

ния  $\bar{U}$  может быть оценена как среднее арифметическое из скоростей  $U'$ , определенных для рек-аналогов по формуле

$$U' = 0,75 \bar{d} Q_{\max}^{0,25} \bar{i}^{0,38}, \quad (59)$$

где  $\bar{i}$  — средний меженный уклон водной поверхности в промилле;  $Q_{\max}$  — средний многолетний максимальный расход воды, принимаемый по данным наблюдений либо при их отсутствии по аналогии;  $\bar{d}$  — параметр, принимаемый по табл. 4.

ТАБЛИЦА 4. Значение параметра  $\bar{d}$  в формуле (59)

Пойма	Морфометрические характеристики	$\bar{d}$
	Отношение средней ширины в половодье к средней ширине в межень	
Очень большая	40—30	0,12—0,14
Большая	25—30	0,15—0,16
Средняя	15—10	0,19—0,22
Небольшая	5—2	0,26—0,30
Отсутствует	1,3—1,1	0,32—0,35

Общий объем русловых запасов на расчетную дату находится суммированием объемов воды на участках крупной, средней и мелкой русловой сети, т. е.

$$V_{ch} = \sum V_j + V_{ch1}. \quad (60)$$

Изменение запасов в русловой системе  $\Delta V_{ch}$  рассчитывается по разности между общим русловым накоплением в бассейне в начале и в конце расчетного периода.

Объем руслового накопления  $\Delta V_{ch}$  затем преобразуется в слой  $\Delta S_{ch}$  [уравнение (4), раздел 2.6] для использования в уравнении водного баланса.

Рекомендуемая выше методика определения русловых запасов воды может быть использована для бассейнов с площадью более 3000—5000 км<sup>2</sup>. Для водосборов с меньшей площадью объем воды, аккумулированной в русловой сети, как правило, незначителен.

### 3.5.3 Запасы влаги в почво-грунтах

Оценка запасов влаги в почво-грунтах зоны аэрации и их изменений производится по результатам измерений влажности почвы весовым или нейтронным методами [11, 26, 80, 160, 136].

При детальном воднобалансовом исследовании наблюдениями за содержанием влаги в почве должна быть охвачена вся толща почво-грунтов до уровня грунтовых вод, а в случаях очень глубокого залегания последних — толща почво-грунтов не менее 4 м [73].

Приближенная оценка запасов почвенной влаги может быть получена по результатам ее измерений в метровом слое.

Для определения изменений общего и послойного содержания влаги для всего водосбора или его отдельных частей необходимо установить оптимальное число пунктов измерений на данном водосборе, которое обеспечивает расчет среднего запаса с заданной точностью [86, 105].

Указанные наблюдения производятся путем проведения разовых съемок влажности почво-грунтов в характерные периоды года. Последующая обработка полученных данных производится обычными приемами.

При использовании весового метода число пунктов наблюдений на водосборе устанавливается в зависимости от заданной точности определения влагозапасов. Ошибка определения среднего запаса влаги в метровом слое почво-грунтов при 8—10-кратной повторности взятия пробы грунта обычно не превышает 10—15% среднего значения.

При использовании нейтронного метода определение влагозапасов для отдельных выборочных площадок (размерами от нескольких сот до нескольких тысяч м<sup>2</sup>) производится по нескольким скважинам.

Учет изменения влажности в верхнем слое почво-грунтовой толщи производится по всем пунктам наблюдений за влажностью почвы в речном бассейне. Запасы влаги (в мм) в почво-грунтах зоны аэрации определяются для всего водосбора методом среднего взвешенного.



Запасы воды в толще грунтов зоны аэрации, расположенной между метровым слоем и уровнем грунтовых вод, редко охватываются наблюдениями. Обычно наблюдения ведутся в пределах верхнего корнеобитаемого слоя. Однако в нижнем слое грунтов зоны аэрации в отдельных случаях могут происходить существенные накопления влагозапасов. При более длительном расчетном периоде это накопление влаги может распределяться на другие элементы водного баланса, которые можно измерить. При коротких расчетных периодах наиболее удовлетворительным является нейтральный метод определения запасов влаги в почве.

### 3.5.4 Запасы подземных вод

Условные обозначения, используемые в этом разделе, приводятся в начале раздела 5.4.

Изменение запасов подземных вод  $\Delta G$  при расчетах водных балансов речных бассейнов определяется по данным наблюдений за колебаниями уровней подземных вод и значениям коэффициента  $\gamma$ . Величина  $\gamma$  при понижении уровня подземных вод характеризует значение коэффициента водоотдачи  $\gamma_{sz}$ , а при подъеме — недостаток насыщения  $\gamma_{uz}$  почво-грунтов над капиллярной зоной. Расчеты изменений запасов подземных вод производятся раздельно для периодов спада и подъема уровня. Для приблизительной оценки изменения запасов подземных вод за любой период можно использовать данные о недостатке насыщения при условии равенства их значений коэффициенту водоотдачи.

Оценка изменений запасов подземных вод для однородного участка осуществляется по уравнению

$$\Delta G = \gamma \Delta \bar{h}, \quad (61)$$

где  $\Delta \bar{h}$  — изменение среднего уровня подземных вод для участка.

Изменение уровня подземных вод в бассейне определяется разностью средних уровней на водосборе в начале и конце расчетного периода. Уровни подземных вод измеряются в скважинах, расположенных с учетом типичных ландшафтов и особенностей водосодержащих пород.

Средний уровень определяется способом среднего арифметического (при однородных гидрогеологических условиях) или способом среднего взвешенного (при неоднородных гидрогеологических условиях). В последнем случае наблюдающиеся на водосборе значительные изменения питания и расходования подземных вод требуют выделения участков с однородным режимом колебаний уровней. Это обстоятельство позволяет дифференцированно оценить изменения запасов подземных вод на различных участках бассейна и выделить области их накопления и разгрузки.

Районирование территории водосбора с учетом типов режима уровней (в отдельных скважинах) позволяет более точно рассчитать среднее взвешенное изменение уровня даже при ограниченном числе скважин.

При выборе пунктов наблюдений и обосновании их оптимального количества для оценки изменений уровней подземных вод целесооб-

разно использовать статистические приемы. Для количественной оценки синхронности изменений уровней подземных вод под влиянием изменений метеорологических факторов в изучаемых районах определяются коэффициенты корреляции между уровнями в скважинах, находящихся на различном расстоянии друг от друга. Это дает возможность выявить степень синхронности колебаний уровней в районах, для которых производится расчет изменений запасов подземных вод, и репрезентативность отдельных пунктов для различных участков территории. Такой региональный анализ данных гидрогеологических наблюдений обеспечивает наиболее объективную оценку общих изменений уровней по определенному количеству наблюдательных пунктов [125]. Более полная информация по рассматриваемым вопросам приводится в публикациях [102] и [72].

В лесной зоне умеренного климатического района при наличии однородных гидрогеологических условий в бассейнах площадью менее 100 км<sup>2</sup> при залегании уровня подземных вод не глубже 5 м запасы грунтовых вод могут быть рассчитаны с точностью 10% при наличии около 10 наблюдательных скважин на каждом водоносном горизонте. Число скважин может быть меньше, если глубина залегания грунтовых вод превышает 5 м.

Недостаток насыщения пород водой ( $v_{uz}$ ) рассчитывается по разности между полной влагоемкостью и естественной влажностью пород в зоне колебания уровней подземных вод, определяемой по натурным данным [87]. Водоотдача ( $v_{sz}$ ) для супесчаных и суглинистых пород определяется по разности между полной влагоемкостью и наименьшей полевой влагоемкостью; для песчаных пород последняя может быть заменена максимальной молекулярной влагоемкостью. Определение указанных величин для водосборов целесообразно производить опытным путем по образцам пород и по данным наблюдений за их влажностью над водоносным слоем. При расчетах  $v_{uz}$  следует учитывать, что в случаях полного заполнения породы водой в насыщенном слое может оставаться заземленный воздух в размере 4—10% ее пористости и более.

При слоистом залегании пород в зоне колебаний уровней подземных вод значение  $v$  рассчитывается по уравнению

$$v = \frac{1}{\Delta h} \sum_{i=1}^n v_i d_i, \quad (62)$$

где  $v_i$  — удельная водоотдача отдельного слоя породы толщиной  $d_i$ ,  
 $\Delta h$  — изменение уровня воды, соответствующее толщине  $\sum_{i=1}^n d_i$ .

Для речного бассейна или отдельного региона с неоднородными гидрогеологическими условиями расчет изменений запасов подземных вод производится путем выделения в регионе отдельных относительно однородных подрегионов. Изменение запасов подземных вод определяется в пределах каждого подрегиона в отдельности. Изменение запасов подземных вод в регионе (бассейне) определяется суммированием полученных результатов по отдельным подрегионам.

В некоторых случаях изменение запасов подземных вод или среднее значение  $v_{sz}$  для речных бассейнов может быть определено

### Методы расчета водных балансов

с помощью построения зависимости подземного притока в реку от среднего уровня подземных вод на водосборе. Для этого в замыкающем створе в течение устойчивых меженных периодов производятся измерения расходов воды и наблюдения за уровнями подземных вод в бассейне.

По полученным данным можно построить кривые связи расходов воды в замыкающем створе  $Q$  со средними значениями уровня подземных вод  $\bar{h}$  в бассейне. Если расход воды из насыщенной зоны в зону аэрации не велик, то средняя водоотдача  $v_{sz}$  для бассейна выше замыкающего створа может быть определена по уравнению

$$v_{sz} = \frac{\Delta Q}{\Delta \bar{h}}. \quad (63)$$

При выборе значений  $Q$  для различных уровней подземных вод среднее значение водоотдачи  $v_{sz}$  оценивается отдельно для разных слоев пород.

При отсутствии данных наблюдений за  $v_{sz}$  можно использовать приближенные значения водоотдачи, приведенные в табл. 5.

ТАБЛИЦА 5. Средние значения водоотдачи горных пород (в долях единицы)

Порода	$v_{sz}$
Тонкозернистые пески и супеси	0,10—0,15
Мелкозернистые и глинистые пески	0,15—0,20
Среднезернистые пески	0,20—0,25
Крупнозернистые и гравелистые пески	0,25—0,35
Песчаники на глинистом цементе	0,02—0,03
Известняки трещиноватые	0,01—0,10

Более подробные сведения об измерении запасов подземных вод на водосборах можно найти в работах [94, 125, 160, 171, 23].

## 4. ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОСНОВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА И ТОЧНОСТЬ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

### 4.1 Изменчивость основных элементов водного баланса

Элементы водного баланса могут рассматриваться в пространстве и времени как случайные переменные. Например, временные ряды годовых осадков или стока представляют собой случайные переменные во времени, а осадки или суммарное испарение в какой-либо точке бассейна — пространственную случайную переменную. В математической статистике ряды наблюдаемых величин рассматриваются как выборки случайной переменной, а именно независимые выборки из бесконечной генеральной совокупности или популяции. Каждая случайная переменная имеет свое собственное распределение, большей частью неизвестное. В некоторых случаях вид распределения принимается или выводится с помощью какой-либо гипотезы или выявляется путем наблюдений.

Рассеивание ряда наблюдаемых величин  $x_i$  ( $i=1, 2, \dots, n$ ) относительно среднего  $\bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i/n$  характеризуется стандартным отклонением

$$S = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 / n}, \quad (64)$$

где  $n$  — число наблюдаемых величин, называемое объемом выборки.

Среднее значение  $\bar{x}$  и стандартное отклонение  $S$  ряда выборок имеет тенденцию стремления к их генеральным значениям  $\mu$  и  $\sigma$  при стремлении объема выборки  $n$  к бесконечности. Поэтому в случае большого размера выборки ( $n > 25$ ) мы можем принять, что  $S$  почти равно  $\sigma$  и использовать  $S$  вместо  $\sigma$ . Точнее, лучше использовать следующее несмещенное значение  $S'$  для оценки  $\sigma$ :

$$S' = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 / (n-1)} = \sqrt{\frac{n}{n-1}} S. \quad (65)$$

Однако разницей между  $S$  и  $S'$  можно пренебречь по сравнению с ошибкой выборки  $S$  и  $S'$ . Стандартное отклонение обычно рассчитывается для размера выборки более 10, потому что  $S$  и  $S'$  ненадежны для малых выборок.

Стандартное отклонение  $\sigma$  выражается в тех же абсолютных единицах, что и величина  $x_i$ : в мм, м<sup>3</sup>/с, км<sup>3</sup> и т. д. Это обстоятельство затрудняет сравнение изменчивости между различными рядами, поскольку значение  $\sigma$  зависит от отдельных членов ряда  $x_i$  и их среднего

значения  $\bar{x}$ . Коэффициент вариации  $C_v$  используется для характеристики и оценки относительной изменчивости различных совокупностей. Отношение стандартного отклонения  $\sigma$  к среднему  $\mu$  является безразмерным числом

$$C_v = \sigma / \mu. \quad (66)$$

На практике  $C_v$  рассчитывается по  $S/\bar{x}$  или  $S'/\bar{x}$ .

Среднее и стандартное отклонение являются важными элементами, потому что по ним можно видеть приблизительный вид распределения. Например, в случае нормального распределения, где функция распределения плотности вероятностей  $P(x)$  выражается уравнением:

$$p(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (67)$$

вероятность попадания величины  $x$  в интервал  $(\mu - K\sigma, \mu + K\sigma)$ , где  $K=1, 2, 3$  равна:

$$(\mu - \sigma, \mu + \sigma) \quad 68,3\% \quad (\text{около } 2/3)$$

$$(\mu - 2\sigma, \mu + 2\sigma) \quad 95,4\% \quad (\text{приблизительно все})$$

$$(\mu - 3\sigma, \mu + 3\sigma) \quad 99,7\% \quad (\text{почти все}).$$

Таблица 6 показывает, что подобные результаты получаются также для других распределений.

ТАБЛИЦА 6. Вероятность попадания величины  $x$  в интервал  $(\mu - K\sigma, \mu + K\sigma)$ , где  $K=1, 2, 3$

Распределение		Интервал		
		$(\mu - \sigma, \mu + \sigma)$	$(\mu - 2\sigma, \mu + 2\sigma)$	$(\mu - 3\sigma, \mu + 3\sigma)$
Нормальное	$p(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}$	68,3	95,4	99,7
Равномерное	$p(x) = \begin{cases} 1/a - a/2 \leq x - \mu \leq a/2 \\ 0 &  x - \mu  > a/2 \end{cases}$	57,7	100	100
Треугольное	$p(x) = \begin{cases} (1/a)(1 -  x - \mu /a) &  x - \mu  \leq a \\ 0 &  x - \mu  > a \end{cases}$	65,0	96,6	100
Экспоненциальное	$p(x) = \begin{cases} (1/a)e^{-(x/a)} & x \geq 0 \\ 0 & x < 0 \end{cases}$	86,5	95,0	98,2
Типа Г	$p(x) = \begin{cases} (1/a)^2 x e^{-(x/a)} & x \geq 0 \\ 0 & x < 0 \end{cases}$	73,8	95,3	98,6

Для большой выборки можно принять, что относительная частота почти равна вероятности, а  $\bar{x}$  и  $S$  (или  $S'$ ) почти равны  $\mu$  и  $\sigma$ . Поэтому для выборок большого объема с гистограммой колоколообразного типа (с асимметрией или без асимметрии) число попаданий величины  $x$  между  $\bar{x}-S$  и  $\bar{x}+S$  составляет около  $2/3$  общего объема выборок; число элементов, находящихся между  $\bar{x}-2S$  и  $\bar{x}+2S$  составляет около 95% объема выборок и почти все элементы находятся между  $\bar{x}-3S$  и  $\bar{x}+3S$ .

Обычно распределение гидрологических временных рядов, таких, как годовые осадки или сток, показывает значительную асимметрию, поэтому лучше принять распределение Г, выражаемое в виде

$$p(x) = \begin{cases} \frac{a^\lambda}{\Gamma(\lambda)} x^{\lambda-1} e^{-ax} & x \geq 0 \\ 0 & x < 0, \end{cases} \quad (68)$$

где среднее  $\mu$ , стандартное отклонение  $\sigma$  и коэффициент вариации  $C_v$  выражаются следующим образом:

$$\mu = \frac{\lambda}{a}, \quad \sigma = \frac{\sqrt{\lambda}}{a}, \quad C_v = \frac{1}{\sqrt{\lambda}}. \quad (69)$$

Таблица 7 показывает связь между вероятностью  $p$  и модульным коэффициентом  $K=x/\mu$ , где  $p$  — вероятность того, что величина  $x_p$  больше, чем  $x=\mu K$  для Г-распределения. Таблица 7, например, показывает, что модульный коэффициент в многоводный год (1% обеспеченности или вероятностью раз в сто лет) равен 1,25, когда коэффициент вариации равен 0,10 и что он равен 4,60 при коэффициенте вариации равном 1,00.

ТАБЛИЦА 7. Модульные коэффициенты различных обеспеченностей при разных коэффициентах вариации

Коэффициент вариации $C_v$	Обеспеченность, %								
	1	3	10	25	50	75	90	97	99
0,10	1,25	1,20	1,13	1,07	1,00	0,93	0,87	0,82	0,78
0,20	1,52	1,41	1,26	1,13	0,99	0,86	0,75	0,66	0,59
0,30	1,83	1,63	1,40	1,18	0,97	0,78	0,64	0,52	0,44
0,40	2,16	1,87	1,53	1,23	0,95	0,71	0,53	0,39	0,31
0,50	2,51	2,13	1,67	1,28	0,92	0,63	0,44	0,29	0,21
0,60	2,89	2,39	1,80	1,31	0,88	0,56	0,35	0,20	0,13
0,70	3,29	2,66	1,94	1,34	0,84	0,49	0,27	0,14	0,08
0,80	3,71	2,94	2,06	1,37	0,80	0,42	0,21	0,09	0,04
0,90	4,15	3,22	2,19	1,38	0,75	0,35	0,15	0,05	0,02
1,00	4,61	3,51	2,30	1,39	0,69	0,29	0,11	0,03	0,01

В тех случаях, когда можно пренебречь подземным водообменом бассейна с соседними бассейнами, уравнения  $E=P-Q$  и  $Q_s=Q-Q'_u$  справедливы для многолетних периодов, где  $Q'_u=Q_{uv}-Q_{uv}$

(см. рис. 12, раздел 5.4). Стандартное отклонение и коэффициент вариации величин  $E$  и  $Q_s$  могут выражаться следующим образом:

$$\sigma_E = \sqrt{\sigma_p^2 + \sigma_Q^2 - 2r_{pQ}\sigma_p\sigma_Q}, \quad C_{vE} = \sigma_E/\bar{E}, \quad (70)$$

$$\sigma_{Q_s} = \sqrt{\sigma_Q^2 + \sigma_{Q_u}'^2 - 2r_{QQ_u}'\sigma_Q\sigma_{Q_u}'},$$

$$C_{vQ_s} = \sigma_{Q_s}/\bar{Q}_s, \quad (71)$$

где  $r_{pQ}$  и  $r_{QQ_u}'$  — коэффициенты корреляции между осадками и общим стоком, общим стоком и подземным стоком соответственно;  $\bar{E}$  и  $\bar{Q}_s$  — среднее суммарное испарение и средний поверхностный сток.

