

В.И. Бабкин, В.С. Вуглинский

В.И. Бабкин
В.С. Вуглинский

ВОДНЫЙ БАЛАНС РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ



Гидрометеиздат 1982

В. И. Бабкин,
В. С. Вуглинский

ВОДНЫЙ БАЛАНС РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1982

Рецензент д-р геогр. наук С. Л. Вендров
 Ответственный редактор д-р геогр. наук А. А. Соколов

В книге изложены современные методы исследований водных балансов речных бассейнов за различные интервалы времени. Рассмотрены особенности взаимосвязи элементов водного баланса, даны рекомендации по оценке отдельных элементов водного баланса речных водосборов, находящихся в различных физико-географических условиях. Приведены расчетные зависимости для определения элементов влагообмена и изложены методы оценки погрешностей отдельных компонентов и водного баланса в целом.

Предназначена для широкого круга специалистов гидрологов, занимающихся исследованиями водного баланса речных водосборов, а также для студентов гидрометеорологического профиля, изучающих курс воднобалансовых исследований.

In the book by V. I. Babkin, V. S. Vuglinsky "Water balance of river basins" up-to-date methods for studying water balances of river basins for different time intervals are described. The peculiarities of interrelations between water balance components are considered; recommendations on the evaluation of individual water balance components of river basins in various physiography are made. Design dependences are given for determining water exchange components; methods for the evaluation of errors in individual components and water balance as a whole are presented.

The book is intended for hydrologists, reclamators and geohydrologists.

Одним из наиболее важных объектов изучения гидрологической науки являются речные бассейны и формирующийся в них сток, который служит основным источником водных ресурсов. Коренное отличие речного стока от других видов природных ресурсов заключается в непрерывном его возобновлении в процессе круговорота воды на Земле, водообмена между сушей и океаном. Это создает возможности неоднократного его использования. Неудивительно, что изучению стока издавна уделяется большое внимание.

В результате многолетних исследований создано целостное учение о речном стоке, основу которого составляет механизм стекания атмосферных осадков, выпадающих на поверхность бассейна, и его зависимость от климатических и других природных факторов. В последнее время, однако, возросшие в народном хозяйстве потребности в воде, наметившееся истощение водных ресурсов послужили стимулом для развития более широкого подхода к изучению речного стока: рассмотрению его как одного из элементов водного баланса в тесной связи с климатом и ландшафтом. Это в свою очередь потребовало изучения всего гидрологического цикла, совершающегося в речном бассейне, включая изменение во времени и пространстве атмосферных осадков, испарения с поверхности речного бассейна, инфильтрации воды в почву и динамики влаги в почвенно-грунтовой толще.

Научную основу такого подхода к изучению гидрологических явлений и процессов составляет, как известно, уравнение водного баланса, исходящее из всеобщего закона сохранения материи и энергии, решение которого позволяет оценить соотношение и взаимосвязь отдельных компонентов гидрологического цикла в речном бассейне. Изучение водного баланса речного бассейна в такой широкой постановке тесно связывает гидрологию суши в ее современной несколько суженной трактовке (поверхностные воды) с гидрогеологией (подземные воды), метеорологией (атмосферные воды) и географией (окружающая среда), являясь важным шагом на пути практической реализации идей основоположника советской гидрологической науки В. Г. Глушкова о единстве природных вод и их связи с географической средой.

Переход от изучения собственно стока как самостоятельного природного процесса к изучению всего круговорота воды в речном

бассейне вызван прежде всего необходимостью дальнейшего совершенствования методов гидрологических расчетов и прогнозов стока, которые разрабатывались до сих пор преимущественно на эмпирической основе. Мощным стимулом для развития воднобалансовых исследований явилось также возрастающее воздействие на режим и сток антропогенных факторов — создание водохранилищ, широкое использование стока на орошение, обводнение, водоснабжение, распашка, агротехнические, лесомелиоративные и другие мероприятия, — которые приводят нередко к качественному и количественному истощению ресурсов речного стока.

Метод водного баланса, в сущности, является единственно надежным методом, с помощью которого может быть дана научно обоснованная оценка и прогноз последствий влияния хозяйственной деятельности в речном бассейне на режим стока и изменение его ресурсов. Вместе с тем этот метод помогает решить и другую, обратную задачу: оценить изменение окружающей среды в результате антропогенного преобразования водного баланса речного бассейна. Воднобалансовый метод, таким образом, открывает принципиально новые возможности гидрологии, в частности, заблаговременное предвидение (прогноз) антропогенных воздействий на водный режим и окружающую среду (не после того, как те или иные хозяйственные мероприятия осуществлены, как это имеет место сейчас, а в процессе их проектирования).

Преобразование водного баланса речных бассейнов не может не сказываться на режиме и балансе внутренних водоемов (Каспийское и Аральское моря и др.), континентов, Мирового океана. Это означает, что изучение круговорота в речном бассейне является начальным звеном регионального, континентального и мирового водного и водохозяйственного балансов.