В табл. 8 приводится пример расчета с использованием уравнения (71).

ТАБЛИЦА 8. Пример оценки пространственных вариаций нормы годового и поверхностного стока для Западно-Сибирской низменности

Природные подзоны	Данные для расчета						Результат расчета по уравнению (71)
	$\bar{Q}$ мм	$C_{vQ}$	$\bar{Q}_u'$ мм	$C_{vQ_u}'$	$r_{QQ_u}'$	$\bar{Q}_s = \bar{Q} - \bar{Q}_u'$ мм	$C_{vQ_s}$
Южная тайга	141	0,45	48	0,64	0,94	93	0,39
Северная лесостепь	40	0,70	6,1	0,56	0,77	33,9	0,75
Южная лесостепь	22	1,02	2,6	1,08	0,51	19,4	1,09

Уравнения (70) и (71) могут использоваться для изучения пространственной изменчивости элементов водного баланса в любых физико-географических зонах и районах, речных и морских бассейнах, а также в странах и континентах.

Формула (71) может также использоваться для изучения изменчивости годового поверхностного стока во времени, так как соотношение  $Q_s = Q - Q_u'$  справедливо для годового стока. Вышеизложенное справедливо для зон с влажным климатом. Для засушливых территорий оно менее применимо.

#### 4.2 Оценка точности измерений и расчета элементов водного баланса

При производстве гидрометеорологических наблюдений и при обработке результатов имеют место систематические и случайные ошибки, вызванные несовершенством приборов и методов измерений.

Систематические ошибки, зависящие главным образом от методов наблюдений и от конструкции приборов, могут быть устранены путем введения поправок к данным наблюдений при обработке [178].

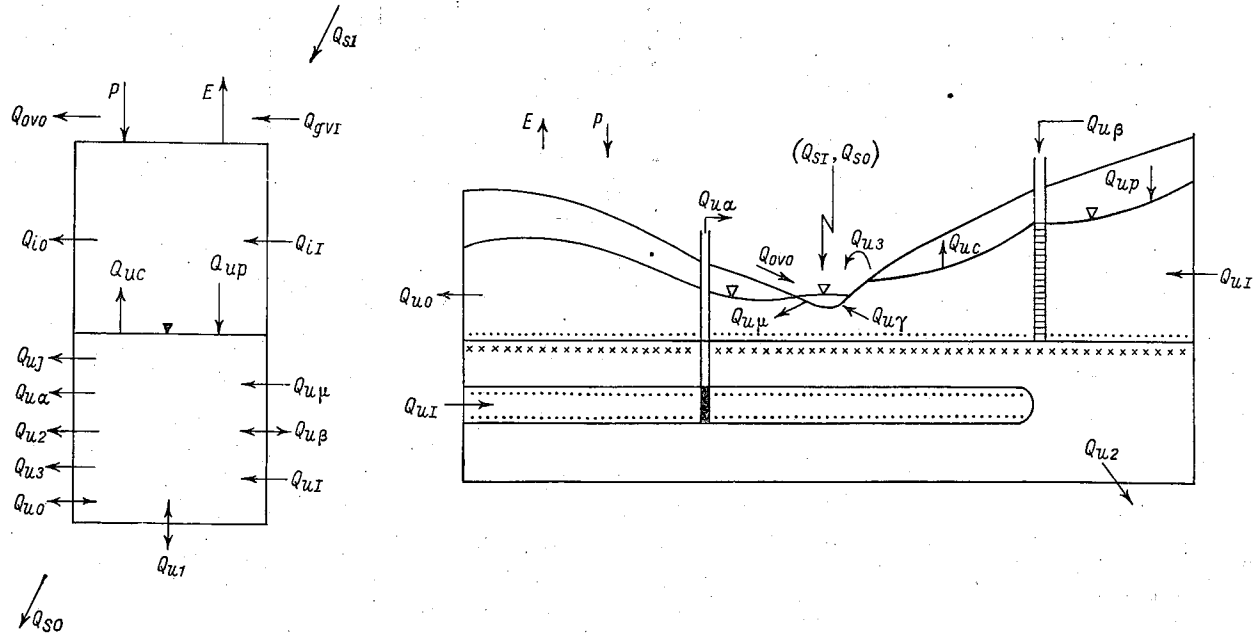


Рис. 12. Поперечный разрез речного бассейна, изображающий концептуальную модель баланса подземных вод.  
 Обозначения даны согласно уравнениям (1), (104), (105) и (106).



Случайные ошибки зависят от многих неизвестных обстоятельств и могут учитываться только статистически [50].

Систематические ошибки измерения осадков, стока и испарения могут быть устранены с помощью введения различных поправочных коэффициентов, получаемых при сравнении показаний стандартных и эталонных приборов.

После измерения каждого элемента водного баланса определяется погрешность такого измерения с использованием следующей теоремы.

Пусть  $x_i$  ( $i=1, \dots, n$ ) является рядом независимых случайных выборок объемом  $n$  из совокупности, имеющей генеральное среднее  $\mu$  и генеральное стандартное отклонение  $\sigma$ . Тогда среднее выборки  $\bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i/n$  является также случайной переменной, т. е. изменяется случайно, и его распределение приблизительно нормальное — со средним  $\mu$  и стандартным отклонением  $\sigma/\sqrt{n}$ .

Эта теорема дает важную формулу для стандартного отклонения выборочного среднего  $\bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i/n$  от генерального среднего  $\mu$  при объеме выборки  $n$

$$\sigma_{\bar{x}} = \sigma/\sqrt{n}. \quad (72)$$

Когда  $n$  становится значительной по величине, тогда  $\sigma/\sqrt{n}$  уменьшается, поэтому  $\bar{x}$  примерно равно  $\mu$ . Итак, для выборки большого объема среднее  $\bar{x}$  выборки может быть принято равным  $\mu$ .

Согласно характеру нормального распределения надежность выборочного среднего  $\bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i/n$  характеризуется стандартным отклонением  $\sigma/\sqrt{n}$ . Так как распределение  $\bar{x}$  является нормальным, то вероятность того, что разность между  $\bar{x}$  и  $\mu$  меньше, чем  $K = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$  ( $K = 1, 2, 3$ ), выражается следующим образом:

вероятность того, что  $|\bar{x} - \mu| < \sigma/\sqrt{n}$ : 68,3% (около 2/3)

вероятность того, что  $|\bar{x} - \mu| < 2\sigma/\sqrt{n}$ : 95,4% (почти все)

вероятность того, что  $|\bar{x} - \mu| < 3\sigma/\sqrt{n}$ : 99,7% (почти все).

Итак, мы можем принять, что разность между  $\bar{x}$  и  $\mu$  меньше, чем  $3\sigma/\sqrt{n}$  за небольшим количеством исключений. В большинстве случаев мы не можем знать истинных значений  $\mu$  и  $\sigma$ , которые будут получены из очень большой совокупности. Практически мы используем стандартное отклонение выборки  $S$  (или  $S'$ ) вместо  $\sigma$  и представляем надежность средней выборки  $\bar{x}$  с помощью  $S/\sqrt{n}$  или  $S'/\sqrt{n}$ . Разница между неизвестным истинным значением  $\mu$  и средним  $\bar{x}$  выборки должна

быть менее  $3S/\sqrt{n}$  (или  $3S'/\sqrt{n}$ ) с небольшими исключениями.

Таблица 9 дает относительную стандартную ошибку  $\bar{x}$  в %, представленную следующим образом:

$$\varepsilon/\bar{x} = C_v/\sqrt{n}, \quad (73)$$

где  $n$  — объем выборки (длина временного ряда), а  $C_v$  — коэффициент вариации. Ошибка  $\varepsilon$  обратно пропорциональна квадратному корню объема выборки  $\sigma/\sqrt{n}$ . В табл. 10 дан пример расчета.

ТАБЛИЦА 9. Относительные стандартные ошибки средних величин стока, зависящие от числа лет наблюдений ( $n$ ) и коэффициентов вариации ( $C_v$ ) в % от среднего арифметического значения стока за  $n$  лет наблюдений

$C_v$	$n$					
	10	20	40	60	80	100
0,10	3,2	2,2	1,6	1,3	1,1	1,0
0,20	6,3	4,5	3,2	2,6	2,2	2,0
0,30	9,5	6,7	4,7	3,9	3,4	3,0
0,40	12,6	8,9	6,3	5,2	4,5	4,0
0,50	15,8	11,2	7,9	6,5	5,6	5,0
0,60	19,0	13,4	9,5	7,7	6,7	6,0
0,70	22,1	15,7	11,1	9,0	7,8	7,0
0,80	25,3	17,9	12,6	10,3	8,9	8,0
0,90	28,5	20,1	14,2	11,6	10,1	9,0
1,00	31,6	22,4	15,8	12,9	11,2	10,0
1,10	34,8	24,6	17,4	14,2	12,3	11,0
1,20	37,9	26,8	19,0	15,5	13,4	12,0
1,30	41,1	29,1	20,6	16,8	14,5	13,0
1,40	44,3	31,3	23,1	18,1	15,7	14,0
1,50	47,4	33,5	22,7	19,4	16,8	15,0

ТАБЛИЦА 10. Пример оценки точности расчета норм элементов водного баланса за 32-летний период (бассейн р. Васюган)

Статистические характеристики и их условные обозначения	Годовые величины		
	осадки	сток	испарение
Среднее многолетнее значение $\bar{x}$ мм	533	157	376
Коэффициент вариации $C_v$	0,10	0,28	0,11
Стандартное отклонение $\sigma$ мм	53,3	44,0	41,4
Абсолютная стандартная ошибка $\bar{x}$ мм	9,43	7,78	7,33
Относительная стандартная ошибка $\bar{x}$ %	1,8	5,0	2,0

Упомянутые выше статистические методы оценки случайных ошибок в равной степени пригодны для всех элементов водного баланса, которые получают способом среднего арифметического.

При изучении водного баланса по данным наблюдений в точках определяются средние по площади осадки, накопление снега, испарение, влажность почво-грунтов и т. д. Средняя по площади величина определяется способом среднего арифметического либо способом среднего взвешенного. Способ среднего арифметического используется в случае, когда точки наблюдений распределены равномерно и пространственное изменение данного элемента происходит плавно. Это характерно для равнинных районов. Способ среднего взвешенного обычно используется в случае неравномерного распределения точек по площади и значительного пространственного изменения элемента, например в горных районах. Чтобы определить вес для пунктов наблюдений при использовании метода средневзвешенного, мы должны разделить площадь бассейна на частные площади  $a_i$  таким образом, чтобы величина  $x_i$  в каждой точке наблюдений была репрезентативна соответствующей площади  $a_i$ . Вес  $w_i$  определяется как  $w_i = a_i / \sum a_i = a_i / A$ . В некоторых случаях частная площадь определяется методом Тиссена, который весьма удобен для расчета, однако теоретически обоснован недостаточно. Другим методом является деление площади по изолиниям. Обзор имеющихся методов дается в работе [127].

В целом надежность среднего взвешенного увеличивается с увеличением числа пунктов наблюдений, так как случайные погрешности с различными знаками компенсируют друг друга при суммировании взвешенных величин.

С математической точки зрения среднее по площади значение  $\bar{x}$  какого-либо элемента водного баланса  $x(x, y)$  дается в форме двойного интеграла

$$\bar{x} = \frac{1}{A} \int_A x(x, y) dx dy, \quad (74)$$

где  $x(x, y)$  — функция от  $(x, y)$  в декартовых координатах;  $A$  — область интегрирования.

Поскольку эта функция чаще всего неизвестна, мы не можем определить истинное значение  $\bar{x}$ , а можем получить по существующей сети пунктов наблюдений только приближенное значение средней с некоторой погрешностью. Изолинии переменной  $x$  в некоторых случаях позволяют определить вид функции  $x(x, y)$  (например, линейная или коническая поверхности). Однако следует соблюдать осторожность в оценке вида функции  $x(x, y)$ .

В самом простейшем случае относительная стандартная погрешность средней по площади величины может быть определена с помощью уравнения (73), использование которого оправдано при равномерном распределении точек наблюдений. Это условие справедливо для больших равнинных территорий с наблюдательной сетью, в которой каждая точка достаточно удалена от соседних точек.

Существует несколько расчетных схем для оценки погрешности средней по площади величины с учетом статистической структуры полей гидрометеорологических элементов [78, 74, 75, 76, 152]. Чтобы понять и использовать эти расчетные схемы необходимы некоторые предположения, такие, как однородность и изотропность поля, функциональная форма зависимости коэффициента корреляции от расстояния

и т. д.; в большинстве случаев вышеупомянутые предположения оправдываются только частично или совсем не оправдываются, что приводит к необходимости приближенной оценки ошибок средней по площади величины.

Иногда экспериментальные измерения некоторых элементов водного баланса (осадки, запас снега, испарение и т. д.) производятся на специальных экспериментальных бассейнах с густой сетью наблюдательных пунктов на каждом водосборе. Эти измерения обеспечивают составление расчетных таблиц или графиков, позволяющих проводить оценку погрешностей в виде функции от площади и густоты сети. Как правило, такие расчетные таблицы и графики применимы только при определенных физико-географических условиях. Некритическое применение их к другим районам может привести к ошибочным выводам в отношении погрешности средней по площади величины изучаемых элементов.



## 5. ВОДНЫЙ БАЛАНС ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

### 5.1 Речные бассейны

#### 5.1.1 Общие положения

Речные бассейны являются основным объектом воднобалансовых исследований и расчетов. На основании водных балансов отдельных речных бассейнов составляются обобщенные водные балансы территорий отдельных стран, регионов, континентов и оцениваются их водные ресурсы.

В уравнении водного баланса речного бассейна все элементы баланса являются осредненными по водосбору величинами.

Для определения водного баланса крупного речного бассейна, площадь в сотни тысяч км<sup>2</sup>, отдельные части которого существенно различаются по физико-географическим условиям, водосбор разделяется на соответствующее число частей (частных бассейнов), для каждой из которых в отдельности производятся воднобалансовые расчеты. Водный баланс всего бассейна составляется по средневзвешенным значениям основных элементов баланса частных бассейнов. При расчете водного баланса малого речного бассейна (площадью не более 1000—1200 км<sup>2</sup>) со значительной неоднородностью видов угодий и условий формирования его элементов (поле и лес, орошаемые и осушаемые земли, болота, ледники и т. д.) составляющие водного баланса водосбора следует определять с учетом их значений по угодьям и занимаемых ими площадей. Составление водных балансов отдельных угодий производится в том случае, если эти угодья занимают в бассейне не менее 20—30% общей площади бассейна.

Для горных речных бассейнов следует учитывать высотную поясность, т. е. градиенты изменения элементов водного баланса с высотой на разных склонах.

#### 5.1.2 Водный баланс речного бассейна за многолетний период

Расчеты средних многолетних водных балансов речных бассейнов за полный годовой цикл (календарный или гидрологический год) дают исходное представление о водных ресурсах бассейна и являются основным видом воднобалансовых расчетов. Как указывалось в разделах 2.2 и 2.3, уравнение водного баланса замкнутого речного бассейна за многолетний период в большинстве случаев имеет вид

$$P - Q - E = 0. \quad (75)$$

В некоторых бассейнах, где имеет место существенный подземный водообмен с соседними бассейнами, в уравнение (75) следует включить соответствующие члены подземного притока  $Q_{ul}$  или подземного стока  $Q_{uo}$ . Размеры подземного водообмена в каждом отдельном

случае могут быть получены в результате специальных наблюдений (см. раздел 5.4).

Средние годовые осадки  $\bar{P}$  и сток  $\bar{Q}$  определяются на основе данных наблюдений, поэтому из уравнения (75) обычно можно получить и среднее годовое испарение с бассейна, т. е.

$$\bar{E} = \bar{P} - \bar{Q}.$$

При значительном хозяйственном использовании речных вод в бассейне в уравнение (75) необходимо включить дополнительные элементы, учитывающие водозабор из реки на хозяйственные нужды и переброски воды в другие бассейны  $Q_\alpha$  и возвратные воды  $Q_\beta$ .

В последние годы в СССР используется дифференцированное уравнение водного баланса за многолетний период, в котором суммарный сток  $Q$  расчленен на две составляющие: поверхностный (паводочный) речной сток  $Q_s$  и подземный сток в реки  $Q'_u$ , т. е.  $Q = Q_s + Q_u$  [113, 100]. Таким образом, уравнение (75) приобретает вид

$$P - Q_s - Q'_u - E = 0. \quad (76)$$

Исходя из этого уравнения можно определить:

$$N = P - Q_s = Q'_u + E, \quad K_u = \frac{Q'_u}{N},$$

$$K_E = \frac{E}{N}, \quad (77)$$

где  $N$  — суммарная инфильтрация (валовое увлажнение);  $K_u$  — коэффициент питания рек подземными водами, показывающий, какая часть годовой инфильтрации формирует подземный сток в реки;  $K_E$  — коэффициент испарения.

Валовое увлажнение территории, кроме потерь дождевых и талых снеговых вод на инфильтрацию в почву, включает также испарение с водной поверхности и испарение воды, смачивающей поверхность водосбора и скапливающейся в микро- и мезопонижениях. Эти два источника потерь осадков существенны в районах с большой озерностью и лесистостью, особенно на равнинных плоских водосборах, характеризующихся наличием понижений.

В табл. 11 приводится пример расчета водного баланса по уравнениям (75) — (77). Разделение суммарного стока на поверхностный и подземный произведено путем расчленения гидрографа стока (см. раздел 3.3.3). Суммарная инфильтрация (валовое увлажнение) получена по разности осадков и поверхностного стока, согласно уравнению (77).

Уравнение (1), преобразованное с учетом частных характеристик изучаемого водного объекта и продолжительности расчетного периода, принимает вид уравнений (78) и (79).

Уравнение водного баланса замкнутого речного бассейна за многолетний период для месяцев и сезонов имеет вид

$$P - Q - E - \Delta S_L - \Delta S_{ch} - \Delta S_{sn} - \Delta M - \Delta G - Q_\alpha + Q_\beta - \eta = 0 \quad (78)$$

При его решении необходимо учитывать среднее изменение запасов влаги в бассейне за эти периоды (см. табл. 12).