Метод водного баланса, конечно, сам по себе не нов. История его насчитывает не одну сотню лет, начиная с П. Перро, впервые определившего в 1674 г. водный баланс р. Сены в ее верховье. Однако до начала XX в. он практически использовался лишь для оценки соотношения осадков, стока и испарения за многолетний период, применительно к которому можно пренебречь изменением запасов влаги в речном бассейне. Но даже в таком упрощенном виде уравнение водного баланса позволило решить ряд важных для гидрологической науки задач. Первоначально при слабой гидрологической изученности стока оно использовалось для косвенного определения нормы годового стока по уравнению $\bar{Y} = \bar{P} - \bar{E}$, в котором величина $\bar{E}$ определялась приближенно в зависимости от дефицита влажности, температуры воздуха и других факторов. Позднее, при появлении надежных данных о стоке по уравнению водного баланса определялось испарение с поверхности речного бассейна по разности $\bar{E} = \bar{P} - \bar{Y}$. При появлении косвенных достаточно надежных способов расчета испарения, опирающихся на уравнение теплового баланса, уравнение водного баланса послужило основанием для постановки задачи корректировки норм годовых осадков по сумме $\bar{P} = \bar{Y} + \bar{E}$.

Совместное решение уравнений водного и теплового баланса позволило впервые подойти к определению «истинных» осадков, которые из-за испарения, смачивания осадкомерного сосуда и ветрового выдувания недоучитываются существующими приборами. Этот недоучет, как показали исследования, достигает 20—50 % и более годовой суммы главным образом осадков, выпадающих в твердом виде (снег). Корректировка измеренных сумм атмосферных осадков существенным образом изменила сложившиеся до того представления о соотношении элементов водного баланса: доли осадков, идущих на испарение и сток. На этом возможности простейшего воднобалансового уравнения практически можно считать исчерпанными. Дальнейшее более широкое внедрение метода водного баланса в практику гидрологических исследований для реального времени (год, сезон, месяц, декада, сутки) потребовало изучения и учета изменений запасов воды в речном бассейне в более сложном уравнении водного баланса $P = Y + E \pm U$, предложенном Е. В. Оппоковым еще в начале нашего века, но не получившим значительного применения из-за исключительной трудности определения величины U .

Развитие в последние годы сети гидрогеологических станций, специальной агрометеорологической сети, где производятся наблюдения за режимом влажности почвы в верхнем наиболее активном слое, позволило вплотную подойти к прямой приближенной оценке изменений влагозапасов в почвенно-грунтовой толще по данным измерений. Это дало возможность для ряда выбранных репрезентативных бассейнов опорной гидрологической сети Госкомгидромета с 1966 г. в опытным порядке организовать составление так называемых оперативных месячных, сезонных и годовых водных балансов.

Накопленный за последние 10—15 лет опыт изучения и расчета текущих водных балансов послужил авторам настоящей книги основой для ее подготовки. В ней авторы, принимавшие непосредственное участие в исследованиях, связанных с работами по водному балансу речных бассейнов, наряду с методическими вопросами впервые смогли осуществить их проверку на массовом материале, привести новейшие данные о водных балансах многих речных бассейнов, расположенных в различных районах СССР. Научные результаты этих исследований составляют главную ценность и новизну предлагаемой читателю работы, ее отличие от сравнительно недавно опубликованной книги А. Г. Булавко под тем же названием.

Книга дает объективное представление о современном состоянии воднобалансовых исследований и изученности водного баланса речных бассейнов. Авторы широко используют современные методы оценки надежности измерения и расчета его элементов.

Нельзя не отметить, что, как это будет видно после прочтения книги, на пути разработки и внедрения воднобалансового подхода к решению современных задач гидрологии имеется немало трудностей. Главнейшей из них является все еще недостаточно высокая

точность измерения и расчета осадков, испарения и в особенности изменений запасов воды в речном бассейне. Совершенствование этих методов поэтому является одной из важных задач современной гидрологической науки. Решение ее призвано обеспечить прогресс и повышение уровня научного обоснования современных больших и необычайно сложных задач по регулированию и перераспределению речного стока. Новые возможности в этом отношении открывает применение для изучения водного баланса современных технических средств (радиолокационных, телеметрических и др.) с использованием авиакосмических методов исследований.

В заключение можно с уверенностью сказать, что познание сложного процесса водообмена между атмосферными, поверхностными и подземными водами в речном бассейне и их связи с другими элементами природной среды и преобразующей ее деятельностью человека явится важным вкладом в решение проблемы рационального использования и охраны природных и, в частности, водных богатств нашей страны.

Заслуженный деятель науки и техники РСФСР,
д-р геогр. наук, проф. А. А. Соколов

Светлой памяти
Владимира Георгиевича
Андреева посвящается

ВВЕДЕНИЕ

Среди разнообразных природных ресурсов нашей планеты вода занимает особое положение. Она непрерывно расходуется и возобновляется, объединяя в единый взаимосвязанный цикл все виды водных ресурсов атмосферы, океана, земной коры и биосферы.

С древнейших времен человек проявлял интерес к изучению атмосферных осадков, речного стока, однако только в XVII в. были предприняты попытки количественного объяснения их взаимосвязи. Заслуга в этом принадлежит французскому естествоиспытателю П. Перро, его соотечественнику Э. Мариотту и английскому астроному Э. Галлею. К концу XIX в. А. И. Воейковым и А. Пенком было составлено первое трехчленное уравнение, связавшее в единое целое отдельные элементы баланса: осадки, сток и испарение, но только в начале нынешнего столетия воднобалансовые исследования выделились в самостоятельную ветвь гидрологической науки. С этого времени метод водного баланса прочно вошел в практику гидрологических исследований, расчетов и прогнозов.

На раннем этапе своего становления при слабой гидрометрической изученности метод водного баланса использовался лишь для оценки соотношения его элементов за многолетний период, применительно к которому можно было пренебречь изменением запасов влаги в речном бассейне.

С развитием методов оценки испарения с поверхности речных бассейнов и появлением возможности корректировки измеренных атмосферных осадков открылись новые более широкие перспективы использования воднобалансового метода при изучении гидрологических явлений и процессов в речных бассейнах за короткие интервалы реального времени. Это потребовало, однако, разработки методов измерения и расчета наиболее сложного элемента баланса — изменений запасов воды в зоне аэрации и всей почвенно-грунтовой толще бассейнов.

Обширные исследования, выполненные в 50-х годах на воднобалансовых станциях, позволили существенно усовершенствовать методы измерения и расчета всех составляющих водного баланса. Это дало возможность впервые с 1966 г. приступить к изучению водного баланса 300 речных бассейнов, расположенных в различ-

ных природных условиях СССР, и оперативной оценке всех его составляющих по данным наблюдений.

Авторы монографии принимали непосредственное участие и осуществляли методическое руководство указанными работами, выполнявшимися в УГКС. Главная задача предлагаемой читателю книги — изложить методические основы воднобалансовых исследований, а также успехи, достигнутые за последние 10—15 лет в области оценки отдельных элементов баланса. В книге значительное внимание уделено анализу физических закономерностей рассматриваемых гидрологических явлений. Дан критический анализ современных отечественных и зарубежных методов оценки элементов и баланса в целом. Значительное место отводится рассмотрению и обобщению данных о водных балансах речных бассейнов СССР.

Водный баланс и гидрологический режим рек формируются в реальной природной среде, отличающейся большим разнообразием. Отсюда вполне естественно, что структура водного баланса и гидрологического режима природных вод, являющихся неотъемлемым элементом географической среды, также характеризуются существенными различиями.

Все возрастающие масштабы хозяйственной деятельности в руслах и бассейнах рек изменяют условия стока талых и дождевых вод, испарения с поверхности речных бассейнов, вносят существенные изменения в соотношения элементов водного баланса. Изучение этих изменений балансовым методом способствует развитию теории процессов стока, испарения, инфильтрации, целенаправленного управления ими, разработке и внедрению математических моделей, что позволяет не только оценивать уже наступившие изменения, но и прогнозировать их поведение в будущем.

Авторы надеются, что предлагаемая книга окажется полезной специалистам при проведении исследований, связанных с использованием метода водного баланса при разработке методов гидрологических расчетов и прогнозов и решении других гидрологических и водохозяйственных задач, требующих рассмотрения всех звеньев гидрологического цикла.

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ВОДНОМ БАЛАНСЕ РЕЧНОГО БАССЕЙНА

В основе воднобалансового метода исследований, как известно, лежит закон сохранения вещества. Согласно этому закону количество воды, поступившей за рассматриваемый период в пределы какого-либо участка суши, должно равняться количеству воды, ушедшей за пределы данного участка с учетом изменения запасов влаги внутри рассматриваемого контура, т. е.

$$\sum P = \sum R + A, \quad (1.1)$$

где $\sum P$ — суммарный приход всех видов вод в пределы участка; $\sum R$ — суммарный расход воды за его пределы; A — изменение запасов влаги внутри рассматриваемого участка суши (аккумуляционная составляющая уравнения водного баланса).

К числу приходных компонентов уравнения водного баланса наряду с такими определяющими элементами, как осадки, поверхностный и подземный приток, следует отнести и менее значимые элементы: количество влаги, которое сформировалось за счет конденсации водяных паров атмосферы, поступления глубоких артезианских вод и вод, образовавшихся в процессе биохимических превращений, и т. д. В расходной части наряду с поверхностным, подземным стоком и испарением можно упомянуть расход воды на пополнение глубоких подземных горизонтов, затраты воды в процессе жизнедеятельности животных и растительных организмов и др. Точно так же общее изменение влагозапасов внутри рассматриваемого контура будет складываться из аккумуляции в почвогрунтах, в руслах рек, в озерах и водохранилищах, в болотах и других замкнутых понижениях на поверхности суши.

Интенсивное вмешательство человека в природные и в том числе в гидрологические процессы на значительной части территории СССР во многих случаях требует учета в уравнении водного баланса дополнительных элементов, отражающих влияние хозяйственной деятельности на водные ресурсы. К таким элементам, в частности, относятся переброски стока, заборы и сбросы поверхностных и подземных вод в пределах рассматриваемого участка суши, искусственное регулирование стока гидротехническими сооружениями и др. Таким образом, уравнение водного баланса суши может содержать большое число элементов, отличающихся как по абсолютному значению, так и по той роли, которую они играют в формировании водного баланса. Поэтому, как справед-

ливо отмечает А. Г. Булавко [22], не следует стремиться к излишней детализации уравнения водного баланса путем включения в него большого числа членов, многие из которых на современном уровне развития гидрологической и смежных с ней наук либо вовсе не поддаются количественной оценке, либо настолько малы, что не играют практически никакой роли при расчетах водного баланса. Достаточно сказать, что поступление влаги на поверхность суши за счет конденсации для западных районов ЕТС в среднем за год составляет всего 5—6 мм. Подземный водообмен с глубокими горизонтами, по данным Б. И. Куделина [78], Г. А. Белявского [9], П. Ф. Идзона [63], О. В. Попова [105], даже в наиболее благоприятных с точки зрения его формирования условиях не превышает 1—5 % суммы атмосферных осадков, а в обычных условиях его значения еще меньше. Таким образом, задача решения уравнения водного баланса суши с достаточной степенью точности сводится в первую очередь к надежному определению тех его компонентов, которые играют определяющую роль в приходной, расходной и аккумуляционной частях уравнения.