ТАБЛИЦА 11. Водный баланс некоторых речных бассейнов СССР за многолетний период [48]

Река — пункт	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Элементы водного баланса											
		объем, км <sup>3</sup>						слой, мм					
		осадки	сток			испарение	инфильтрация	осадки	сток			испарение	инфильтрация
суммарный	поверхностный		подземный	суммарный	поверхностный				подземный				
		<u>Бассейн Баренцева моря</u>											
Печора — п. Нижний Зауголок	11 660	10,7	5,45	4,34	1,11	5,25	6,36	915	467	372	95	448	543
		<u>Бассейн Балтийского моря</u>											
Луга — г. Кингисепп	12 200	9,16	3,12	2,19	0,93	6,04	6,67	751	256	180	76	495	571
		<u>Бассейн Черного моря</u>											
Ворскла — устье	14 700	9,48	1,15	0,70	0,45	8,33	8,78	618	77	47	30	541	571
		<u>Бассейн Каспийского моря</u>											
Илек — г. Актюбинск	11 000	4,02	0,66	0,60	0,06	3,36	3,42	365	60	55	5	305	310

Водный баланс природных объектов



Для незамкнутого речного бассейна, так же как и для любой произвольной территории, в уравнениях (75)—(77) необходимо добавить поверхностный  $Q_{sI}$ , и подземный  $Q_{uI}$  приток воды с соседних территорий. В этом случае уравнение водного баланса принимает вид:

$$P - Q - E - \Delta S_L - \Delta S_{ch} - \Delta S_{sn} - \Delta M - \Delta G - Q_\alpha + Q_\beta + Q_{sI} + Q_{uI} - \eta = 0, \quad (79)$$

где  $\Delta S_L$  — изменение объема воды в озерах и других замкнутых понижениях;  $\Delta S_{ch}$  — то же в речных руслах;  $\Delta S_{sn}$  — изменение запасов воды в снежном покрове;  $\Delta M$  — то же в верхнем метровом слое почвогрунтов;  $\Delta G$  — изменение запасов подземных вод;  $Q_\alpha$  — водозабор из реки на хозяйственные нужды и переброска воды на другие территории;  $Q_\beta$  — возвратные воды;  $Q_{sI}$  — приток поверхностных вод на водосбор с окружающей территории;  $Q_{uI}$  — приток подземных вод с соседних территорий;  $\eta$  — количественно неучтенные элементы водного баланса и погрешности определения его элементов (невязка баланса  $\eta = \Delta M' + \eta'$ ;  $\Delta M'$  — изменение влагозапасов в почво-грунтовой толще, ниже верхнего метрового слоя;  $\eta'$  — суммарная погрешность определения элементов водного баланса).

Величины неучтенных членов водного баланса и погрешностей определения элементов баланса за отдельные сезоны могут достигать существенных значений (табл. 12). Однако с увеличением расчетного периода некоторые неучтенные элементы баланса переходят на последующие сезоны и проявляются в виде учитываемых членов уравнения. Годовая невязка водного баланса ( $\eta$ ) (по табл. 12) в данном случае составляет 12 мм, или 2,1% суммы осадков. В эту величину входят также неизмеряемые элементы — подрусловой сток воды и недренируемая рекой часть подземного стока с водосбора.

Осадки и все другие элементы включают в себя ошибку осреднения и измерений. Невязка водного баланса как раз и является неувязкой рассчитанных величин. Если даже ее и не будет, то ошибка водного баланса все равно останется. Невязка водного баланса далеко не всегда является мерой величины ошибки. Если невязка оправдана, то следует произвести анализ ошибок для каждого элемента (см. раздел 4.2).

### 5.1.3 Водный баланс речного бассейна за конкретные периоды

Водный баланс замкнутого речного бассейна в зоне умеренного климата за конкретные периоды рассчитывается также по уравнению (78), а баланс незамкнутого речного бассейна или любой произвольной территории — по уравнению (79).

Уравнения (78) и (79) пригодны для расчетов водного баланса за сезонные, месячные и меньшие интервалы времени. При расчетах водного баланса за годы и сезоны из уравнения исключается член  $\Delta S_{ch}$ , так как его вес в этом случае становится ничтожно малым, а при воднобалансовых расчетах за календарные или гидрологические годы почти всегда из уравнения исключается член  $\Delta S_{sn}$ , так как за год он обычно равен нулю. Пример расчета водного баланса речного

ТАБЛИЦА 12. Водный баланс речного бассейна по сезонам за многолетний период (1931—1965) р. Хопер — п. Бесплемяновский.  
Площадь бассейна 44 900 км<sup>2</sup>

Элементы водного баланса	Обозначения	Значение элементов водного баланса, мм					Календарный год (I—XII)
		зима (XII—II)	весна (III—V)	лето (VI—VIII)	осень (IX—XI)	гидрологический год (XII—XI)	
Осадки	$P$	150	130	90	210	580	580
Сток		5	74	8	7	94	94
Испарение	$E$	10	91	236	133	470	470
Изменение снеготпасов на водосборе	$\Delta S_{sn}$	70	—70	—	—	0	0
Изменение запасов влаги в почвогрунтах зоны аэрации	$\Delta M$	57	6	—103	40	0	0
Изменение запасов подземных вод	$\Delta G$	—22	9	—24	37	0	0
Водозабор из реки на хозяйственные нужды	$Q_a$	1,0	1,0	2,0	1,0	5	5
Возвратные воды в реку	$Q_b$	0	0	1,0	0	1,0	1,0
Неучтенные члены баланса и погрешность определения (невязка баланса)	$\eta$	29	19	—28	—8	12	12

Водный баланс природных объектов

бассейна по сезонам конкретного года приведен в табл. 13. Годовая невязка в этом случае составила 2 мм, или 0,3% суммы осадков.

ТАБЛИЦА 13. Водный баланс речного бассейна по сезонам за 1967-68 гидрологический год. р. Хопер — п. Бесплемяновский. Площадь бассейна 44 900 км<sup>2</sup>

Элементы водного баланса	Обозначения	Значение элементов водного баланса, мм					гидрологический год (XII—XI)
		зима (XII—II)	весна (III—V)	лето (VI—VIII)	осень (IX—XI)		
Осадки	$P$	250	119	162	131	662	
Сток	$Q$	7	115	9	7	138	
Испарение	$E$	10	150	239	60	459	
Изменение запасов воды в снеге	$\Delta S_{сп}$	93	-93			0	
Изменение запасов влаги в почвогрунтах зоны аэрации	$\Delta M$	57	-28	-40	44	33	
Изменение запасов подземных вод	$\Delta G$	27	33	-37	3	26	
Водозабор из реки на хозяйственные нужды	$Q_a$	1,0	1,0	2,0	1,0	5,0	
Возвратные воды в реку	$Q_b$	0	0	1,0	0	1,0	
Количественно неучтенные члены баланса и погрешности его определения	$\eta$	55	-59	-10	16	2	

В различные месяцы и сезоны года роль отдельных элементов в формировании водного баланса речных бассейнов в умеренных широтах может существенно меняться. Так, например, в зимние безоттепельные месяцы, когда испарение мало и почвенная влага находится в мерзлом состоянии, роль этих элементов мала, однако существенно возрастает накопление влагозапасов на поверхности бассейна в виде снега. В весенний период велика роль стока, накопленных за зиму снегозапасов и изменений влагозапасов в почвогрунтах и в русловой сети. Летом решающую роль приобретает испарение. Это обстоятельство следует учитывать при расчетах средних для водосбора значений элементов водного баланса за различные месяцы и сезоны, стремясь по возможности более точно рассчитывать указанные компоненты.

#### 5.1.4 Лесные массивы и залесенные водосборы

Воднобалансовые исследования и расчеты на залесенных участках необходимы для выяснения гидроклиматической роли леса, оценки влияния мелиораций леса на водный режим и водные ресурсы залесенных территорий [145].

Эти исследования имеют также большое значение для оценки возможных изменений переноса влаги в атмосфере, вызванных вырубкой лесов на больших площадях.

Исследования водного баланса лесов и залесенных водосборов производятся на воднобалансовых площадках размером от нескольких сот до нескольких тысяч квадратных метров, расположенных внутри изучаемого лесного массива. Площадки должны быть искусственно изолированы от окружающей территории водораздельной стенкой (от поверхности до водоупора). Необходимо, чтобы эти площадки были по возможности репрезентативными для окружающего лесного массива.

В зависимости от разнообразия типов леса и почв в пределах лесного массива выбирается одна или несколько площадок.

#### 5.1.4.1 Лесные массивы

Общее уравнение водного баланса, преобразованное с учетом формирования элементов баланса для замкнутого лесного массива, может быть представлено в следующем виде:

$$P_1 + P_2 + P_3 - Q_{so} - Q_{uo} - E_1 - E_2 - E_3 - \Delta S_s - \Delta M - \Delta G - \eta = 0, \quad (80)$$

где  $P_1$  — осадки, проникающие через кроны деревьев;  $P_2$  — часть осадков, задерживаемая кронами деревьев;  $P_3$  — часть осадков, стекающих по стволам деревьев;  $Q_{so}$  и  $Q_{uo}$  — соответственно поверхностный и подземный сток с лесного массива;  $E_1$  — испарение под пологом леса;  $E_2$  — испарение осадков, перехватываемых пологом леса;  $E_3$  — транспирация растительностью;  $\Delta S_s$  — изменение запаса воды на поверхности почвы лесного массива;  $\Delta M$  — изменение запаса воды в верхнем метровом слое почво-грунтов;  $\Delta G$  — изменение запаса подземных вод;  $\eta$  — невязка водного баланса ( $\eta = \Delta M' + Q_{up} + \eta'$ ), где  $\Delta M'$  — изменение запасов воды в слое грунтов зоны аэрации, ниже верхнего метрового слоя до зоны насыщения;  $Q_{up}$  — просачивание воды за пределы зоны насыщения;  $\eta'$  — ошибка баланса.

Осадки под пологом леса  $P_1$  и осадки  $P_3$ , стекающие по стволам деревьев, определяются специальными методами [149, 99].

Осадки, задерживаемые пологом леса  $P_2$ , определяются как разность между количеством осадков  $P$ , выпадающих на лесной массив (см. раздел 3.2.4), и суммой осадков  $P_1$ , проникающих через кроны деревьев, и частью осадков  $P_3$ , стекающих по стволам деревьев, т. е.

$$P_2 = P - P_1 - P_3. \quad (81)$$

Поверхностный и грунтовый сток с лесных участков ( $Q_{so}$  и  $Q_{uo}$ ) определяется с помощью водосливов или мерных баков, оборудованных самописцами [126, 139].

Суммарное испарение с лесного массива определяется методами водного баланса, теплового баланса и турбулентной диффузии (см. раздел 3.4.3 и [123]).

Испарение  $E$  с лесного массива может быть представлено в следующем виде:

$$E = E_1 + E_2 + E_3, \quad (82)$$

где  $E_1$  — испарение под пологом леса;  $E_2$  — испарение части осадков, задержанной кронами деревьев;  $E_3$  — транспирация.

Испарение под пологом леса  $E_1$  также складывается из трех составляющих:

$$E_1 = E'_1 + E'_2 + E'_3, \quad (83)$$

где  $E'_1$  — испарение с почвы;  $E'_2$  — испарение осадков, задержанных напочвенным растительным покровом (мох, полухустарники, трава);  $E'_3$  — транспирация напочвенного покрова.

В зависимости от типа леса и таксационных характеристик насаждения (состава, возраста, полноты) соотношение между отдельными составляющими испарения различно [33]. Однако во всех случаях транспирация вместе с испарением задержанных кронами осадков составляет основную долю суммарного испарения.

Для определения суммарного испарения под пологом леса весовые испарители [160] размещаются в соответствии с геоботанической картой лесного участка, а суммарное испарение рассчитывается способом среднего взвешенного.

Испарение осадков, задержанных кронами деревьев, можно определить по разности между количеством осадков  $P$ , выпадающих на полог леса, и количеством осадков  $P_1$ , измеренных под пологом леса, с учетом осадков  $P_3$ , стекающих по стволам деревьев,

$$E_2 = P - P_1 - P_3 = P_2. \quad (84)$$

Транспирация влаги древостоем на лесном участке определяется по следующему уравнению:

$$E_3 = P_1 + P_3 - Q_{so} - Q_{uo} - Q_{up} - E_1 - \Delta S_s - \Delta M - \Delta M' - \Delta G. \quad (85)$$

Уравнение по оценке испарения с лесного массива при наличии снежного покрова имеет следующий вид:

$$E = E''_1 + E''_2 + E''_3, \quad (86)$$

где  $E''_1$  — испарение со снежного покрова под пологом леса;  $E''_2$  — испарение снега, задержанного кронами деревьев;  $E''_3$  — зимняя транспирация деревьев.

Испарение со снежного покрова под пологом леса может быть получено с помощью специальных испарителей, описание которых дает П. П. Кузьмин [88]. Испарение снега под пологом леса в среднем в 3 раза меньше, чем испарение в условиях безлесной территории.

Экспериментальные данные, полученные на Валдае (СССР), показывают, что для этого района испарение снега, задержанного кронами деревьев лиственных пород (ежегодно сбрасывающих листву), принимается равным 2—3% суммы твердых осадков, выпадающих на лесной массив. Испарение снега, задержанного кронами деревьев хвойных пород (не сбрасывающих хвою), определяется из следующего соотношения:

$$E''_2 = P - P''_1, \quad (87)$$

где  $P$  — осадки, выпадающие на лесной массив;  $P_1''$  — твердые осадки, измеренные по осадкомерам, установленным под пологом леса.

В этом же районе зимняя транспирация составляет менее 1% транспирации за теплый сезон и ею можно пренебречь. Поэтому испарение с леса в зимний период можно представить как сумму испарения со снежного покрова под пологом леса и испарения снега, задержанного кронами деревьев, т. е.

$$E = E_1'' + E_2'' \quad (88)$$

Расчет испарения с леса методом теплового баланса описан в работах [10], [123], [133] и [149] (см. также раздел 3.4.3.3).

Уравнение (85) следует использовать с некоторой осторожностью. Этот метод в действительности включает много измерений, выполнение которых связано с большими трудностями. Поэтому он более пригоден для маломасштабных водных балансов в исследовательских целях.

Исходные данные для расчета испарения с лесного массива или бассейна могут быть получены методом теплового баланса с помощью градиентных мачт с установленными на них метеорологическими и актинометрическими приборами. Мачты должны находиться в глубине лесного массива на расстоянии от опушки леса, равном не менее 50—60-кратной высоте деревьев.

Наблюдения, проведенные на Валдае, показывают, что месячное испарение с леса может быть равно потенциальному испарению. Для приблизительного расчета потенциального испарения с леса можно использовать эмпирические формулы (см. раздел 3.4.3.5).

В умеренном поясе СССР, где четко выражены теплые и холодные сезоны года, испарение с лесного массива за холодный период при наличии снежного покрова вычисляется по формулам (45) или (46), разработанным для открытой местности [88]. Чтобы определить испарение со снежного покрова под пологом леса и со снега, перехваченного пологом, значения испарения с открытой местности, полученные при помощи вышеупомянутых формул, умножаются на эмпирический переходный коэффициент (1,25).

Испарение с леса в умеренных широтах в переходные месяцы (апрель, октябрь, ноябрь) при максимальном увлажнении почвы принимается равным испаряемости.

Запасы влаги в почво-грунтах зоны аэрации и грунтовых вод определяются в соответствии с рекомендациями разделов 3.5.3 и 3.5.4.

#### 5.1.4.2 Залесенные водосборы

Основные положения по изучению водного баланса залесенного водосбора остаются теми же, что и для лесного массива.

Исследование водного баланса залесенного водосбора может производиться при наличии крупномасштабных карт: топографической,

почвенной и геоботанической. На исследуемом водосборе производятся наблюдения за осадками, стоком, уровнем грунтовых вод, влагозапасами, лизиметрические и метеорологические наблюдения, а также определение водно-физических свойств почво-грунтов.

Испарение с водосборов вычисляется как остаточный член уравнений водного или теплового баланса или с помощью эмпирических методов (см. раздел 3.4.3).

Для определения запасов влаги в почво-грунтах зоны аэрации используется весовой или нейтронный метод.

Изменения запасов грунтовых вод на водосборе рассчитываются по колебаниям их уровня и коэффициентам водоотдачи водоносных грунтов (см. раздел 3.5.4).

Пример результатов расчета водного баланса небольшого лесного водосбора на Валдае за отдельные сезоны и в целом за год приведен в табл. 14.

ТАБЛИЦА 14. Водный баланс (в мм) лесного водосбора лога Таежный (площадь водосбора 45 га) за 1958 г. Состав древостоя: 9/10 — ель, 1/10 — сосна с березой. Класс бонитета (по ели) — I, II, возраст — около 80 лет; полнота — 0,6. Почва: слабоподзолистая, суглинистая. Тип леса — ельник-кисличник (*Piceetum oxalidosum*)

Элементы водного баланса	Обозначения	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Приходная часть (P)						
Осадки:	P	188	40	270	229	727
1) под пологом леса	P <sub>1</sub>	166	27	200	189	582
2) задержанные кронами	P <sub>2</sub>	22	13	69	38	142
3) стекающие по стволам деревьев	P <sub>3</sub>	0	0	1	2	3
Расходная часть (Q+E)						
Сток	Q	0	90	14	48	152
Испарение:	E	27	61	332	72	492
1) под пологом леса	E <sub>1</sub>	5	18	93	18	134
2) задержанных осадков	E <sub>2</sub>	22	13	69	38	142
3) транспирация	E <sub>3</sub>	0	30	170	16	216
Всего	Q + E	27	151	346	120	644
Изменение запасов воды (ΔS)						
По водному балансу	$\Delta S = P - E - Q$	161	-111	-76	109	83
По измерениям:	ΔS'	180	-131	-71	97	75
1) в снежном покрове	ΔS <sub>сн</sub>	140	-140	—	0	0
2) в слое почво-грунтов	ΔM	52	-28	-46	55	33
3) в подземных водах	ΔG	-12	37	-25	42	42
Невязка водного баланса (η)						
Абсолютная, мм	η	-19	20	-5	12	8
Относительная, %	100η/p	10	11	2	5	1

## 5.1.5 Орошаемые и осушаемые земли

## 5.1.5.1 Орошаемые земли

Воднобалансовые исследования на орошаемых землях проводятся с целью: а) усовершенствовать нормы и режим орошения с тем, чтобы увеличить продуктивность земли, и б) оценить изменения в водном балансе и водных ресурсах речных бассейнов, вода которых используется для орошения.

Орошаемые территории по гидрогеологическим признакам можно разделить на хорошо дренированные с преобладанием подземного стока среди расходных статей баланса и слабодренированные с отсутствием подземного стока. По климатическим признакам можно выделить аридную зону орошения, где среди приходных статей баланса преобладают оросительные воды, и зону неустойчивого увлажнения, где атмосферным осадкам принадлежит равная или несколько меньшая роль по сравнению с оросительными водами. Для каждого района характерна своя специфика взаимосвязей составляющих водного баланса, выявление которых дает возможность прогнозировать вторичное засоление и заболачивание почв и обосновать меры борьбы с этими явлениями.

Уравнение водного баланса применительно к орошаемому полю в пределах от поверхности почвы до водоупора в наиболее общей форме имеет вид

$$P + (I_3 - I_4 - I_5) + (I_1 + I_2) + (Q_{s1} - Q_{so}) + (Q_{M1} - Q_{Mo}) + (Q_{u1} - Q_{uo}) + (Q_{u1} - Q_{u2}) - (E + E_1) - \Delta S - \eta = 0, \quad (89)$$

где  $I_3, I_4, I_5$  — соответственно приток поливных вод на поле, отток поливных вод поверхностным путем за пределы поля и сброс поливных вод по каналам;  $I_1$  и  $I_2$  — поступление воды на поле за счет фильтрации из магистральных и оросительных каналов;  $Q_{s1}$  и  $Q_{so}$  — естественный приток и отток поверхностных вод;  $Q_{M1}$  и  $Q_{Mo}$  — то же для почвенных вод, находящихся в зоне аэрации;  $Q_{u1}$  и  $Q_{uo}$  — то же для грунтовых вод;  $Q_{u1}$  и  $Q_{u2}$  — приток и отток подземных вод из ниже лежащих водоносных слоев;  $E$  — испарение с суши;  $E_1$  — испарение с поверхности воды в каналах;  $\Delta S$  — изменение запасов воды на поверхности и в почво-грунтовой толще.