1.1. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МЕТОДА ВОДНОГО БАЛАНСА

Истоки понятий, относящихся к проблеме водного баланса нашей планеты и круговороту воды в природе, уходят в далекое прошлое. Из дошедшей до нас литературы [127] можно видеть, что еще Демокрит (460—370 гг. до н. э.), основоположник атомистического учения, высказывал мысль о связи разливов р. Нила с метеорологическими явлениями. Платон полагал, что источником всех вод суши является морская вода. Лишь малые источники могут происходить от дождевой воды. Фалес (из Милета) считал, что вода из океана под действием ветров проникает в земные недра, откуда поднимается вверх и питает ручьи и реки.

Величайший мыслитель древности Аристотель высказывал мысль о том, что источником всех вод на Земле является влага атмосферы. Питание рек происходит как за счет вод атмосферных осадков, так и за счет конденсации из воздуха атмосферной влаги в многочисленных земных пустотах. Марк Витрувий Поллион впервые обосновал идею об инфильтрационном происхождении грунтовых вод. Движущей силой процессов испарения, образования осадков и выпадения дождей он считал солнечное тепло и находящиеся в земных недрах «кипучие раскаленные массы и воздушные стихии». Лишь Тит Лукреций Кар (I в. до н. э.), обобщив взгляды Демокрита и Аристотеля, высказал мысль об атмосферном происхождении речных вод: «...Во кровном родстве находятся всякие воды» [127].

Несмотря на правильное понимание отдельных звеньев круговорота воды в природе натурфилософы древности были далеки от рассмотрения этого явления как единого взаимосвязанного гидро-

логического цикла. Лишь в 1674 г. французский естествоиспытатель П. Перро предпринял попытки количественного объяснения этого явления. С именем Перро связан второй этап в развитии представлений о гидрологическом цикле и, в частности, о водном балансе речного бассейна. Измерив осадки и сток в бассейне р. Сены, он сделал правильный вывод о том, что речной сток существенно меньше осадков и происходит от них. Идеи Перро впоследствии были экспериментально подтверждены французским физиком Э. Мариоттом. Измерения и балансовые расчеты, выполненные Перро и Мариоттом, заложили подлинно научную основу для дальнейшего изучения круговорота воды в пределах речных бассейнов. Английский геофизик Э. Галлей в 1709 г. впервые показал графически схему круговорота воды на земле. Крупным научным достижением того времени в исследовании отдельных элементов баланса явилась работа Д. Дальтона, в которой впервые была предложена теоретическая формула для оценки испарения с водной поверхности.

Третий этап в становлении воднобалансовых исследований связан с математическим описанием процесса круговорота воды. Впервые математическую запись уравнения водного баланса для Каспийского моря осуществил в 1884 г. А. И. Воейков [31], а для речного бассейна — в 1896 г. А. Пенк [144]. Согласно Пенку, уравнение водного баланса речного бассейна для среднего многолетнего годового периода имеет следующий вид:

$$P = Y + E, \quad (1.2)$$

где P — атмосферные осадки, выпавшие на поверхность речного бассейна; Y — сток с речного бассейна; E — суммарное испарение со всех видов поверхностей речного бассейна.

Уравнение (1.2) справедливо для «замкнутого» речного бассейна, у которого поверхностный водосбор совпадает с подземным, и применимо только при расчете водного баланса за многолетний период, для которого можно пренебречь изменением запасов влаги на поверхности и в почвенно-грунтовой толще бассейна.

Четвертый этап в развитии воднобалансовых исследований связан с именем Е. В. Оппокова [100], который предложил форму записи закона сохранения воды (уравнения водного баланса) применительно к любому интервалу времени:

$$P = Y + E + U, \quad (1.3)$$

где U — элемент, учитывающий накопление или расходование влаги в речном бассейне.

В последующем Е. А. Гейнц [44], а позже Г. Н. Высоцкий [41] впервые дифференцировали составляющие водного баланса: сток — на поверхностный и подземный, а испарение — на общее и продуктивное.

Новое направление в исследовании баланса вод в речных бассейнах принадлежит Э. М. Ольдекопу [99], теоретически обосновавшему общую формулу испарения и стока в зависимости от

осадков и максимально возможного испарения. Работы Пенка, Оппокова, Гейнца, Высоцкого и Ольдекопа, помимо теоретического значения, открыли путь к практическому использованию метода водного баланса.

Важный вклад в развитие воднобалансовых исследований принадлежит М. И. Будыко [21], предложившему схему совместного решения уравнений водного и теплового балансов для оценки испарения и продуктивных запасов влаги в почве за средние многолетние месячные и годовой интервалы времени.

Современный этап воднобалансовых исследований характеризуется тенденцией к непосредственному измерению и расчету всех основных элементов водного баланса: осадков, стока, испарения, изменений запасов воды в почвенно-грунтовой толще и в отдельных емкостях речных бассейнов. Основные усилия ученых направлены на повышение точности измерений, усовершенствование методики расчета всех составляющих водного баланса речных бассейнов за короткие интервалы реального времени. Особенно это касается дифференцированной оценки изменений запасов влаги в речных бассейнах: в почвогрунтах зоны аэрации, водоносных слоях, дренируемых реками, а также в озерах, водохранилищах, болотах, русловой сети, снежном покрове. Одновременно проводятся большие работы и экспериментальные исследования, связанные с усовершенствованием методов измерения атмосферных осадков, которые современными приборами учитываются все еще недостаточно надежно. Внедряемая в настоящее время система корректировки измеренных осадков существенным образом изменила прежние представления о соотношении основных элементов водного баланса.

Первые попытки практического использования метода водного баланса для косвенного определения среднего годового стока рек по метеорологическим данным (осадкам, дефициту влажности, температуре воздуха) были сделаны А. Пенком [144], Р. Шрейбером [150], Э. М. Ольдекопом [99], В. Уле [149]. Средний годовой сток, согласно уравнению (1.2), определялся при этом по разности атмосферных осадков и рассчитанных значений испарения. В последующем Д. И. Кочериным [91], П. С. Кузиным [80], В. С. Мезенцевым [90] и другими исследователями уравнение водного баланса часто использовалось для определения испарения с поверхности речных бассейнов по разности осадки минус сток и корректировки измеренных осадкомерами атмосферных осадков по сумме испарения и стока с речного бассейна. В настоящее время метод водного баланса широко используется при решении многих научных и практических задач: для исследований процессов стока, инфильтрации и испарения в речных бассейнах и для разработки и усовершенствования методов гидрологических расчетов и прогнозов. По существу он составляет основу разрабатываемой теории целенаправленного управления поведением процессов стока и испарения в речных бассейнах с учетом антропогенных воздействий.

1.2. УРАВНЕНИЕ ВОДНОГО БАЛАНСА СУШИ

Вывод общего уравнения водного баланса суши для некоторого объема пространства, представляющего в плане контур с периметром S , был дан М. А. Великановым [25]. В качестве приходных компонентов он рассматривал осадки P , конденсацию K' , поверхностный Y_n и подземный Y_r приток. В качестве расходных — суммарное испарение E , поверхностный Y'_n и подземный Y'_r отток.

Количество осадков, выпавшее за время t на единицу поверхности суши площадью F , можно представить в виде следующего выражения:

$$PF = \int_t dt \int_F P dF. \quad (1.4)$$

Аналогичные выражения можно записать также для конденсации, испарения, прибыли (U_1) и убыли (U_2) запасов влаги в рассматриваемом объеме пространства. Поделив полученные интегральные выражения на площадь, получим средние значения указанных элементов. Элементы, характеризующие количество воды, поступившей (ушедшей) подземным путем, могут быть представлены в виде следующего выражения:

$$Y_r F = \int_t dt \int_S a dS, \quad (1.5)$$

где a — количество подземных вод, поступивших (ушедших) в единицу времени на единицу длины периметра.

Таким образом, отнеся приток и отток по периметру грунтовых вод к единице площади, получим соответствующие значения Y_r и Y'_r . Элементы баланса, характеризующие приток (и отток) вод поверхностным путем, могут быть представлены в виде следующего выражения:

$$F \sum_n Y_n = \int_t dt \sum_n Q_i, \quad (1.6)$$

где Q_i — расход воды в единицу времени i -того водотока; n — число водотоков; Y_n — слой притока (оттока) воды поверхностным путем.

Отнеся значения интегралов (1.6) к единице площади, получим значения суммарного притока $\sum Y_n$ и оттока $\sum Y'_n$, выраженные в слоях воды. Суммируя все рассмотренные выше элементы, отнесенные к единице площади выделенного объема пространства, получим следующее балансовое соотношение, где все элементы выражены в виде слоя воды:

$$P + K' + \sum_n Y_n + U_2 + Y_r = E_2 + \sum_n Y'_n + U_1 + Y'_r. \quad (1.7)$$

Это уравнение рассматривалось Великановым в качестве наиболее общего балансового выражения для любого объема пространства и промежутка времени.

Как уже отмечалось, поступление воды за счет конденсации очень мало и не идет в сравнение с другими элементами уравнения (1.7), поэтому в современном написании уравнение водного баланса для любого участка суши за любой интервал времени имеет следующий вид [93]:

$$P + Y_n + Y_r - E - Y_n' - Y_r' - \Delta S = \eta, \quad (1.8)$$

где ΔS — изменение общих запасов воды в рассматриваемом объеме за рассматриваемый промежуток времени; η — невязка