Член  $\Delta S$  складывается из нескольких составляющих

$$\Delta S = \Delta S_{sn} + \Delta S_s + \Delta M + \Delta G, \quad (90)$$

где  $\Delta S_{sn}$  — изменение запасов воды на поверхности почвы за счет накопления снега;  $\Delta S_s$  — то же за счет накопления воды в понижениях микрорельефа;  $\Delta M$  — то же в зоне аэрации;  $\Delta G$  — то же в водоносном слое. Величины  $\Delta S_{sn}, \Delta S_s$  и  $\Delta M$  — вычисляются по разности значений соответствующих элементов на конец и начало расчетного интервала



времени. Для вычисления  $\Delta G$  используется уравнение водного баланса грунтовых вод

$$\Delta G = Q_{up} - Q_{uc} + (Q_{u1} - Q_{uo}) + (Q_{u1} - Q_{u2}), \quad (91)$$

где  $Q_{up}$  — пополнение запасов грунтовых вод за счет инфильтрации осадков и поливных вод;  $Q_{uc}$  — расход грунтовых вод в зону аэрации (см. раздел 5.4, рис. 12).

Ниже приводится краткое описание методов определения компонентов уравнений (89) — (91).

Атмосферные осадки измеряются обычными осадкомерами. Оросительные воды учитываются с помощью гидрометрических устройств, а также путем гидрометрических измерений. Аналогичные способы применяются и для определения притока и стока поверхностных вод с поля. Все поле при этом оконтуривается, а на участке с наименьшими отметками организуется гидрометрический створ. Важными компонентами уравнений (89) и (90) является суммарное испарение, расход грунтовых вод в зону аэрации и пополнение запасов грунтовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков и оросительных вод. Все эти элементы измеряются с помощью лизиметров.

При залегании грунтовых вод на глубине более 3—5 м для изучения испарения обычно применяются весовые испарители [160].

Для определения испарения наряду с лизиметрами применяется также метод теплового баланса. Параллельно с лизиметрическими исследованиями ведутся наблюдения за состоянием растений на поле и в монолитах. Результаты фенологических наблюдений помогают оценивать репрезентативность лизиметрических наблюдений, а также позволяют переносить полученные данные (с учетом состояния и густоты растений в монолитах и в поле) на сельскохозяйственные поля.

Приток и отток грунтовых вод определяется гидрогеологическими методами. Дренажный сток определяется гидрометрическим путем аналогично тому, как это делается при изучении поверхностного стока. При наличии напорного подпитывания грунтовых вод разделение дренажного стока на инфильтрационное и напорное питание производится методом гидромеханических сеток движения грунтового потока, построенных с помощью большого количества пьезометров. Размещение сети наблюдательных скважин и пьезометров на изучаемом (балансовом) участке должно соответствовать рельефу, гидрогеологическим условиям, размещению коллекторно-дренажной и оросительной сети.

Изменение влагозапасов в зоне аэрации  $\Delta M$  определяется, как правило, весовым способом, а также с помощью нейтронных и других влагомеров. Притоком и оттоком почвенных вод обычно пренебрегают. Другие элементы водного баланса определяются общепринятыми методами.

На основе выполненных воднобалансовых расчетов могут быть осуществлены мероприятия по регулированию водного, солевого и теплового балансов сельскохозяйственных полей.

Для определения срока и нормы очередного полива в районах орошаемого земледелия уравнение водного баланса обычно решается относительно аккумулятивного члена  $\Delta S$  или его части  $\Delta M$  — изменения влагозапасов в зоне аэрации. При этом для практических целей вполне

ТАБЛИЦА 15. Водный баланс (в мм) сельскохозяйственного поля за 1966 г. по декадам

Элементы водного баланса	Обозначения	Май				Июнь				Июль				Август				За май — август
		1-я	2-я	3-я	за месяц	1-я	2-я	3-я	за месяц	1-я	2-я	3-я	за месяц	1-я	2-я	3-я	за месяц	
Приход:																		
осадки	$P$	4	10	54	68	55	106	16	177	7	4	13	24	10	1	4	15	284
поливные воды	$I_3$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11	25	42	78	78
Итого		4	10	54	68	55	106	16	177	7	4	13	24	21	26	46	93	362
Расход:																		
отток поверхностных вод	$Q_{so}$	0	0	0	0	0	9	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	9
суммарное испарение	$E$	56	43	43	142	43	47	45	135	26	18	30	74	16	25	47	88	439
Итого		56	43	43	142	43	56	45	144	26	18	30	74	16	25	47	88	448
Расчетная аккумуляция	$\Delta S$	-52	-33	11	-74	12	50	-29	33	-19	-14	-17	-50	5	1	-1	5	-86
Измеренная аккумуляция	$\Delta S'$																	
а) в понижениях рельефа	$\Delta S_s$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
б) в зоне аэрации	$\Delta M$	-44	-17	26	-35	31	36	-21	46	-14	-9	-28	-51	0	5	-14	-9	-49
в) в грунтовых водах	$\Delta G$	-16	-13	-7	-36	-8	25	3	20	-1	-2	4	1	2	-4	16	14	-1
Итого		-60	-30	19	-71	23	61	-18	66	-15	-11	-24	-50	2	1	2	5	-50
Невязка баланса	$\eta = \Delta S - \Delta S'$	+8	-3	-8	-3	-11	-11	-11	-33	-4	-3	+7	0	+3	0	-3	0	-36

Водный баланс природных объектов

достаточно определить основные составляющие баланса, а значения остальных, таких, как приток и отток поверхностных и внутрипочвенных вод, водообмен с нижележащими водоносными слоями и т. п., для коротких интервалов времени можно приравнять нулю.

В табл. 15 приводится пример расчета водного баланса за декады вегетационного периода для сельскохозяйственного орошаемого поля в условиях умеренного климата.

### 5.1.5.2 Осушаемые земли

Изучение водного баланса болот и заболоченных территорий проводится для гидрологического обоснования мелиоративных мероприятий и оценки их влияния на водные ресурсы и водный баланс речных бассейнов и отдельных территорий.

Осушению подвергаются болота и минеральные земли, избыточное увлажнение которых создается вследствие затрудненного оттока поверхностных или грунтовых вод.

Исследование элементов водного баланса обычно ведут или на небольшом мелиорированном речном водосборе, или на отдельном сельскохозяйственном поле осушительной системы.

Уравнение водного баланса для мелиорированного водосбора за некоторый период времени имеет вид

$$P + Q_{sI} - Q_{so} + Q_{uI} - Q_{uo} + Q_{u1} - Q_{u2} - E - \Delta S - \eta = 0, \quad (92)$$

где  $Q_{sI}$  и  $Q_{so}$  — приток и отток поверхностных вод;  $Q_{uI}$  и  $Q_{uo}$  — приток и отток грунтовых вод;  $Q_{u1}$  и  $Q_{u2}$  — приток и отток подземных вод в нижележащие горизонты (вертикальный подземный водообмен);  $\Delta S$  — изменение запасов влаги на поверхности и в почво-грунтовой толще;  $E$  — суммарное испарение;  $\eta$  — невязка баланса.

Измерение или расчет отдельных составляющих баланса мелиорированного водосбора ведется теми же методами, что и для обычных речных бассейнов.

Суммарный приток ( $Q_{sI} + Q_{uI}$ ) на водосбор со стороны вышерасположенных территорий и сток ( $Q_{so} + Q_{uo}$ ) с водосбора измеряются на каналах осушительной сети теми же методами, что и на оросительных каналах (см. 5.1.5.1).

Пример расчета водного баланса мелиорированного водосбора, осушенные болота которого используются под сельскохозяйственные поля, приведен в табл. 16 [143].

В этом примере осадки, испарение, дренажный сток и изменение запасов воды в зоне аэрации измерены, а водообмен с грунтами ниже уровня дренирования осушительными каналами ( $Q_{u2} - Q_{u1}$ ) вычислен как остаточный член уравнения водного баланса. При таком способе расчета величины водообмена неизбежно включают в себя погрешности определения составляющих членов уравнения водного баланса.

Уравнение водного баланса зоны аэрации осушенного сельскохозяйственного поля содержит те же члены, что и уравнение для орошаемых полей (89) и (90). Различными являются лишь соотношения составляющих водного баланса.

ТАБЛИЦА 16. Водный баланс (в мм) мелиорированного водосбора в районе избыточного увлажнения

Годы	Осадки	Испарение	Сток	Изменение запасов воды в зоне аэрации	Водообмен с подземными водами
Годовой цикл (с ноября по октябрь)					
1960—61	434	527	124	-69	-148
1961—62	655	571	130	10	-56
1962—63	526	555	93	-15	-107
1963—64	523	465	79	52	-73
1964—65	582	477	117	26	-38
1965—66	739	517	174	45	3
Среднее	576	519	119	8	-70

Годы	Осадки	Испарение	Сток	Изменение запасов воды в зоне аэрации	Водообмен с подземными водами
Теплое полугодие (с апреля по сентябрь)					
1960—61	312	463	80	-132	-99
1961—62	441	473	90	-103	-19
1962—63	229	465	59	-190	-105
1963—64	234	362	38	-233	67
1964—65	341	400	70	-140	11
1965—66	400	465	128	-159	-34
Среднее	326	438	78	-160	-30

Измерение составляющих водного баланса осушенных сельскохозяйственных полей ведется теми же методами, что и на орошаемых землях.

## 5.2 Озера и водохранилища

По характеру водного баланса озера подразделяются на две основные категории: сточные и бессточные. Промежуточное между ними положение занимают озера с периодическим (временным) стоком. В период высоких уровней из них происходит сток, а при низких уровнях он прекращается.

Уравнение водного баланса для озер и водохранилищ за любой период времени имеет вид

$$Q_{SI} + Q_{UI} + P_L - E_L - Q_{SO} - Q_{UO} - \Delta S_L - \eta = 0, \quad (93)$$

где  $Q_{SI}$  — поверхностный приток в водоем;  $Q_{UI}$  — подземный приток;  $P_L$  — осадки на зеркало водоема;  $E_L$  — испарение с водоема;  $Q_{SO}$  — поверхностный сток из водоема;  $Q_{UO}$  — подземный сток (включая

фильтрацию через тело плотины);  $\Delta S_L$  — изменение запасов воды в водоеме за расчетный интервал времени.

Для крупных озер и водохранилищ обычно разделяют поверхностный приток  $Q_{sI}$  на приток по главной реке  $Q_m$  и боковую приточность  $Q_l$ , т. е.

$$Q_{sI} = Q_m + Q_l. \quad (94)$$

Для озер и водохранилищ, площадь зеркала которых изменяется в широких пределах в зависимости от колебаний уровня воды, составляющие уравнения водного баланса предпочтительнее выражать в объемах воды. Для озер с постоянной площадью зеркала составляющие водного баланса удобнее выражать в виде слоя воды, отнесенного к средней площади озера.

Средняя площадь определяется как среднее арифметическое из ее значений за расчетный интервал времени.

Уравнение водного баланса сточных озер и водохранилищ за многолетний период, для которого можно принять  $\Delta S_L = 0$ , имеет вид

$$Q_{sI} + Q_{uI} + P_L = Q_{so} + Q_{uo} + E_L. \quad (95)$$

Подземные составляющие ( $Q_{uI}$  и  $Q_{uo}$ ) по своему весу обычно невелики в балансе крупных водоемов, для которых без большой погрешности можно пренебречь подземными составляющими, упростив уравнение (95), которое примет вид

$$Q_{sI} + P_L = Q_{so} + E_L. \quad (96)$$

Для бессточного озера уравнение, характеризующее его водный баланс за многолетний период, состоит всего из трех членов:

$$Q_{sI} + P_L = E_L. \quad (97)$$

Уравнение (97) можно применять для предварительной оценки водных ресурсов небольших бессточных озер, располагая всего лишь данными об осадках и притоке; при отсутствии непосредственных измерений этих элементов они могут быть определены по региональным картам, характеризующим их многолетние значения. Величина  $E_L$  получается из уравнения баланса как его остаточный член и включает в себя погрешности, вызванные любой разницей между  $Q_{uI}$  и  $Q_{uo}$ .

С созданием многочисленных речных водохранилищ возникла необходимость в повседневной гидрологической информации о приточности и запасах воды в водохранилищах, т. е. в составлении текущих балансов за короткие интервалы времени — месяцы, декады [170].

Сокращение расчетных интервалов вызывает необходимость детализации расчетов и учета дополнительных составляющих баланса. К числу последних относятся, например, аккумуляция воды в руслах и поймах подтопленных рек, аккумуляция воды в грунтах берегов в периоды наполнения водохранилищ и поступление этих объемов воды обратно в водохранилище в периоды сработки его запасов, потери воды при оседании льда на берегах во время интенсивной зимней сработки водохранилищ и возврат этих временных потерь в виде всплывшего льда весной.

ТАБЛИЦА 17. Водный баланс (в мм) некоторых озер и водохранилищ за многолетний период

Озеро (водохранилище)	Площадь, км <sup>2</sup>		Приток					Отток			
	бассейна (без площади поверхности озера)	поверхности озера	поверхностный приток	подземный приток	осадки	изменение уровня воды	элементы общего притока	сток	испарение	изменение уровня воды	элементы общего оттока
Сточные (открытые) озера											
Ладожское	258 000	17 700	3 836	73	606	—	4 515	4 171	344	—	4 515
Севан (в естественных условиях)	3 577	1 416	513	—	375	—	888	95	793	—	888
Верхнее	128 000	82 000	580	—	760	—	1 340	850	470	20	1 340
Бессточные озера											
Чаны	23 600	2 500	280	—	373	10	663	—	663	—	663
Балхаш	181 500	18 300	808	60	128	17	1 013	—	1 013	—	1 013
Мертвое море	40 600	940	1 520	—	80	—	1 600	0	1 600	—	1 600
Водоохранилища											
Мид	434 000	638	20 800	—	102	398	21 300	19 200	2 100	—	21 300

Водный баланс природных объектов

Для приближенного расчета водного баланса в целях ежедневного контроля поступления и расходования воды из водохранилищ применяется упрощенное уравнение баланса

$$\sum I = Q + \Delta S_L, \quad (98)$$

где  $\sum I$  — сумма приходных составляющих баланса;  $Q$  — сток через сооружения гидроузла, представляющий собой сумму расходов воды, используемой на пропуск через турбины, водосбросы, шлюзование, и теряемой на фильтрацию через тело плотины;  $\Delta S_L$  — изменение объема воды в водохранилище за расчетный интервал времени.

Расчеты по упрощенному уравнению допустимы только в отношении небольших по площади и сильно проточных водохранилищ, определяющих компонентом в балансе которых является сток через ГЭС и поступление воды за счет поверхностного притока. При большой площади зеркала погрешность в определении  $\Delta S_L$  может превосходить суточный приток и в этом случае упрощенная схема не применяется. Для расчетов водного баланса крупнейших озер обычно приходится разрабатывать специальную программу исследований в соответствии с физико-географическими особенностями водоема.

Методика исследований и расчетов водного баланса некоторых крупных озер изложена в работах [1, 9, 101, 141, 48, 14, 60, 62].

В качестве примера результатов расчета в табл. 17 и 18 приводятся водные балансы некоторых озер и одного из водохранилищ СССР за многолетний период, а в табл. 19 — месячные водные балансы водохранилища за конкретный год.

ТАБЛИЦА 18. Водный баланс Цимлянского водохранилища в среднем за пятилетний период (1952—1956 гг.) [25]

Компоненты прихода	км <sup>3</sup>	Компоненты расхода	км <sup>3</sup>
Приток по главной реке (Дон)	19,36	Сток через гидротехнические сооружения	14,87
Боковая приточность	1,00	Испарение	1,91
Осадки	0,77	Забор воды на орошение	0,39
		Изменение запасов воды в водохранилище	3,96
Всего	21,13	Всего	21,13

Точность расчетов водного баланса водохранилищ, равно как и допустимая продолжительность расчетного интервала времени, обусловлена точностью определения основных компонентов водного баланса — поверхностного притока и аккумуляции в чаше водохранилища.

Относительная ошибка  $C_L$  изменения аккумуляции воды по сравнению с притоком выражается в виде отношения

$$C_L = \frac{10^4 A_L s_h}{V_L} = \frac{10^4 A_L s_h}{86\,400 Q_I T}, \quad (99)$$

где  $A_L$  — площадь зеркала водохранилища;  $s_h$  — погрешность определения среднего уровня;  $V_L = 86\,400 Q_I T$  — объем притока ( $Q_I$  — приток

ТАБЛИЦА 19. Водный баланс (в км³) Каховского водохранилища на р. Днепре за 1960 г. [169]

Элементы водного баланса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Приход:													
приток по главной реке (Днепр)	1,48	1,90	3,65	5,46	3,59	1,96	1,36	1,16	1,23	1,56	1,91	3,93	29,19
боковая приточность	0,01	0,02	0,01	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08
осадки	0,10	0,05	0,02	0,02	0,13	0,05	0,10	0,19	0,07	0,17	0,06	0,14	1,10
Итого	1,59	1,97	3,68	5,48	3,72	2,01	1,46	1,35	1,31	1,74	1,98	4,08	30,37
Расход:													
сток через гидроузел	1,41	1,92	3,58	3,67	1,01	0,89	1,31	0,79	0,65	1,54	1,76	3,83	22,36
забор воды на промышленные и бытовые нужды				0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01			0,14
испарение	0,02	0	0,04	0,09	0,13	0,27	0,29	0,32	0,23	0,07	0,07	0,05	1,58
Итого	1,43	1,92	3,62	3,78	1,16	1,19	1,63	1,13	0,89	1,62	1,83	3,88	24,08
Изменение запасов воды в водохранилище	0,16	0,16	-0,09	1,55	2,35	0,91	-0,04	0,34	0,44	0,18	0,13	0,19	6,28
Невязка:													
км³	0	-0,11	0,15	0,15	0,21	-0,09	-0,13	-0,12	-0,02	-0,06	0,02	0,01	0,01
%	0	5,3	4,0	2,7	5,6	4,3	8,0	8,2	1,5	3,3	1,0	0,2	0

Водный баланс природных объектов



воды, в  $\text{м}^3/\text{с}$ , а  $T$  — продолжительность расчетного интервала времени в сутках).

Согласно исследованиям на крупных реках и водохранилищах СССР, средняя ошибка гидрометрического учета притока и стока составляет  $\pm 5\%$ , а погрешность определения среднего уровня, по которому рассчитывается аккумуляция,  $\pm 10$  мм.

Уравнение (99) может быть использовано для определения продолжительности расчетного периода с гарантией того, что относительная ошибка  $C_L$  не будет превышать  $\pm 5\%$ , т. е. она находится в пределах гидрометрической точности оценки стока.