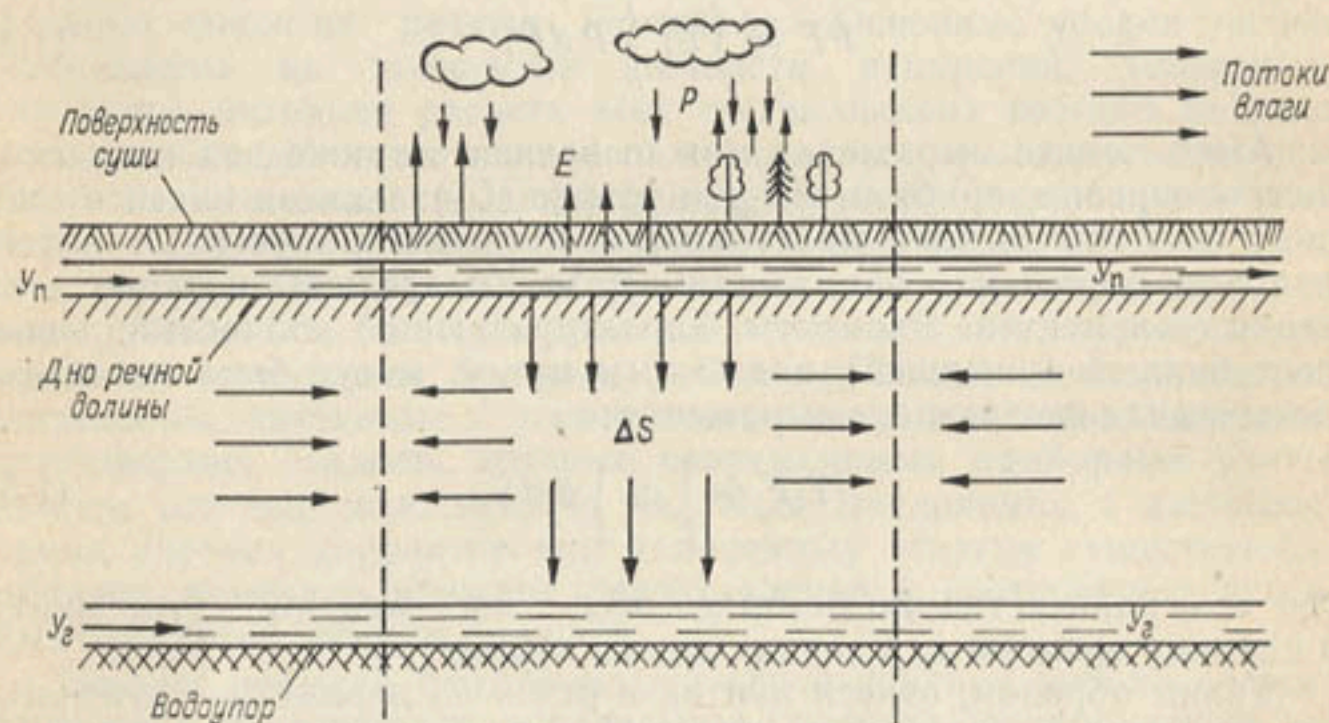


Рис. 1. Общая схема формирования водного баланса участка суши.

расчета, возникающая за счет погрешностей измерений и расчетов отдельных элементов, входящих в уравнение (1.8). Остальные обозначения даны выше.

Общая схема формирования водного баланса участка суши приведена на рис. 1.

Представленная запись уравнения водного баланса (1.8) применительно к конкретным задачам может меняться как в сторону сокращения, так и в сторону увеличения числа его членов с учетом характера территории, ее размеров, гидрологических особенностей, расчетного периода, фазы водности и т. д.

В настоящее время в связи с интенсивным хозяйственным освоением территорий как в нашей стране, так и за рубежом большую актуальность приобрела задача оценки водных балансов отдельных экономических и административных единиц (областей, экономических районов, республик, штатов и т. д.). Границы этих территорий чаще всего не совпадают с границами водоразделов,

а включают отдельные части речных бассейнов. В этих условиях может возрасти доля подземного водообмена (особенно для небольших по размерам территорий) с соседними участками суши. Кроме того, водохозяйственные элементы баланса (заборы Y_a и сбросы Y_b вод, переброски вод из одного бассейна в другой Y_v) зачастую становятся соизмеримыми с остальными элементами баланса. Уравнение водного баланса для отдельной административной или экономической территориальной единицы, исходя из выражения (1.8), может быть представлено в следующем виде:

$$P - Y_m - E - Y_a + Y_b + Y_r - Y_r' \pm Y_v = \Delta S, \quad (1.9)$$

где Y_m — местный сток, формирующийся на данной территории. Остальные обозначения аналогичны данным к формуле (1.8).

Уравнения (1.7) — (1.9) характеризуют соотношения элементов водного баланса внутри одной вертикальной зоны, охватывающей поверхность суши и почвогрунтовую толщу.

1.3. УРАВНЕНИЯ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ВОДНЫХ БАЛАНСОВ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ

В наиболее общем виде уравнение водного баланса для речного бассейна дано М. А. Великановым:

$$P = Y + E + U + K, \quad (1.10)$$

где E — испарение (за вычетом конденсации) с речного бассейна; K — водообмен данного бассейна с соседними. Остальные обозначения приведены выше.

Использование этого уравнения на практике связано со значительными трудностями из-за отсутствия в большинстве случаев данных об изменениях запасов влаги в бассейне и особенно о подземном водообмене.

В зависимости от конкретных природных условий, характера решаемых задач и наличия данных об элементах баланса отечественными и зарубежными учеными предложен ряд схем решения уравнения водного баланса.

М. И. Будыко [21] обосновал схему решения уравнения водного баланса речного бассейна с использованием уравнения теплового баланса и формулы Магнуса. Взамен уравнения (1.10) он использовал следующее выражение:

$$P = Y + E + \Delta M, \quad (1.11)$$

где ΔM — изменение продуктивных запасов влаги в верхнем метровом слое почвы за исследуемый интервал времени

$$\Delta M = M_k - M_n \quad (1.12)$$

(M_k и M_n — запасы продуктивной влаги в почве на конец и начало расчетного интервала).

Таким образом, уравнение (1.11) приводится к выражению

$$P = Y + E + M_k - M_n. \quad (1.13)$$

Будыко предложил решить уравнение (1.13) относительно M_k с использованием его формулы для расчета испарения:

$$E = E_0 (M_n + M_k) / (2M_{кр}), \quad (1.14)$$

где E_0 — максимально возможное испарение (испаряемость); $M_{кр}$ — критические запасы влаги в почве.

В результате он получил следующее выражение:

$$M_k = \left[1 / \left(1 + \frac{E_0}{2M_{кр}} \right) \right] \left[M_n \left(1 - \frac{E_0}{2M_{кр}} \right) + P - Y \right]. \quad (1.15)$$

Критические запасы влаги в почве, полученные обратным путем из уравнения (1.14), при известных значениях входящих в него элементов для отдельных месяцев многолетнего периода районированы по природным зонам СССР.

Таким образом, чтобы вычислить продуктивный запас влаги в почве на конец расчетного интервала времени, необходимо располагать данными о запасах продуктивной влаги в почве на начало интервала, сумме атмосферных осадков и стоке за рассматриваемый период и испаряемости.

Испаряемость определяется по методике Будыко на основании решения уравнения теплового баланса и формулы Магнуса (см. главу 2). Рассчитанное значение M_k на конец интервала (месяца) принимается как M_n для следующего месяца. Значение M_n на первую начальную дату вегетационного периода при отсутствии данных непосредственных наблюдений за влажностью почвы предлагается определять методом подбора, исходя из условия ее равенства продуктивной влажности на конец интервала M_k .

Изложенный метод в последующем был развит М. И. Будыко совместно с Л. И. Зубенком [21, 59] и рекомендован для оценки запасов продуктивной влаги в почве и испарения при отсутствии данных наблюдений за влажностью почвы [27]. Идея расчета водного баланса речного бассейна с использованием уравнения теплового баланса и формулы Магнуса использовалась в последующем В. Г. Андреяновым [3], С. И. Харченко [130], В. С. Мезенцевым [90] и другими исследователями при построении конкретных расчетных схем.

Рассматриваемый метод имеет ряд недостатков:

а) метод основан на решении неполного уравнения водного баланса; исходное уравнение, предложенное Будыко, не учитывает накопления или сброски вод в отдельных поверхностных емкостях бассейна (озерах, водохранилищах, болотах, русловой сети), а также изменений запасов подземных вод; б) не учитывается доля осадков, задерживаемых растительностью и испаряющихся с нее, не достигая поверхности почвы.

Г. П. Калинин и Т. Т. Макаровой [67] разработан метод составления водного баланса речного бассейна, позволяющий устанавливать ход элементов водного баланса на протяжении теплого периода года. Расчеты по рассматриваемой схеме могут выполняться по декадам и месяцам отдельных лет как при наличии данных наблюдений за стоком рек, так и при их отсутствии.

В основу рассматриваемого метода положено уравнение (1.3). Авторы метода разделили в этом уравнении сток на две составляющие: поверхностную Y_n и грунтовую Y_r . Изменение запасов влаги на водосборе U рассматривалось ими как результат изменений влагозапасов в трех емкостях: в русловой сети ΔS_p , в почве ΔM и в грунтовых водах ΔS_r . Так как данная расчетная схема была предложена для теплого периода года, когда не происходит значительного пополнения запасов грунтовых вод, авторы метода приняли, что запасы подземных вод сбрасываются только на сток, т. е.

$$-\Delta S_r = Y_r. \quad (1.16)$$

Было также принято, что изменение запасов влаги в почве ΔM определяется, как и в схеме Будыко, по разности их значений на конец и начало расчетного интервала времени. С учетом вышесказанного уравнение (1.3) приняло вид

$$P = Y_n + E + \Delta S_p + M_k - M_n. \quad (1.17)$$

Переходя от стока реки к притоку в русловую сеть

$$Y_{пр} = Y_n + \Delta S_p, \quad (1.18)$$

они окончательно получили следующее выражение:

$$P = E + Y_{пр} + M_k - M_n. \quad (1.19)$$

Испарение E авторами оценивалось в зависимости от продуктивных запасов влаги в почве и температуры воздуха. Указанная зависимость была представлена в графической форме.

Оценка притока в русловую сеть за месячные интервалы времени осуществлялась либо с использованием данных фактических наблюдений, либо расчетным путем в зависимости от продуктивной влажности почвы и разности сумм атмосферных осадков и испарения.

Продуктивные запасы влаги в почве для декад оценивались одним из следующих приемов:

1) для осеннего периода — по уравнению (1.19), а на конец снеготаяния их принимали равными 200 мм;

2) на начало снеготаяния эти запасы принимали равными осенним.

Обобщая изложенное, отметим, что метод расчета водного баланса речного бассейна, предложенный Калинин и Макаровой, основывается на учете изменений запасов влаги на поверхности

водосбора, в частности в русловой сети, и на эмпирических построениях для оценки отдельных элементов баланса. Ими также приравнены друг другу и исключены из рассмотрения грунтовый сток и изменения запасов подземных вод.

В. Г. Андреянов [3] разработал метод расчета водного баланса речных бассейнов при отсутствии данных наблюдений за некоторыми его элементами. В его схеме предусматривается:

1) определение грунтового стока путем расчленения гидрографа; исключение из рассмотрения изменений запасов грунтовых вод и значения грунтового стока, в соответствии с идеей Калинина и Макаровой [67], для всего года, кроме периодов интенсивного пополнения их запасов (весна, осень). Для указанных периодов изменение запасов подземных вод оценивается из уравнения баланса как остаточный член;

2) оценка значений испарения за месяцы теплого периода по формуле (3.48), а за зимние месяцы — по формуле П. П. Кузьмина [83];

3) определение запасов воды на водосборе на конец расчетного интервала по формуле

$$S_k = S_n + P - E - Y_n, \quad (1.20)$$

где S_n и S_k — запасы воды на водосборе соответственно на начало и конец месяца.