Если с увеличением расходов притока (например, в период дождей или снеготаяния) величина  $C_L$  будет существенно меньше  $5\%$ , то можно сократить расчетный интервал времени. В этом случае  $T$  уменьшается с таким расчетом, чтобы при заданном расходе обязательно выполнялось условие  $C_L < 5\%$ .

### 5.3 Болота

Исследование водного баланса болот имеет важное значение как для выбора наиболее эффективных способов их мелиорации, так и для установления взаимосвязи водного баланса болот и речных бассейнов, в пределах которых расположены болота [29].

При расчете водного баланса болотного массива необходимо учитывать его тип. Болота по своему местоположению, условиям водного питания, характеру растительного покрова и закономерностям распределения по территории болотного массива разделяются на два основных типа: верховые и низинные. Для верховых болот характерно водораздельное положение, выпуклая форма поверхности, почти исключительно атмосферное питание, олиготрофная растительность. Для низинных болот характерно залегание в котловине, долине или пойме реки, вогнутая или плоская форма поверхности, смешанное питание (осадки плюс поверхностный и подземный приток с суходолов), евтрофная растительность [71, 137].

По интенсивности влагообмена (см. раздел 8) торфяная залежь на естественных (немелиорированных) болотах разделяется на два слоя: верхний, деятельный или активный слой, в котором скорость стекания влаги в направлении уклона поверхности велика, и нижерасположенный инертный слой, составляющий основную толщу торфяной залежи, в котором процессы фильтрации и водообмена протекают медленно.

Деятельный слой обладает большой пористостью и резко переменным влагосодержанием. Толщина его колеблется от 80—100 мм в низинных болотах до 600—700 мм в верховых. Сток воды в деятельном слое происходит частично по поверхности болота, частично фильтрационным потоком.

Инертный слой характеризуется очень малой водопроницаемостью (коэффициенты фильтрации в нем в  $10^3$ — $10^4$  раз меньше, чем в деятельном слое) и малоизменяющимся во времени влагосодержанием.

Вследствие таких различий в свойствах деятельного и инертного слоев торфа почти весь горизонтальный сток с болот происходит в деятельном слое фильтрационным или поверхностно-фильтрационным пу-

тем. Объем горизонтального стока, формирующегося в инертном слое, составляет менее 1% стока деятельного слоя. Таким образом, горизонтальный сток с болотных массивов практически равен объему воды, протекающему через деятельный слой.

Общее уравнение водного баланса применительно к болотному массиву имеет следующий вид [71]:

$$P + Q_3 + Q_4 - Q_1 - Q_2 + Q_5 - E - \Delta M - \eta = 0, \quad (100)$$

где  $P$  — осадки на поверхность болота;  $Q_1$  — сток по вытекающим из болота водоотводам;  $Q_2$  — горизонтальный сток по деятельному слою болота, поступающий на суходол рассредоточенным потоком;  $Q_3$  — приток на болото по рекам и ручьям;  $Q_4$  — приток на болото поверхностных вод со склонов окружающих суходолов, а также грунтовых вод по водоносным слоям, выклинивающимся в торфяную залежь на границе болота;  $Q_5$  — вертикальный водообмен между торфяной залежью и подстилающим ее минеральным грунтом ( $Q_5 \geq 0$ );  $E$  — испарение с поверхности болота;  $\Delta M$  — изменение влагозапасов в деятельном слое болота за расчетный период.

Уравнение (100) может быть использовано для расчета годовых, сезонных, месячных и декадных водных балансов болотного массива за отдельные годы. Для многолетнего периода  $\Delta M = 0$ .

В зависимости от конкретных условий водного питания болота уравнение (100) может упрощаться за счет исключения или приравнивания нулю отдельных составляющих, или, наоборот, может усложняться за счет введения дополнительных членов.

Составляющие водного баланса определяются по данным наблюдений за гидрометеорологическими элементами на болотных массивах. При этом осадки  $P$ , суммарное испарение  $E$ , сток из болота  $Q_1$  и приток  $Q_3$  измеряются непосредственно. Изменение влагозапасов в деятельном слое  $\Delta M$  вычисляется по данным наблюдений за колебаниями уровня болотных вод и коэффициентам водоотдачи деятельного слоя, определенным опытным путем [71, 137]. Горизонтальный сток по деятельному слою болотного массива  $Q_2$  оценивается по данным об уровнях болотных вод и экспериментально определяемым фильтрационным характеристикам деятельного слоя [52].

Приток на болото поверхностных склоновых и грунтовых вод  $Q_4$ , а также вертикальный водообмен  $Q_5$  обычно вычисляются суммарно как остаточный член уравнения водного баланса.

Величины испарения, а также изменения запасов болотных вод неодинаковы в различных характерных частях болотного массива, так называемых болотных микроландшафтах, под которыми понимаются части болотного массива, однородные по характеру микрорельефа и водно-физическим свойствам деятельного слоя, занятые одной растительной ассоциацией или несколькими близкими по составу и структуре ассоциациями. Поэтому наблюдения за испарением и уровнем болотных вод, а также определения фильтрационных характеристик деятельного слоя производятся для каждого болотного микроландшафта в отдельности, а затем величины испарения и изменений запасов болотных вод осредняются для всего болотного массива в целом с учетом площади, занимаемой каждым микроландшафтом.

ТАБЛИЦА 20. Элементы водного баланса (в мм) верхового болотного массива за

Месяц	Осадки	Сток	Изменение запасов влаги	Испарение	Невязка
1960 г. — маловодный					
Май	26	16	-67	78	-1
Июнь	69	0	-5	105	-31
Июль	73	0	-12	103	-18
Август	82	0	16	67	-1
Сентябрь	32	0	-4	34	2
Октябрь	44	0	4	7	33
Сумма	326	16	-68	394	-16

Изменение запасов влаги в деятельном слое болотного массива устанавливается по формуле

$$\Delta M = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n a_i \nu_i \Delta h_i, \quad (101)$$

где  $\nu_i$  и  $\Delta h_i$  — коэффициенты удельной водоотдачи, определяемые экспериментальным путем, и изменения уровня воды для площади микроландшафта;  $A$  — общая площадь болота. Подобным образом определяется среднее значение испарения для всего болота

$$E = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n a_i E_i, \quad (102)$$

где  $E_i$  — испарение за расчетный период с площади  $a_i$  микроландшафта.

Пример результатов расчета водного баланса небольшого верхового болота за летние полугодия (с мая по октябрь) приведен в табл. 20, а за гидрологический год — в табл. 21. Составляющие водного баланса были измерены или рассчитаны. Сток измерялся в четырех ручьях, стекающих с болота. Однако при высоких уровнях болотных вод весной и в многоводные годы осенью наблюдался сток с окраев болота на суходол рассредоточенным потоком, который определялся как остаточный член водного баланса, включающий и его невязку. Осадки измерялись с помощью осадкомеров, испарение — по испарителям модели ГГИ—Б-1000 [137]; изменение влагозапасов в деятельном слое рассчитывалось по данным об уровнях болотных вод и коэффициентам водоотдачи. Такой расчет возможен потому, что благодаря большой пористости верхних слоев торфяной залежи и расположению уровня воды на небольшой глубине от поверхности, содержание влаги в зоне аэрации болот, как правило, близко к полевой влагоемкости (равновесному распределению влаги в капиллярной кайме).

летнее полугодие 1960 и 1962 гг.

Месяц	Осадки	Сток	Изменение запасов влаги	Испарение	Невязка
1962 г.—многоводный					
Май	60	28	-47	76	3
Июнь	119	10	16	101	-8
Июль	103	22	-7	92	-4
Август	67	32	37	65	14
Сентябрь	132	69	-21	39	45
Октябрь	56	23	7	10	16
Сумма	618	184	-15	383	66

ТАБЛИЦА 21. Элементы водного баланса (в мм) верхового болотного массива за гидрологический год (с 1 ноября по 31 октября)

Годы	Осадки	Сток с болота по русловой сети	Испарение	Изменение влагозапасов	Горизонтальный сток по деятельному слою и невязка баланса
1956—57	959	279	440	35	205
1957—58	877	270	469	-16	154
1958—59	725	197	467	-42	103
1959—60	615	82	469	-26	90
1960—61	894	202	478	53	161
1961—62	1065	351	441	39	234
1962—63	789	158	453	-24	202
1963—64	631	148	444	-29	68
1964—65	785	179	438	32	136
1965—66	1057	327	489	10	231
Среднее	840	219	458	3	160

Однако в летние месяцы засушливых лет при низких уровнях воды на болоте из-за неучета иссушения верхних слоев торфяной залежи ниже влажности, соответствующей полевой влагоемкости, возникают большие отрицательные невязки в месячных водных балансах (см. табл. 20).

#### 5.4 Бассейны подземных вод

Ниже даются условные обозначения для подземных вод (см. также рис. 12 см. на стр. 67).

Методы расчета водных балансов

Индексы

Тип	Индекс	Значение
Значки после условного обозначения	<i>c</i> <i>int</i> <i>ou</i> <i>P</i> <i>a</i> <i>β</i> <i>μ, γ</i>	Капиллярный Внутрипочвенный сток Склоновый сток От осадков Забор для хозяйственных целей Возврат из других бассейнов Обмен с поверхностным стоком

Условные обозначения

Условные обозначения	Значение	Единицы измерений
<i>d</i>	Мощность слоя породы	м
<i>h</i>	Уровень подземных вод, пьезометрический напор	м
<i>v</i>	Отношение изменения запасов подземных вод к изменению уровня подземных вод	—
$v_{sz}$	Удельная водоотдача	—
$v_{uz}$	Дефицит насыщения	—

При изучении водного баланса речных бассейнов важное значение имеет расчет баланса верхнего водоносного слоя. Таким образом, уравнение (1) должно решаться для бассейна, нижней границей которого является поверхность первого водоупора, выше которого формируются изменяющиеся запасы подземных вод. При выполнении детальных гидрологических исследований необходимо изучить и рассчитать водный баланс бассейнов подземных вод как независимых водных объектов. Расчет водного баланса бассейнов подземных вод особенно важен для обоснования проектов по эксплуатации подземных вод как источника водоснабжения [15, 81, 108, 38].

Общая форма уравнения водного баланса для бассейна подземных вод или его части за любой интервал времени имеет следующий вид:

$$Q_{up} + Q_{up} + Q_{u1} + Q_{u1} - Q_{u2} - Q_{u\gamma} + Q_{u\beta} - Q_{uc} - Q_{uo} - Q_{uz} - Q_{ua} - \Delta G - \eta_1 = 0 \quad (103)$$

или

$$(Q_{u1} + Q_{u1} - Q_{uo} - Q_{u2}) + (Q_{up} - Q_{uc}) + (Q_{up} - Q_{u\gamma} - Q_{uz}) + (Q_{u\beta} - Q_{ua}) - \Delta G - \eta_1 = 0, \quad (104)$$

где  $Q_{up}$  — приток (инфильтрация) осадков на поверхность подземных вод;  $Q_{up}$  — приток поверхностных вод на расчетном участке водоносного слоя вдоль русла реки;  $Q_{u\gamma}$  — отток подземных вод вдоль русла;  $Q_{u1}$  — приток подземных вод по данному водоносному слою в расчетный участок;  $Q_{u1}$  — приток подземных вод из других водоносных слоев;  $Q_{u\beta}$  — искусственное пополнение (подпитывание скважины и т. д.);  $Q_{uc}$  — отток подземных вод в зону аэрации для пополнения влаги, из-

расходованной на суммарное испарение;  $Q_{uo}$  — отток подземных вод из расчетного бассейна через данный водоносный слой;  $Q_{u2}$  — отток подземных вод в другие водоносные слои;  $Q_{u3}$  — отток подземных вод через родники;  $Q_{ua}$  — отбор артезианских вод;  $\Delta G$  — изменение запасов подземных вод;  $\eta_1$  — количественно неучтенные элементы баланса и погрешности определения других элементов баланса. Последние два члена уравнения, т. е.  $\Delta G$  и  $\eta_1$  могут быть как положительными, так и отрицательными.

В уравнении для многолетнего периода за гидрологический год член  $\Delta G$  может быть принят равным нулю. Для водоносных слоев на плотных водоупорах можно исключить элемент баланса  $Q_{u2}$ , представляющий отток грунтовых вод в другие водоносные слои. Если производится расчет водного баланса для ограниченного водоносного слоя, лежащего в пределах подземного водосбора (в пределах всего замкнутого подземного бассейна), уравнение (103) может быть значительно упрощено.

Определение отдельных элементов уравнения (104) целесообразно производить по данным непосредственных наблюдений. Например, первый компонент уравнения (104), характеризующий подземный водообмен через границу расчетного участка, может быть определен посредством гидродинамического расчета расходов грунтовых вод по соответствующим уравнениям движения грунтовых вод. Однако в самых простейших случаях при этом требуются наблюдения за уровнями воды и данные о водопроницаемости по сети наблюдательных скважин. Третий компонент уравнения (104) может быть определен на основе измерений расхода родников и расчетов стока грунтовых вод для  $Q_{u\gamma}$  и  $Q_{u\mu}$  или при использовании измерений стока по уравнению баланса поверхностных вод (см. рис. 12)

$$Q_{sI} + Q_{ov_0} + Q_{u3} + Q_{u\gamma} - Q_{up} - Q_{so} - \Delta S_s - \eta_2 = 0. \quad (105)$$

или

$$Q_{up} - Q_{u\gamma} - Q_{u3} = Q_{sI} + Q_{ov_0} - Q_{so} - \Delta S_s - \eta_2, \quad (105a)$$

где  $Q_{sI}$  — приток поверхностных вод с площади соседних бассейнов (включая искусственные переброски воды);  $Q_{so}$  — отток поверхностных вод за пределы данной площади (включая безвозвратный забор вод из рек и озер);  $Q_{ov_0}$  — поступление склонового стока в речное русло;  $\Delta S_s$  — изменение запасов поверхностных вод; при этом принимается, что количество осадков, выпадающих на водную поверхность, и испарение с нее ничтожно мало. При использовании этого уравнения величина склонового стока рассчитывается независимо или принимается очень незначительной. Четвертый компонент уравнения (104) может быть рассчитан по данным об эксплуатации артезианских водоносных слоев и подпитывающих скважин [171]. Таким образом, при определении трех компонентов уравнения (104) это выражение можно использовать для расчета полного инфильтрационного пополнения грунтовых вод в случаях, когда можно определить изменение запасов подземных вод или когда они крайне незначительны ( $Q_{up} - Q_{uc}$ ). Полное инфильтрационное питание грунтовых вод ( $Q_{up} - Q_{uc}$ ) может быть также определено из уравнения баланса почвенной влаги (см. рис. 12):

$$Q_{up} - Q_{uc} = P - Q_{ov_0} - E - \Delta M - \eta_3, \quad (106)$$

где  $P$  — осадки;  $E$  — суммарное испарение;  $\Delta M$  — изменение запасов почвенной влаги.

Таким образом, если  $(Q_{up} - Q_{uc})$  может быть рассчитано по уравнению (106), вполне возможно использовать уравнение (104) для расчета  $\Delta G$ . Наоборот, если уравнение (104) используется для расчета  $(Q_{up} - Q_{uc})$ , тогда уравнение (106) может быть использовано для оценки  $\Delta M + \eta_3$ .

Из вышеизложенного следует, что может быть получена независимая оценка пополнения грунтовых вод путем инфильтрации с использованием уравнений баланса грунтовых вод и почвенной влаги [94, 171]. Если производятся детальные наблюдения за уровнем грунтовых вод на гидрогеологических станциях и если имеются данные по параметрам водоносных слоев, можно рассчитать пополнение за счет инфильтрации с помощью гидродинамических расчетов, основанных на измерениях колебаний уровня воды. Независимые величины  $(Q_{up} - Q_{uc})$  могут быть также получены по лизиметрическим наблюдениям [94]. В качестве примера применения уравнения баланса грунтовых вод рассмотрим естественный первый водоносный слой под поверхностью почвы ( $Q_{u\alpha} = Q_{u\beta} = 0$ ) на водоупоре ( $Q_{u1} = Q_{u2} = 0$ ). В этом случае уравнение баланса подземных вод (104) приводится к виду

$$(Q_{u1} - Q_{u0}) + (Q_{up} - Q_{uc}) + (Q_{u\mu} - Q_{u\gamma} - Q_{u3}) - \Delta G - \eta_1 = 0. \quad (107)$$

Если одновременно с определением  $(Q_{u\mu} - Q_{u\gamma} - Q_{u3})$  можно рассчитать изменение запасов грунтовых вод  $\Delta G$  и если независимо рассчитана величина  $(Q_{up} - Q_{uc})$ , тогда можно оценить разность между притоком  $Q_{u1}$  и оттоком  $Q_{u0}$  грунтовых вод для данной площади без гидродинамического расчета этого притока и оттока. Нужно учитывать, что  $(Q_{up} - Q_{uc})$  можно рассчитать по уравнению баланса почвенной влаги (106), а величину  $(Q_{u\mu} - Q_{u\gamma} - Q_{u3})$  — по уравнению баланса поверхностных вод (105), не прибегая к помощи гидродинамических расчетов движения грунтовых вод.

При  $\Delta G = 0$  отрицательное значение  $(Q_{u1} - Q_{u0})$  означает, что происходит пополнение грунтовых вод и увеличивается их отток, в то время как положительное значение этой величины свидетельствует о преимущественном расходе грунтовых вод с данной территории. Таким образом, многолетнее значение  $(Q_{u1} - Q_{u0})$  является показателем естественного режима грунтовых вод в той части водоносного слоя, для которого производился расчет водного баланса.

Наличие подземного водообмена между речными бассейнами (или их частями с преобладающими областями пополнения или расхода водоносного слоя), связанного с геоструктурными или гидрогеологическими особенностями территории, приводит к необходимости включения компонентов обмена подземных вод в общее уравнение водного баланса (1). В этих условиях составление водного баланса требует выбора расчетной площади, основанной на учете направления подземного водообмена [125]. Была предложена модель водного баланса, которая основана на выборе расчетных площадей в соответствии с их расположением на площади питания подземных вод, транзита и разгрузки [93].

Приводимое выше положение наилучшим образом иллюстрируется расчетами водного баланса для артезианских бассейнов. Разделение

артезианского бассейна на площади питания и разгрузки необходимо для определения структуры уравнения водного баланса для более мелких речных бассейнов в пределах артезианского бассейна. Для речных бассейнов, расположенных в районах, получающих артезианские воды из других районов, уравнение водного баланса представляется следующим образом:

$$P + Q_{sl} + Q_{u1} - E - Q_{so} - Q_{uo} + Q_{u1} - Q_{u2} - \Delta S - \eta = 0, \quad (108)$$

где  $Q_{u1}$  — приток артезианских вод в бассейн;  $Q_{u2}$  — потери в глубокие водоносные слои, дренируемые за пределы рассматриваемого речного бассейна. Другие речные бассейны могут быть расположены в районах, где происходит пополнение артезианского водоносного слоя. В этом случае  $Q_{u1}$  представляет собой величину оттока и имеет отрицательный знак.

Выше рассмотрена структура уравнения баланса грунтовых вод применительно к исследованиям водных ресурсов. Мало внимания было уделено оценке точности, с которой рассчитываются члены этого уравнения, оснащению и методам производства наблюдений за грунтовыми водами [53], точности измерений уровня грунтовых вод [69], системам изолиний стока грунтовых вод [39, 40, 41], проектированию сетей по наблюдению за грунтовыми водами [45, 92] и стратегии, применяемой при проведении исследований в бассейне грунтовых вод [95, 108, 109, 92].

Приведенная выше литература обеспечит пояснения в отношении применения и точности уравнения баланса грунтовых вод. Здесь же можно немного сказать о точности расчетов баланса грунтовых вод. Погрешность расчета может быть довольно значительной. Поэтому важно обосновывать структуру уравнения, исходя из правильного понимания типа потока грунтовых вод. Любые гидрометеорологические сведения, которые используются для оценки какого-либо из элементов баланса, должны быть по возможности точными. Трудно получить точную величину модуля стока. Однако погрешности могут быть уменьшены за счет правильного выбора периода времени, за который изменения запаса подземных вод приближаются к нулю. Точно также недостаточные сведения в отношении распределения проницаемости часто ограничивают точность гидродинамических расчетов стока грунтовых вод. Таким образом, рекомендуется проверять гидродинамические расчеты целым рядом независимых методов, например уравнениями (105), (106) или (107).

### 5.5 Горноледниковые бассейны, горные ледники и ледниковые щиты

Уравнение водного баланса горноледникового бассейна для коротких интервалов времени (месяцы, сезоны) может быть записано в следующем виде:

$$P - E - Q - \Delta S_{gl} - \Delta S_{sn} - \Delta M - Q_{up} + Q_{uc} - \eta = 0, \quad (109)$$

где  $P$  — осадки;  $E$  — испарение;  $Q$  — сток в замыкающем створе со всей площади горноледникового бассейна;  $\Delta S_{gl}$  — изменение общего запаса льда и снега на поверхности всех ледников бассейна за расчетный



период;  $\Delta S_{sn}$  — изменение запасов сезонного снежного покрова на площади бассейна, не занятой ледниками;  $\Delta M$  — изменение влагозапасов в зоне аэрации неледниковых площадей бассейна;  $(Q_{up} - Q_{uc})$  — водообмен между грунтовыми водами и зоной аэрации ( $Q_{uc}$  — подпитывание зоны аэрации за счет грунтовых вод,  $Q_{up}$  — просачивание или поступление влаги в грунтовые воды из зоны аэрации);  $\eta$  — невязка баланса.

Это уравнение позволяет определить сток  $Q$  со всей площади горноледникового бассейна, водоразделы которого для поверхностных и подземных вод полностью совпадают. Члены уравнения (109) определяются отдельно для ледниковых и неледниковых площадей. Величина  $\Delta S_{gl}$  определяется для площадей, занятых горными ледниками, и выражает изменение общего запаса льда и снега на поверхности всех горных ледников в данном бассейне. Все остальные составляющие уравнения (109) определяются для площади бассейна, не занятой горными ледниками.

Твердые и жидкие осадки  $P$  определяют по данным снегосъемок и суммарных осадкомеров, размещенных в различных частях бассейна. Снегомерные съемки являются также средством и для определения величины  $\Delta S_{sn}$ . Величину  $\Delta S_{gl}$  можно определить различными способами, например по наблюдениям за стаиванием поверхности ледника с помощью специальных реек (реек абляции), установленных во льду, методом теплового баланса или более приближенно по данным о температуре воздуха.

Для определения испарения  $E$  могут быть использованы изложенные в разделе 3.4.3 методы расчета или данные наблюдений с помощью испарителей. Определение величины  $\Delta M$  сопряжено с трудоемкими работами по измерению влажности весовым и другими методами, а для определения водообмена между грунтовыми водами и зоной аэрации ( $Q_{up} - Q_{uc}$ ) методы измерения отсутствуют и он обычно входит в величину невязки.

Уравнение (109) описывает водный баланс за конкретные периоды небольшой продолжительности (отдельные месяцы, сезоны). Для среднего многолетнего года можно принять  $\Delta M = 0$  и  $\Delta S_{sn} = 0$ . Однако величина  $\Delta S_{gl}$ , в отличие от  $\Delta M$ , в общем случае не сводится к нулю ни при каких периодах осреднения, если нет достаточно веских оснований полагать, что ледник находится в состоянии равновесия. Даже очень незначительное увеличение или уменьшение ледника приводит к существенным изменениям величины  $\Delta S_{gl}$ .

Для каждого отдельно взятого ледника величина  $\Delta S_{gl}$ , выражающая баланс твердой фазы глетчерного вещества, может быть определена исходя из следующего уравнения баланса льда и снега горного ледника:

$$\Delta S_{gl} = P_{sn} + Q_{gl+sn} + \Delta S_{snf} - \Delta S_{snm} - E, \quad (110)$$

где  $\Delta S_{snm}$  — количество растаявшего снега и льда за расчетный интервал времени;  $\Delta S_{snf}$  — количество талой воды, замерзшей в толще фирна;  $E$  — испарение с поверхности ледника;  $P_{sn}$  — количество выпавших на поверхность ледника твердых осадков;  $Q_{gl+sn}$  — количество льда и снега, поступившего на поверхность ледника за счет лавин и метелевого переноса.

Вопрос о водном балансе ледниковых щитов (куполов) еще недостаточно разработан, поэтому данная задача может быть решена в наиболее общем виде. Уравнение водного баланса льда и снега ледникового щита имеет следующий вид:

$$\Delta S_{gl} = P'_{sn} - \Delta S_{sn} - \Delta S_{ice} - E. \quad (111)$$

где  $\Delta S_{gl}$  — изменение общего количества льда и снега данного ледникового щита за расчетный период;  $\Delta S_{sn}$  — количество растаявшего снега и льда;  $\Delta S_{ice}$  — количество льда, израсходованного на формирование айсбергов;  $E$  — испарение с поверхности ледникового щита;  $P'_{sn}$  — количество твердых осадков на ледниковом щите.

## 5.6 Водный баланс внутренних морей

Уравнение водного баланса внутренних морей, например Балтийского моря, за любой интервал времени может быть представлено следующим образом:

$$Q_s + Q_{ul} + Q_{stl} + P_s - E_s - Q_{sto} - \Delta S_s = 0, \quad (112)$$

где  $Q_s$  — поверхностный приток в море (в основном это суммарный речной сток в море);  $Q_{ul}$  — подземный приток в море с его берегов и дна;  $Q_{stl}$  — приток воды из океана по проливам, соединяющим море с океаном;  $Q_{sto}$  — отток из моря по этим проливам;  $P_s$  — осадки на поверхность моря;  $E_s$  — испарение с поверхности моря;  $\Delta S_s$  — изменение запасов воды в море, которое в большинстве случаев равно нулю.

Значение  $Q_s$  определяется стандартными гидрометрическими методами с помощью измерений расходов воды рек, впадающих в море в створах, расположенных вблизи от устья;  $Q_{stl}$  и  $Q_{sto}$  — величины, определяемые на основе данных океанографических исследований течений в проливах, соединяющих море с океаном;  $P_s$  и  $\Delta S_s$  — могут определяться методами, используемыми при расчете этих элементов для крупных водохранилищ (см. разделы 3.2.4 и 3.5.2.3);  $E_s$  — рассчитывается методом теплового баланса. Непосредственные измерения подземного притока в море представляются наиболее трудными. Подземный приток можно рассчитать с помощью гидрогеологических методов или определить в виде остаточного члена уравнения водного баланса.

Приближенный средний многолетний баланс Балтийского моря (типичного внутреннего моря) приводится в табл. 22 [148].

ТАБЛИЦА 22. Средний многолетний водный баланс Балтийского моря

	Элементы притока		Элементы оттока		
	мм	км <sup>3</sup>	мм	км <sup>3</sup>	
Поверхностный приток $Q_s$	1140	440	Сток в Северное море через Датские проливы $Q_{sto}$	1190	459
Осадки $P_s$	550	212	Испарение $E_s$	500	193
Итого	1690	652	Итого	1690	652

*Методы расчета водных балансов*

Водный баланс составлялся по упрощенному уравнению

$$Q_s + P_s - E_s - Q_{sto} = 0. \quad (113)$$

Сток  $Q_{sto}$  из Балтийского моря в Северное через Датские проливы был получен по разнице

$$Q_{sto} = (Q_s + P_s) - E_s.$$

Площадь поверхности моря принималась равной 385 000 км<sup>2</sup>.

## 6. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ВОДНЫЕ БАЛАНСЫ

Региональные водные балансы (для крупных территорий, отдельных стран, морских бассейнов, континентов), как правило, определяются только за многолетний период.

### 6.1 Водный баланс стран

Определение водного баланса отдельных стран имеет следующее назначение: получение данных, необходимых, во-первых, для рационального использования национальных водных ресурсов, и, во-вторых, для составления обобщенных водных балансов морских бассейнов, континентов и земного шара в целом.

Государственные границы почти никогда не совпадают с водоразделами, они пересекают речные бассейны, оставляя обширные их части за пределами страны. С этих зарубежных частей бассейнов на территорию данной страны могут поступать значительные объемы речного стока по руслам рек, пересекающих государственные границы. Поэтому водный баланс отдельных стран за многолетний период (за который изменение влагозапасов  $\Delta S$  и подземный водообмен с соседними территориями  $Q_{иГ} - Q_{иО}$  могут быть приравнены нулю) вычисляется по следующему упрощенному уравнению баланса:

$$P - E - Q_{so} + Q_{sГ} = 0, \quad (114)$$

где  $Q_{sГ}$  — общий объем притока вод, приносимых на рассматриваемую территорию реками из зарубежных районов;  $Q_{so}$  — общий объем стока речных вод за пределы страны. Разность  $Q_{so} - Q_{sГ} = Q$  представляет собой сток, формирующийся в пределах рассматриваемой страны, который можно условно назвать местным стоком.

Расчет осадков  $P$  и испарения  $E$ , осредненных по всей территории страны, производится по методике, описанной в разделах 3.2 и 3.4, величины  $Q_{sГ}$  и  $Q_{so}$  определяются по данным измерений речного стока на ближайших к государственной границе гидрометрических створах. В случаях большого удаления гидрометрических створов от границы сток у границы рекомендуется уточнять по графикам изменения водности реки по ее длине.

Величина местного стока  $Q$  может быть получена не только по разности общих величин оттока и притока вод, но и путем суммирования стока отдельных рек (или их участков), находящихся в пределах территории данной страны. Обычно значения местного стока, полученные двумя указанными способами, бывают близки. Однако если сток, формирующийся на данной территории, составляет около 50% и более разности объемов оттока и притока, то ошибка разности (первый способ) может быть значительной. В таких случаях предпочтение следует отдавать второму способу.

При отсутствии сведений о стоке отдельных рек объем местного стока может быть определен по карте среднего годового стока.

ТАБЛИЦА 23. Водный баланс СССР по республикам

Республика	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Компоненты водного баланса					
		в км <sup>3</sup>			в мм		
		осадки	сток	испарение	осадки	сток	испарение
РСФСР	16 905	9 653	3977	5676	571	235	336
Украинская	601,0	366	50,0	316	609	83	526
Молдавская	33,7	17,5	0,8	16,7	520	24	496
Белорусская	207,6	155	36,4	119	745	175	570
Эстонская	45,1	33,6	11,7	21,9	746	259	487
Латвийская	63,7	52,2	17,1	35,1	820	268	552
Литовская	65,2	52,5	15,3	37,2	805	235	570
Грузинская	69,7	99,0	53,6	45,4	1420	769	651
Азербайджанская	86,6	53,3	8,7	44,6	616	101	515
Армянская	29,8	20,2	6,5	13,7	678	218	460
Казахская	2 666,8 <sup>2</sup>	820	64,7	755	308	24	284
Узбекская	415,6 <sup>2</sup>	96,5	11,1	85,4	232	27	207
Киргизская	192,3 <sup>2</sup>	90,4	52,8	37,6	470	274	196
Таджикская	143,1	85,3	51,2	34,1	596	358	238
Туркменская	488,1	100	1,00	99,0	205	2	203
Вся территория СССР	22 013 1,2	11 694	4358	7336	531	198	333

<sup>1</sup> Без крупных островов Северного Ледовитого океана.<sup>2</sup> Без бессточных водоемов (Аральское море, Балхаш и Иссык-Куль).

ТАБЛИЦА 24. Компоненты речного стока на территории смежных административных областей за многолетний период [48]

Река	Приток речных вод в область			Сток, формирующийся в пределах области		Отток речных вод из области		
	откуда поступает	площадь водосбора, км <sup>2</sup>	объем годового стока, км <sup>3</sup>	площадь водосбора, км <sup>2</sup>	объем годового стока, км <sup>3</sup>	куда поступает	площадь водосбора, км <sup>2</sup>	объем годового стока, км <sup>3</sup>
Тамбовская область								
Ворона	Из Пензенской обл.	4 010	0,39	7 930	0,89	В Воронежскую обл.	11 940	1,28
Лесной Воронеж	Из Рязанской обл.	740	0,07	—	—	—	—	—
Воронеж	—	—	—	8 150	0,80	В Липецкую обл.	8 890	0,87
Савала	—	—	—	1 820	0,16	В Воронежскую обл.	1 820	0,16
Цна	—	—	—	13 700	1,64	В Рязанскую обл.	13 700	1,64
Прочие реки	—	—	—	2 700	0,29	В Воронежскую обл.	2 700	0,29
	Вся область	4 750	0,46	34 300	3,78		39 050	4,24
Воронежская область								
Дон	Из Липецкой обл.	33 850	4,42	31 670	2,19	В Ростовскую обл.	—	—
Воронеж	То же	17 460	1,77	4 400	0,40		—	—
Тихая Сосна	Из Белгородской обл.	2 400	0,23	1 700	0,15		101 100	10,1
Потудань	То же	1 760	0,22	1 080	0,08			
Черная Калитва	То же	1 250	0,09	2 840	0,23			
Прочие реки	Из Тамбовской обл.	2 700	0,29	—	—			
Хопер	Из Саратовской обл.	17 930	1,84	10 710	0,70	В Волгоградскую обл.	42 410	3,95
Савала	Из Тамбовской обл.	1 820	0,16					
Ворона	То же	11 940	1,28					
	Вся область	91 110	10,3	52 400	3,75		143 510	14,05

В случае сравнительно небольшой территории страны водный баланс может быть вычислен непосредственно без разделения ее на отдельные речные бассейны. Для более крупных стран, территория которых охватывает несколько крупных речных бассейнов, водный баланс страны в целом может быть получен путем суммирования компонентов водных балансов, определенных для отдельных речных бассейнов.

Иногда возникает необходимость рассчитать водный баланс не только страны в целом, но и ее отдельных административных единиц (округов, штатов, провинций) или важных в экономическом отношении районов. Методика расчета водного баланса таких территорий не отличается от вышеизложенной методики расчета, принятой для государств.

Пример расчета водного баланса по уравнению (114), выполненного для союзных республик и для Советского Союза в целом, приведен в табл. 23.

В табл. 24 дается пример расчета местного стока по притоку и оттоку для территории двух смежных административных областей СССР.

## 6.2 Водный баланс континентов

Водный баланс континентов [100] определяется путем суммирования элементов водного баланса отдельных государств, расположенных на данном континенте. Для этой же цели может быть произведено суммирование элементов водного баланса территории континента по бассейнам морей (или океанов).

При составлении водного баланса континентов особое внимание должно быть уделено увязке основных элементов баланса, определенных в различных государствах. В первую очередь увязываются расходы воды по длине крупных рек, пересекающих разные государства.

## 7. ВОДНЫЙ БАЛАНС АТМОСФЕРЫ

Уравнение водного баланса суши, подробно описанное в предыдущих главах, является одним из основных в гидрологии. Подобное уравнение можно составить и для воды, содержащейся в атмосфере. Систематическое совершенствование сети аэрологических станций, по данным наблюдений которых рассчитываются элементы водного баланса атмосферы, обеспечит получение более полных и точных данных по элементам этого уравнения. Размеры территорий и периоды времени, для которых можно рассчитывать средние значения элементов водного баланса атмосферы, зависят от плотности сети аэрологических станций и частоты наблюдений.

### 7.1 Основные уравнения водного баланса

Для фиксированных моментов времени в любых выбранных слоях ограниченных крупных территорий (например, крупные речные бассейны, болотные массивы и т. п.) и в атмосфере над ними, уравнения водного баланса имеют следующий вид [18]:

для деятельного слоя суши [см. уравнение (1)]

$$Q_I - Q_0 + P - E - \Delta M - \eta = 0, \quad (115)$$

для атмосферы над деятельным слоем

$$Q'_I - Q'_0 - P + E - \Delta W - \eta' = 0. \quad (116)$$

Уравнения (115) и (116) включают соответственно интегральный приток ( $Q_I$ ;  $Q'_I$ ) и сток ( $Q_0$ ;  $Q'_0$ ) влаги в деятельном слое суши и в атмосфере, а также динамику влагозапасов почво-грунтов  $\Delta M$  в выбранном слое и динамику влагосодержания атмосферы  $\Delta W$ . Для многолетнего периода  $\Delta M$  и  $\Delta W$  равны нулю. Однако эти члены должны учитываться при расчетах водного баланса за короткие интервалы времени.

### 7.2 Уравнение водного баланса системы атмосфера—деятельный слой суши

Уравнение водного баланса системы атмосфера—деятельный слой суши получается при совместном решении уравнений (115) и (116)

$$\Delta Q + \Delta Q' - \Delta M - \Delta W - N = 0, \quad (117)$$

где

$$\Delta Q = Q_I - Q_0; \quad \Delta Q' = Q'_I - Q'_0;$$

$$N = \eta + \eta'.$$

Уравнение (117), содержащее данные о потоках влаги в атмосфере и изменении ее содержания, может быть использовано в качестве



контрольного при расчетах составляющих водного баланса суши или как косвенный метод определения тех элементов баланса, которые трудно измерить.

### 7.3. Решение уравнения водного баланса атмосферы (Условные обозначения приведены в разделе 3.4.1.1)

Уравнение водного баланса атмосферы может быть применено не только для исследования роли водяного пара в общей циркуляции атмосферы [132, 119] или роли конвективных облаков в водном балансе атмосферы [67], но для оценки разности между средним годовым испарением и осадками, осредненными по выбранному участку земной поверхности, имеющему любую форму [32, 117].

Для площади  $A$ , ограниченной кривой  $C$ , уравнение (116) имеет вид

$$E - P - \Delta W - \frac{T}{gA} \int_{p_t}^{p_s} (\oint_C \overline{hu_n} dC) dp - \eta' = 0, \quad (118)$$

где  $p_s$  и  $p_t$  — атмосферное давление соответственно у поверхности земли и на верхнем уровне атмосферы;  $h$  — удельная влажность;  $u_n$  — компонент скорости ветра, нормальный к контуру  $C$  и направленный наружу. Знак  $(-)$  указывает на осреднение за расчетный период  $T$ .

В уравнении (118) член  $\Delta W$  — разность осредненных по площади величин содержания пара в исследуемом слое атмосферы в начале и в конце расчетного периода  $T$ , где

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} h dp. \quad (119)$$

Обычно величина  $\Delta W$  равна нескольким миллиметрам и, как правило, этим членом можно пренебречь при расчете годовых и средних годовых водных балансов. Однако для расчета балансов за сезон или более короткие периоды времени этот элемент может иметь существенное значение.

Интегральные члены в уравнениях (118) и (119) могут быть получены при наличии данных аэрологических наблюдений. В связи с тем что более 90% водяного пара в атмосфере сосредоточено ниже уровня поверхности 500 мб, расчеты водного баланса атмосферы с достаточной степенью надежности могут выполняться для слоя атмосферы, ограниченного давлением на верхнем уровне ( $p_t$ ), равным 500 или 400 мб. При этом целесообразно брать минимальный шаг по вертикали, равный 50 мб [117].

Интегральный член в уравнении (118) представляет собой дивергенцию потока атмосферного пара над площадью  $A$ . Элементы этого члена могут быть условно разделены на две части, характеризующие соответственно среднюю ( $\overline{h}$ ;  $\overline{u_n}$ ;  $\overline{hu_n}$ ) и турбулентную ( $h'$ ;  $u'_n$ ;  $\overline{h'u'_n}$ )

его составляющие, т. е.

$$\begin{aligned} h &= \bar{h} + h', \\ u_n &= \bar{u}_n + u'_n. \end{aligned} \quad (120)$$

Таким образом,

$$\overline{hu_n} = \overline{hu_n} + \overline{h'u'_n}. \quad (121)$$

Так как в климатологических справочниках обычно помещаются средние значения  $h$  и  $u$  для различных периодов осреднения (например, месяц или год), то средний поток водяного пара сравнительно просто подсчитать. Анализ данных наблюдений за последние 20 лет [119] показал, что связь между временными колебаниями  $h$  и  $u$  может быть значительной, в связи с чем членом  $\overline{h'u'_n}$  нельзя пренебрегать

### 7.3.1 Системы измерения и исходные данные

Всемирная оперативная сеть радиозондирования атмосферы является основным источником данных, необходимых для расчетов элементов водного баланса крупных территорий. Использование стандартных аэрологических наблюдений, которые включают данные только на уровнях 1000, 850, 700, 500 и 400 мб, как правило, не дает достаточно надежных вертикальных профилей  $h$  и  $u$ , необходимых для расчетов баланса водяного пара. Следует отметить, что программа наблюдений на сети радиозондирования, в основном предназначенной для метеорологических целей, как правило, не отвечает задачам составления водных балансов речных бассейнов. В большинстве случаев местоположение естественного гидрологического объекта не совпадает с размещением аэрологической сети; например пункты радиозондирования редко находятся на водоразделах бассейнов. В связи с этим при интерполяции данных между станциями, используемых для расчета элементов водного баланса водосборов, необходимо проводить систематический анализ полей влажности и ветра над большими регионами [30, 44]. При оценке надежности исходных данных следует помнить о возможных ошибках, обусловленных различиями в системах радиозондов, применяемых в разных государствах [37].

Среди специальных программ наблюдений, данные которых могут быть использованы для расчетов водных балансов атмосферы, следует упомянуть программы Барбадосского океанографического и метеорологического эксперимента (BOMEX) [67], — Международного полевого года по Великим озерам (IFYGL) [5, 20] и GARP Атлантического тропического эксперимента (GATE). Дополнительными источниками данных могут служить телеметрические системы, в частности геосинхронные спутники Земли.

### 7.3.2 Пространственный масштаб исследования и плотность сети аэрологических станций

Для анализа методом водного баланса потоков водяного пара в отдельных циклонах или в мезомасштабных циркуляционных системах

с целью выявления основных черт этих возмущений сеть аэрологических станций должна быть достаточно густой. При расчетах средних многолетних водных балансов наблюдательная сеть должна улавливать колебания величины  $E - P$ , возникающие в зависимости от изменения характера подстилающей поверхности. Например, в горных районах Северной Америки пространственная изменчивость средних многолетних величин  $E - P$  в значительной мере зависит от различных форм рельефа протяженностью от 200 до 600 км [131]. Аэрологические станции в данном районе расположены в среднем на расстоянии 250—350 км. При такой густоте сети станций пространственные изменения  $E - P$  не могут быть достаточно надежно учтены и исследованы.

Тем не менее данные существующей сети аэрологических станций успешно использовались для расчетов водных балансов некоторых крупных районов: Балтийского моря ( $3 \cdot 10^5$  км<sup>2</sup>) [118], бассейна р. Верхнее Колорадо ( $2,6 \cdot 10^5$  км<sup>2</sup>) [129] и территории Плато Прерий в Северной Америке (до  $5 \cdot 10^5$  км<sup>2</sup>) [131]. Специальные программы наблюдений, названные выше, включают расчеты водных балансов для относительно небольших территорий.

### 7.3.3 Временной масштаб исследования и частота наблюдений

Обычно стандартное зондирование атмосферы проводится 2 раза в сутки, что, вероятно, достаточно для расчетов потоков водяного пара в отдельных циклонах, но не позволяет надежно определить эти потоки в мезомасштабных циркуляционных системах. Такая частота наблюдений достаточна и при расчетах средних многолетних потоков влаги.

Однако при двухсрочных наблюдениях нельзя в полной мере выявить регулярные суточные колебания дивергирующего воздушного потока. Значительные крупномасштабные суточные колебания этих потоков описаны в литературе [64, 115, 128, 129, 130]. Хорошо известны и микромасштабные циркуляции с внутрисуточной изменчивостью: береговые бризы и горно-долинные ветры.

Для конкретного изучения суточных колебаний потоков водяного пара в таких циркуляционных механизмах в зависимости от местных условий, времени года и поставленных при исследовании задач может возникнуть необходимость в производстве большего числа аэрологических наблюдений в течение суток.

## 7.4 Методика расчета членов уравнения системы атмосфера—деятельный слой суши

Получив при решении соответствующих уравнений величины  $\Delta Q$  и  $\Delta Q'$  и зная  $\Delta W$ , можно рассчитать из уравнения (117) член  $\Delta M$ . Аналогично из приведенных уравнений можно оценить в случае необходимости «климатический» сток  $E - P$  или  $E$ .

Из-за небольшой точности определения составляющих уравнения водного баланса такие расчеты могут содержать погрешности, связанные с недостаточной точностью измерения, а также невязки расчета или неучтенные члены.

## 8. ОЦЕНКА ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ВОДООБМЕНА

При оценке продолжительности водообмена в деятельном слое гидросферы можно использовать критерий, отражающий интенсивность [77, 162] водообмена, называемый временем пребывания. Для данного вида влагозапасов (воды Мирового океана, атмосферы, гидросферы и биосферы суши) не существует одного характерного времени пребывания, а весь его спектр зависит от механизма водообмена соответствующего компонента. Независимо от этого механизма среднее (условное) время пребывания  $T_r$  может быть выражено в виде отношения среднего объема аккумуляции воды  $\bar{V}$  к среднему ее расходу (вход или выход)  $\bar{Q}$ , т. е.

$$T_r = \frac{\bar{V}}{\bar{Q}}. \quad (122)$$

Условное время пребывания влаги в атмосфере может быть рассчитано с помощью коэффициентов влагооборота и влагоиспользования [32]. Его среднее значение равно 8—10 дням. Эта величина невелика по сравнению с условным временем пребывания других аккумулятивных компонент гидрологического цикла [162].

Однако она вполне сравнима с временем пребывания вод биосферы (порядка 1-й недели) и вод в руслах рек (около двух недель). Эти компоненты обеспечивают динамику гидрологического цикла, хотя вместе взятые они составляют всего одну миллионную часть всей воды на земном шаре. Устойчивыми компонентами гидрологического цикла являются океаны ( $T_r \approx 4000$  лет), вода в твердой фазе ( $T_r$  составляет десятки—тысячи лет), глубокие подземные воды ( $T_r$  — до нескольких десятков тысяч лет) и болота ( $T_r$  — порядка нескольких лет). Промежуточными являются почвенные воды ( $T_r = 2 \div 4$  недели), вода в зоне аэрации и грунтовые воды, залегающие неглубоко от поверхности ( $T_r$  — до 1 года), которые обеспечивают связь между динамическими и постоянными элементами гидрологического цикла.

Эти факторы служат основой тех приближений, которые могут быть приняты при расчете различных водных балансов, изложенных в настоящем руководстве. Сведения о возможном времени пребывания различных компонент гидрологического цикла в этом или ином районе полезны при планировании частоты измерений каждого элемента для исследования водного баланса. Методы оценки частотного распределения времени пребывания, основанные на лимитирующих предположениях относительно механизма водообмена, даны в работе [24].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев А. Н. Водный баланс озера Байкал.— «Труды Байкальской лимнолог. станции АН СССР», 1960, т. 18, с. 240—241.
2. Anderson E. R. Energy budget studies in water-loss investigations.— In: Prof. Paper 269, 1954, U. S. Geol. Survey, p. 71—119.
3. Anderson E. R., Baker D. R. Estimating incident terrestrial radiation under all atmospheric conditions.— «Wat. Resour. Res.», 1967, vol. 3, p. 978—1005.
4. Андреев В. Г. Гидрологические расчеты при проектировании малых и средних гидроэлектростанций. Л., Гидрометеиздат, 1957, с. 524.
5. Aubert E. J. International Field Year for the Great Lakes: United States viewpoint.— In: Proc. Fifteenth Conference on Great Lakes Research, p. 699—705. Ann Arbor, Mich., Intern. Assoc. for Great Lakes Research.
6. AUSTRALIAN WATER RESOURCES COUNCIL. Evaporation from water storages. Canberra, Dept. of National Development, 1970. 81 p. (Hydrol. Ser. N 4).
7. AUSTRALIAN WATER RESOURCES COUNCIL. Estimating evapotranspiration: an evaluation of techniques. Canberra, Dept. of National Development, 1970. (Hydrol. Ser. N 5).
8. Badescu V. Determinarea evaporatiei reale de la suprafata lacurilor de dimensiuni medii (Determination of actual evaporation from the surface of medium-sized lakes).— «Studii de hidrologie», 1974, vol. 45, Bucharest, IMH.
9. Baulny H. L., Baker D. 1970. Water balance of Lake Victoria. Techn. Note.
10. Baumgartner A. Energetic bases for differential vaporization from forest and agricultural lands.— In: Sopper, W. C.; Lull, H. W. (eds.) Forest hydrology, Oxford, Pergamon Press, 1967, p. 381—390.
11. Bell J. P., McCulloch J. S. G. Soil moisture estimation by the neutron scattering method in Britain.— «J. Hydrol.», 1966, vol. 4, p. 254.
12. Blaney H. F. Consumptive use of ground-water by phreatophytes and hydrophytes.— In: C. R. Ass. Int. Hydrol. Sci. Rome, 1954, vol. 2, p. 53—62.
13. Blaney H. F. Evapo-transpiration measurements in western United States.— In: C. R. Ass. Int. Hydrol. Sci. Rome, 1954, vol. 3, p. 150—160.
14. Blaney H. F. Evaporation study at Silver Lake in the Mojave Desert, California.— «Trans. Am. Geophys. Un.», 1957, vol. 38, N 2, p. 209—215.
15. Blaney H. F., Criddle W. D. Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. U. S. Dept. of Agriculture, Soil Conservation Service, (Tech. paper 96).
16. Бочков А. П. Об уточнении расчета средних годовых осадков.— «Труды ГГИ», 1965, вып. 127, с. 174—187.
17. Bockov A. P. Estimation of precipitation as a water balance element. (IASH—UNESCO pub. No. 93), 1970.
18. Бочков А. П., Сорочан О. Г. Принципиальные основы определения влагообмена мелиорируемых территорий.— «Труды ГГИ», 1972, вып. 200, с. 266—273.
19. Brogmus W. Eine Revision des Wasserhaushalts der Ostsee (A revision of the Water Balance of the Baltic Sea).— «Kieler Meeres farschemgem. Kiel», 1952, vol. 9, N 6.
20. Bruce J. P. International Field Year for the Great Lakes: Canadian viewpoint.— In: Proc. Fifteenth Conference on Great Lakes Research, pp. 706—709. Ann Arbor, Mich., Intern. Assoc. for Great Lakes Research.

21. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956, с. 256 (242—254).
22. Burian K. Primary production, carbon dioxide exchange and transpiration in *Phragmites communis* Trin. on the Lake Neusiedler See, Austria.—“Hidrobiol.”, 1971, vol. 12, p. 203—218.
23. CALIFORNIA DEPT. OF WATER RESOURCES. Permeability, coefficients of transmissibility, coefficients of storage: methods of determination and application to ground water problems. 1963. 75 p.
24. Chapman T. G. Estimating the frequency distribution of hydrologic residence times.—In: World water balance; Proceedings of the Reading Symposium, July 1970, p. 136—152. Paris, UNESCO. (Studies and reports in hydrology, 11).
25. Чеботарев А. И. Гидрологический словарь. Изд. 2-е. Л., Гидрометеиздат, 1970, 221 с.
26. Cope F., Trickett E. S. Measuring soil moisture.—“Soils and Fertilizers”, 1965, vol. 28, p. 201—208.
27. Corbett E. S. 1967. Measurement and estimation of precipitation on experimental watersheds. In: Sopper W. E.; Lull H. W. (eds.), Forest hydrology, pp. 107—129. Oxford, Pergamon.
28. Costin A. B., Gay L. W., Wimbush D. J., Kerr D. 1961. Studies in catchment hydrology in the Australian alps. III: Preliminary snow investigations, Australia CSIRO, Div. Plant Industry. (Tech. paper No. 15).
29. Costin A. B., Wimbush D. J., Cramer R. N. 1964. Studies of catchment hydrology in the Australian Alps; V: Soil moisture characteristics and evapotranspiration. Australia, CSIRO, Div. Plant Industry, 20 p. (Tech. paper No. 20).
30. Cressman G. P. 1959. An operational objective analysis system. Monthly Weather Review, Vol. 87, No. 10, pp. 367—374.
31. Davis D. A., Langbein W. B. 1972. Streamflow. In: Casebook on hydrological network design practice, Ch. 1—5.3. Geneva, WMO (WMO publ. No. 324).
32. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Л., Гидрометеиздат, 1963, 314 с.
33. Федоров С. Ф. О результатах исследования гидрологической роли леса.—«Труды ГГИ», 1969, вып. 176, с. 108—126.
34. Федорова Е. А. Учет степени защищенности станций при вычислении скорости ветра на уровне установки осадкомера.—«Труды ГГО», 1966, вып. 195, с.
35. Fitzpatrick E. A., Stern W. R. Estimate of potential evaporation using alternative data in Penman's formula.—“Agr. Meteorol.”, 1966, vol. 3, N 3/4, p. 225—259.
36. Fleming P. M. Crop water requirements and irrigation.—In: Agricultural meteorology: Proc. 1966 WMO Seminar, vol. 2, p. 591—618. Melbourne, Commonwealth Bureau of Meteorology.
37. Flohn D., Henning D., Korff H. C. Studies on the watervapour transport over northern Africa. U. S. Dept. of Army. 34 p. (Final report contract No. DA—91—591—EUC—3201). Also published in Bonner Meteorologische Abhandlungen No. 6, 1965, Institute of Meteorology, Univ. of Bonn, Germany.
38. Freeze R. A. Three dimensional, transient, saturated—unsaturated flow in a ground water basin.—“Wat. Resour. Res.”, 1971, vol. 7, N 2, p. 347—366.
39. Freeze R. A., Witherspoon P. A. Theoretical analysis of regional ground water flow.—1: Analytical and numerical solutions to the mathematical model.—“Wat. Resour. Res.”, 1966, vol. 2, p. 641—656.
40. Freeze R. A., Witherspoon P. A. Theoretical analysis of regional ground water flow. 2: The effect of watertable configuration and subsurface permeability variation.—“Wat. Resour. Res.”, 1967, vol. 3, p. 623—634.

### Список литературы

41. Freeze R. A., Witherspoon P. A. Theoretical analysis of regional ground water flow. 3: Quantitative interpretations.—“Wat. Resour. Res.”, 1968, vol. 4, p. 581—590.
42. Fritschen L. J., van Wijk W. R. Use of an economical thermal transducer as a net radiometer.—“Bull. Am. Met. Soc.”, 1959, vol. 40, p. 291—294.
43. Funk J. P. Improved polythene-shielded net radiometers.—“J. Sci. Inst.”, 1959, vol. 36, p. 267—270.
44. Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. Л., Гидрометеониздат, 1963, 286 с.
45. Geiger K. W., Hitchon B. Ground water measurement.—In: Proc. Hydrology Symposium, No. 4, pp. 245—265. Victoria, National Research Council of Canada.
46. Материалы семинара по расчетам водного баланса речных бассейнов и организации комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений.—Валдай, Изд. ГГИ, 1966, 545 с.
47. Материалы семинара по расчетам водного баланса речных бассейнов.—Валдай, изд. ГГИ, 1967, 286 с.
48. Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. Л., Гидрометеониздат, 1967, 169 с.
49. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л., Гидрометеониздат, 1969, с. 82.
50. Наблюдения на гидрометеорологической сети СССР. Определение понятий гидрометеорологических элементов и оценка точности наблюдений. Л., Гидрометеониздат, 1970, с. 89.
51. Репрезентативные и экспериментальные бассейны. Международное руководство по исследованиям и практике. Л., Гидрометеониздат, 1971, 428 с.
52. Указания по расчетам стока с неосушенных и осушенных верховых болот. Л., Гидрометеониздат, 1971, с. 80.
53. Gilliland J. A. Ground water instrumentation and observation techniques.—In: Proc. Hydrology Symposium; No. 7: Instrumentation and observation techniques, pp. 37—57. Victoria, National Research Council of Canada.
54. Giuscio F. J., Bartley T. R., Beck A. N. Water resources problems generated by obnoxious plants.—“J. Watways Harb. Div. Am. Soc. Civ. Engrs.”, 1965, vol. 91, p. 47—60.
55. Gray D. M. Handbook on the principles of hydrology. Ottawa, Canadian National Committee for the IHD, 1970.
56. Green M. J. Effects of exposure on the catch of rain gauges.—“J. Hydrol., New Zealand”, 1970, vol. 9, N 2, p. 55—71.
57. Green M. J. Rain factors affecting the catch of rain gauges.—“Met. Mag.”, 1970, vol. 99, p. 10—20.
58. Физико-географический атлас мира. М., Изд. ГУГК и АН СССР, 1964, с. 298.
59. Hall F. R. Base-flow recessions; a review.—“Wat. Resour. Res.”, 1968, vol. 4, N 5, p. 973—983.
60. Harbeck G. E. The Lake Hefner water-loss investigation.—“IASH, Toronto Trans.”, 1958, vol. 3, p. 437—443.
61. Harbeck G. E. A practical field technique for measuring reservoir evaporation using mass-transfer theory. U. S. Geol. Survey, (Prof. paper 272-E) Washington, U. S. Dept. of the Interior, 1962.
62. Harbeck G. E. e. a. Water loss investigation: Lake Mead studies. U. S. Geol. Survey (Prof. paper 298), 1958.
63. Haslam S. M. The performance of *Phragmites communis* Trin. in relation to water supply.—“Ann. Bot.”, 1970, vol. 34, p. 867—877.

64. Hastenrath S. L. Diurnal fluctuations of the atmospheric moisture flux in the Caribbean and Gulf of Mexico area.—*J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, N 16, p. 4119—4130.
65. Hershfield D. M. On the spacing of rain gauges.—In: Proc. Quebec Symposium on design of hydrological networks, p. 72—79. Gentbrugge IASH (IASH publ. N 67).
66. Hershfield D. M. Rainfall input for hydrologic models.—In: IASH General Assembly at Berne, p. 177—188. Gentbrugge, IASH (IASH publ. N 78).
67. Holland J. Z., Rasmussen E. M. Measurements of the atmospheric mass, energy and momentum budgets over a 500-kilometer square of tropical ocean.—*Mon. Wea. Rev.*, 1973, vol. 101, N 1, p. 44—55.
68. Hounam C. E. Evaporation pan coefficients in Australia.—In: Climatology and microclimatology. Proceedings of the Canberra Symposium, p. 52—60, Paris, UNESCO (Arid Zone Research vol. 11).
69. Hvorslev M. J. Time lag and soil permeability in groundwater observations. Vicksburg Miss. U. S. Army Corps of Engr. (Miss Bull. 36), 1951.
70. IUPAP (INT. Union PURE AND APPLIED PHYSICS). Symbols, units and nomenclature in physics. Paris, IUPAP, 32 p. (Document UIP II).
71. Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны и расчеты водного режима болотных массивов. Л., Гидрометеиздат, 1957, 500 с.
72. Jacobs M. 1972. Ground water networks.—In: Casebook on hydrological network design practice, Ch. 1—6.1. Geneva, WMO (WMO Publ. N 324).
73. Качинский Н. А. Физика почвы, ч. II, М., Изд. «Высшая школа», 1970, 357 с.
74. Kagan R. L. 1972a. Precipitation; statistical principles.—In: Casebook on hydrological network design practice, Ch. I—1.1. Geneva, WMO (WMO publ. N 324).
75. Kagan R. L. 1972 b. Planning the spatial distribution of hydrometeorological stations to meet an error criterion.—In: Casebook on hydrological design practice, Ch. III—1.2. Geneva. WMO (WMO publ. N 324).
76. Kagan R. L. 1972 c. Snow cover; statistical principles.—In: Casebook on hydrological network design practice, Ch. I—3.2. Geneva WMO (WMO publ. N 324).
77. Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. Л., Гидрометеиздат, 1968, 377 с.
78. Karasseff J. F. 1972. Physical and statistical methods for network design.—In: Casebook on hydrological network design practice, Ch. III—1.1. Geneva, WMO. (WMO publ. N 324).
79. Караушев А. В. Речная гидравлика. Л., Гидрометеиздат, 1969, 416 с.
80. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель. Л., Гидрометеиздат, 1968, 246 с.
81. Kohler M. A., Nordenson T. J. e. a. Evaporation from pans and lakes. Washington, D. C., U. S. Dept. of Commerce, U. S. Weather Bureau. (Research paper No. 38).
82. Kohler M. A., Nordenson T. J. e. a. Evaporation maps for the United States. Washington D. C., Dept. of Commerce; U. S. Weather Bureau (Tech. paper No. 37).
83. Kohler M. A., Parmele L. H. Generalized estimates of free-water evaporation.—*Wat. Resour. Res.*, 1967, vol. 3, N 4, p. 997—1005.
84. Коноплянтсев А. А. The evaluation of the ground water balance of large territories. IASH—UNESCO publ. N 92, 1970, p. 71—77.
85. Константинов А. Р. Испарение в природе Л., Гидрометеиздат, 1968, 532 с.



*Список литературы*

86. Kovzel A. G. The design of networks for the determination of soil moisture.— In: Casebook on hydrological network design practice, Ch. I—4.1. Geneva, WMO (WMO Publ. No. 324).
87. Krěstovskı O. I., Fedorov S. F. Study of water balance elements of forest and field watersheds. IASH—UNESCO Publ. N 93, 1970, p. 445—451.
88. Кузьмин П. П. К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова.— «Труды ГГИ», 1953, вып. 41 (95), с. 34—52.
89. Кузьмин П. П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л., Гидрометеиздат, 1960, 169 с.
90. Куделнн Б. И. (ред.) Подземный сток на территории СССР. Изд. МГУ, 1966, 303 с.
91. Кузин П. С. Циклические колебания стока рек северного полушария. Л., Гидрометеиздат, 1970, 178 с.
92. Lawson D. W. A rational approach to ground water investigations in representative basins.— In: Proc. IAHS Symposium on the results of research on representative and experimental basins, Wellington, New Zealand, December 1—8, p. 652—667, (IASH Publ. No. 96).
93. Lawson D. W. A distributed hydrological model based on the concept of ground water recharge, transmission, and discharge.— «J. Hydrol. New Zealand», 1971, vol. 10, N 2, p. 133—140.
94. Лебедев А. В. Методы изучения баланса грунтовых вод. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 60.
95. Lewis D. C., Burgy R. H. Hydrological balance from an experimental watershed.— «J. Hydrol.», 1964, vol. 2, p. 197—212.
96. Linacre E. T., Hicks B. B., Sainty G. R., Grause G. The evaporation from a swamp.— «Agr. Met.», vol. 7, p. 375—386.
97. Linsley R. K., Kohler M. A., Paulhus J. L. H. Applied hydrology. New York, McGraw-Hill, 1949, 689 p.
98. Little E. C. S. Progress report on transpiration of some tropical water weeds.— «Pestic. Abstr.», vol. 13, p. 127—132.
99. Лучшев А. А. Осадки под пологом леса.— «Труды Всесоюз. научно-исследовательского института лесного хозяйства», вып. 18, 1970.
100. Lvovitch M. I. The global water balance.— «EOS, Trans. Am. Geophys. Un.», 1973, vol. 54, N 1, p. 28—42.
101. Малинина Т. И. Водный баланс Ладожского озера.— «Труды лаборатории озерадения ЛГУ», 1966, т. 20, с. 182—203.
102. Mandel S. The design and instrumentation of hydro-geological observation networks.— In: Proc. Quebec Symposium on design of hydrological networks, p. 413—424. (IASH. publ. N 67).
103. Матушевский Г. В. Расчет объема осадков, выпадающих на Азовском море.— «Метеорология и гидрология», 1960, № 8, с. 34—37.
104. McGuinness J. L. Accuracy of estimating watershed mean rainfall.— «J. Geophys. Res.», 1963, vol. 68, N 16, p. 4763—4767.
105. McGuinness J. L., Urban J. B. Soil moisture sampling plan for watersheds. U. S. Dept. of Agriculture. 12 p. (Agric. Res. Service publ. 41—87).
106. McIlroy I. C. Evaporation and its measurement.— In: Agricultural meteorology; Proc. 1966 WMO seminar, vol. 1, p. 243—263; vol. 2, p. 409—431. Melbourne, Commonwealth Bureau of Meteorology.
107. Meyboom P. Estimating ground water recharge from stream hydrographs.— «J. Geophys. Res.», 1961, vol. 66, N 4, p. 1203—1214.
108. Meyboom P. Unsteady ground water flow near a willow ring in humocky moraine.— «J. Hydrol.», 1966, vol. 4, p. 38—62.

109. Meyboom P. Mass-transfer studies to determine the ground water regime of permanent lakes in hummocky moraine of western Canada.—*J. Hydrol.*, 1967, vol. 5, p. 117—142.
110. Mitchell D. S. Autecological studies of *Salvinia auriculata*. Ph. D. thesis, Univ. of London, 1970.
111. Monteith J. L. The heat balance of soil beneath crops.— In: *Climatology and micro-climatology. Proceedings of the Canberra Symposium*, p. 123—128. Paris, UNESCO (Arid zone research, 11.)
112. Натрус А. А. К вопросу об оценке осадков как слагаемого водного баланса водохранилищ и озер.—*Труды ГГИ*, 1964, вып. 113, с. 119—130.
113. Водный баланс СССР и его преобразование. М., «Наука», 1969. 338 с.
114. Нежиховский Р. А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. Гидрометеиздат, Л., 1971, с. 476.
115. Nitta T., Esbensen S. Heat and moisture budget analysis using BOMEX data. To be published in *Monthly Weather Review*, 1973, 34 p.
116. Nordenson T. J. Preparation of co-ordinated precipitation, runoff and evaporation maps. Geneva, WMO (WMO — IHD report N 6).
117. Palmén E. Evaluation of atmospheric moisture transport for hydrological purposes. Geneva, WMO. 1967, 63 p. (WMO/IHD Project report N 1).
118. Palmén E., Soderman D. Computation of the evaporation from the Baltic Sea from the flux of water vapor in the atmosphere.—*Geophysics*, 1966, vol. 8, N 4, p. 261—279.
119. Peixoto J. P. Report on new developments and new applications of the vapour flux method for hydrological purposes. Geneva WMO. Regional Association VI, Working Group on Hydrol., 1973. 127 p.
120. Penfound W. T., Earle T. T. The biology of the water hyacinth.—*Ecol. Monogr.*, 1948, vol. 18, p. 447—472.
121. Penman H. L. Evaporation; an introductory survey.—*Neth. J. Agric. Sci.*, vol. 4, N 1, p. 9—29.
122. Penman H. L. Vegetation and hydrology. Harpenden, U. K., Commonw. Bur. Soils, Commonw. Agric. Bur. (Tech. comm. 53).
123. Penman H. L. Evaporation from forests: a comparison of theory and observation.— In: *Forest hydrology*, p. 373—380. Oxford, Pergamon, 1967.
124. Philip J. R. The theory of heat flux meters.—*J. Geophys. Res.*, 1961, vol. 66, p. 571—579.
125. Попов О. В. Метод водного баланса при оценке подземного стока.—*Тр. ГГИ*, 1967, вып. 139, с. 36—52.
126. Попов О. В. Подземное питание рек. Л., Гидрометеиздат, 1968, с. 298.
127. Rainbird A. F. Methods of estimating areal average precipitation. Geneva, WMO. (WMO — IHD report N 3).
128. Rasmussen E. M. Diurnal variations in the summer water vapor transport over North America.—*Wat. Resour. Res.*, 1966, vol. 2, N 3, p. 469—477.
129. Rasmussen E. M. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America; part I: Characteristics of the water vapor flux field.—*Mon. Wea. Rev.*, 1967, vol. 95, N 7, p. 403—426.
130. Rasmussen E. M. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America; part II: Largescale water balance investigations.—*Mon. Wea. Rev.*, 1968, vol. 96, N 10, p. 720—734.
131. Rasmussen E. M. A study of the hydrology of eastern North America using atmospheric vapor flux data.—*Mon. Wea. Rev.*, 1972, vol. 99, N 2, p. 119—135.

## Список литературы

132. Rasmussen E. M. Seasonal variation of tropical humidity parameters.— In: Newell R. E.; Kidson J. W.; Vincent D. G., Boer G. J. (eds). The general circulation of the tropical atmosphere. Vol. I, Cambridge, Mass., MIT Press, 1972, p. 193—238.
133. Раунер Ю. Л. К методике определения составляющих теплового баланса леса. Тепловой баланс леса и поля. М., Изд. АН СССР, 1962, с.
134. Rijks D. A. Evaporation from a papyrus swamp.—“Q. J. R. Met. Soc.”, 1969, vol. 95, p. 643—649.
135. Rodda J. C. Precipitation.— In: Casebook on hydrological network design practice. Ch. I—1.2. Geneva, WMO, 1972 (WMO publ. N 324).
136. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге, т. I—II. Л., Гидрометеоздат, 1967, с. 663, 287.
137. Романов В. В. Гидрофизика болот. Л., Гидрометеоздат, 1961, с. 307.
138. Rose C. W., Stern W. R. The drainage component of the water balance equation.—“Aust. J. Soil Res.”, 1965, vol. 3, p. 95—100.
139. Rothacher J., Miner N. Accuracy of measurement of runoff from experimental watersheds.— In: Sopper W. E., Lull H. W. (eds.) Forest hydrology, p. 705—712. Oxford Pergamon.
140. Rudescu L., Niculescu C., Chivu I. P. Monografia stufului din delta Dunarii (Monograph on the reeds of the Dauuba delta). Rumania, Editura Acad. Republ. Social.
141. Секачев А. А. Водный баланс Онежского озера.— Сб. работ Ленинградской и Петрозаводской гидрометобсерваторий, вып. 6. Л., изд. СЗУГМС, 1970, с. 3—44.
142. Sellers W. O. Physical climatology. Chicago, Univ. of Chicago Press, 1965.
143. Шебеко В. Ф. Гидрологический режим осушительных территорий. Минск, Изд. «Урожай», 1970, с. 299.
144. Slatyer R. O., McIlroy I. C. Practical microclimatology. Australia, CSIRO and Paris, UNESCO, 1961.
145. Smith M. K., Watson K. K., Pilgrim D. H. A comparative study of the hydrology of rediata pine and eucalypt forests at Lidsdale.—“N. S. W. Civ. Eng. Trans. Inst. Engrs. Aust.”, 1974, vol. CE16, p. 82—86.
146. Соколов А. А. Проявление закона географической зональности в гидрологии.— «Метеорология и гидрология», 1961, № 8, с. 20—25.
147. Соколов А. А. К теории гидрологического картирования. Изв. ВГО, 1968, № 1, с. 38—43.
148. Соколовский Д. Л. Речной сток. Л., Гидрометеоздат, 1968, 539 с.
149. Sopper W. E., Lull H. W. (eds.) Forest hydrology. Oxford, Pergamon, 1967, 813 p.
150. Stall J. B., Roberts W. J. New methods for determining lake evaporation loss.—“J. Am. Wat. Wks. Ass.”, 1967, vol. 59, N 10, Pts 1—2, p. 1249—1256.
151. Stoenescu V. Repartitia evaporatiei de la suprafata apei pe teritoriul Romaniei (Distribution of evaporation from water surfaces in Rumania). Studii de hidrologie, Bucharest, ISCH, vol. 26.
152. Strupczewski W. G. Estimation of the statistical characteristics of some events of ground of the information gained from some observations of other correlated phenomena.— In: Proceedings of the Wellington Symposium on results of research on representative and experimental basins, p. 236—246 (IASH publ. no. 96).
153. Струзер Л. Р. и др. Методика корректировки многолетних норм осадков.— «Метеорология и гидрология», 1965, № 11, с. 43—50.

154. Струзер Л. Р. и др. Опыт корректировки норм осадков.— «Труды ГГО», 1968, вып. 215, с. 3—15.
155. Swinbank W. C. Longwave radiation from clear skies.— «Q. J. R. Met. Soc.», 1963, vol. 89, p. 339—348.
156. Tanner C. B., Fuchs M. Evaporation from unsaturated surfaces; a generalized combination method.— «J. Geophys. Res.», 1968, vol. 73, N 4, p. 1299—1304.
157. Tanner C. B., Pelton W. L. Potential evapotranspiration estimates by the approximate energy balance method of Penman.— «J. Geophys. Res.», 1960, vol. 65, N 10, p. 3391—3413.
158. Thornthwaite C. W., Holzman B. Measurement of evaporation from land and water surfaces. Washington, U. S. Dept. of Agr. (Tech. Bull. No. 817).
159. Timmer C. E., Weldon L. W. Evapotranspiration and pollution of water by water hyacinth.— «Hyacinth Control J.», 1967, vol. 6, pp. 34—37.
160. Toebes C., Оурываев В. (eds). Representative and experimental basins; an international guide for research and practice. Paris, UNESCO. 348 p. (Studies and reports in hydrology, 4).
161. Turc L. Le bilan d'eau des sols: relations entre les precipitations, l'evaporation et l'ecoulement. (The soil water balance: relations between precipitation, evaporation and runoff). Versailles, Institut National de la Recherche Agronomique, Laboratoire des Sols, 1955.
162. UNESCO. Scientific framework of world water balance. Paris, UNESCO. 27 p. (Technical papers in hydrology, No. 7).
163. UNESCO—WMO. International glossary of hydrology; second draft of definitions in English. Geneva, WMO, 1969.
164. Междудомственный комитет СССР по МГД, 1967. Краткий отчет о методах расчета водных балансов. Неопубликованная рукопись. СССР. Междудомственный Комитет по МГД.
165. Van Bavel C. H. M. Potential evaporation; the combination concept and its experimental verification.— «Wat. Resour. Res.», 1966, vol. 2, N 3, p. 455—467.
166. Van der Made J. W. Streamflow and water levels; the rivers Rhine and Meuse.— In: Casebook on hydrological network design practice, Ch. I—5.1. Geneva, WMO (WMO publ. N 324).
167. Van Wijk W. R. Physics of plant environment. Amsterdam, North-Holland, 1963.
168. Van Wijk W. R., Scholte-Ubing D. W. Radiation.— In: Van Wijk W. R. (ed.) Physics of plant environment, p. 62—101. Amsterdam, North-Holland.
169. Викулина З. А. Водный баланс водохранилищ. В кн.: «Основы учета стока на гидростанциях». Л., Гидрометеониздат, 1965, с. 333.
170. Vikulina Z. A. Methods for the computation of water balance of reservoirs.— In: Proc. Symposium on World Water Balance, vol. 2, p. 295—299. (IASH publ. N 93).
171. Руководство по изучению режима и баланс подземных вод в речных бассейнах Международного гидрологического Десятилетия. М., изд. ВСЕГИНГЕО, 1968, с. 255.
172. Webb E. K. On estimating evaporation with fluctuating Bowen ration.— «J. Geophys. Res.», 1960, vol. 65, N 10, p. 3415—3417.
173. Webb E. K. Further note on evaporation with fluctuating Bowen ratio.— «J. Geophys. Res.», 1964, vol. 69, p. 2649—2650.
174. Webb E. K. Aerial microclimate.— «Met. Monogr.», 1965, vol. 6, N 28, p. 27—58.
175. Webb E. K. A pan-lake evaporation relationship.— «J. Hydrol.», 1966, vol. 4, p. 1—11.

### *Список литературы*

176. WMO. Guide to climatic practice. Geneva, WMO (WMO Publ. N 100, TP44).

177. WMO. Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration. Geneva, WMO. (Tech. Note N 83).

178. WMO. Guide to hydrometeorological practices. Geneva, WMO (Publ. N 168, TP 82).

179. WMO. Preparation of maps of precipitation and evaporation with special regard to water balances. Geneva, WMO, 1970.

---

### МЕТОДЫ РАСЧЕТА ВОДНЫХ БАЛАНСОВ

Редактор Л. А. Чепелкина  
Техн. редактор Л. М. Шинкова  
Корректор Л. Б. Бахар

Сдано в набор 9/XII 1975 г. Подписано к печати 16/IV 1976 г. Формат 70×100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>, бумага тип. № 1. Усл. печ. л. 9,68. Уч.-изд. л. 8,6. Тираж 2000 экз. Индекс ГЛ-140. Заказ № 11. Цена 47 коп. Гидрометеоздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.