При выполнении расчетов Андреянов рекомендует сопоставлять запасы воды на водосборе с измеренными запасами продуктивной влаги в почве. При больших положительных значениях разности указанных запасов в зависимости от сезона года она интерпретируется как аккумуляция влаги на поверхности водосбора, в русловой сети или как величина пополнения грунтовых вод. За начало расчета Андреянов принимал конец зимней или летней межени, когда запасы воды в водоносных горизонтах, дренируемых рекой, минимальны.

При отсутствии данных наблюдений за стоком, в соответствии с идеями Л. Тюрка, Г. В. Торнтвейта и И. Р. Мазера, автор рассматриваемого метода считал, что, если запасы воды на водосборе превышают наименьшую влагоемкость M_f , то вне зависимости от того, где они находятся (в метровом почвенном слое или на поверхности), они идут на формирование стока с некоторым отставанием, учитываемым коэффициентом k' .

Поверхностный сток в данном случае определяется выражением

$$Y_n = (S_n + P - E_0 - M_f) k'. \quad (1.21)$$

При $S_n + P - E_0 < M_f$, очевидно, $Y_n = 0$.

При отсутствии данных наблюдений значение грунтового стока принимается по аналогии с грунтовым стоком изученных водотоков.

Для месяцев с интенсивным пополнением запасов грунтовых

вод просачивание из метровой толщи почвогрунтов в более глубокие слои (i) также оценивается методом аналогии.

Таким образом, расчетные выражения для оценки поверхностного стока и запасов влаги в бассейне на конец расчетного периода принимают следующий вид:

$$Y_n = (S_n + P - E - i - M_f) k'; \quad (1.22)$$

$$S_k = S_n + P - E - i - Y_n. \quad (1.23)$$

Расчет водного баланса по рассмотренной схеме Андреянов иллюстрировал на примере р. Полонеты за четыре гидрологических года (1952-53, 1953-54, 1954-55, 1955-56).

Относительно схемы Андреянова можно отметить следующее:

1) в ней синтезированы идеи М. И. Будыко [21] и А. И. Бугаевского [19] — в области расчета испаряемости, Г. П. Калинина [67] — об исключении из рассмотрения в устойчивые межени периоды изменений запасов грунтовых вод и грунтового стока, Торнтвейта, Мазера [147] и К. И. Харченко [3] — об учете в формуле испарения текущих осадков, а также аккумуляции — коэффициентом отставания стока; Торнтвейта, Мазера [147] и Тюрка [148] — о необходимости оценки просачивания и избытков влаги в бассейне;

2) автор схемы обратил внимание на возможность ее использования при измененных деятельностью человека физико-географических условиях.

Указанная расчетная схема, как и схема Калинина, не получила широкого распространения. По мнению автора схемы, она может быть использована «... лишь в целях исследования закономерностей формирования речного стока и в отдельных случаях при физико-географических условиях, значительно измененных (или намечаемых к изменению) по сравнению с природными» [3].

М. И. Львович [88] предложил систему следующих уравнений, нашедших применение при воднобалансовых исследованиях Института географии АН СССР:

$$P = Y_n + Y_r + E; \quad (1.24)$$

$$W = P - Y_n; \quad (1.25)$$

$$K_r = Y_r / W; \quad (1.26)$$

$$K_E = E / W, \quad (1.27)$$

где W — валовое увлажнение территории; K_r и K_E — соответственно коэффициенты питания рек подземными водами и испарения. Остальные обозначения прежние.

Уравнение (1.24) аналогично уравнению среднего многолетнего водного баланса (1.1). При расчленении общего стока на поверхностный и подземный уравнение (1.24) полностью совпадает с уравнением Г. Н. Высоцкого [115]. Термин «валовое увлажнение», используемый Львовичем, нельзя признать удачным. На

это обстоятельство обращали внимание Г. Р. Юнусов [81], П. Ф. Идзон [63], П. С. Кузин, которые отмечали, что этот термин лишен физического смысла. Коэффициент питания рек подземными водами, введенный Львовичем, не в полной мере отражает физическую сущность данного явления, поскольку инфильтрационное питание грунтовых вод обуславливается тем количеством воды, которое осталось после расходования осадков на поверхностный сток, испарение и пополнение запасов влаги в почвогрунтах бассейна.

А. Г. Булавко [22] разработал схему расчета водного баланса речного бассейна применительно к условиям Белорусской ССР. Он дифференцировал составление общего водного баланса речного бассейна на баланс двух зон — поверхностной и подземной — и в качестве основного уравнения водного баланса использовал следующее выражение:

$$S_n + P - Y - E = S_k, \quad (1.28)$$

где S_n и S_k — влагозапасы водосбора на начало и конец расчетного интервала времени.

В отличие от общепринятого понятия — изменение запасов воды в бассейне — Булавко ввел новый термин — комплексный показатель уровня влагозапасов в бассейне на начало гидрологического года. Под этим показателем понимается величина, определяемая по разности фактических значений стока и так называемых его «нормальных значений», определенных с помощью графических зависимостей равнообеспеченных значений стока от осадков. При этом принимается, что между значениями уровня влагозапасов на начало S_n и конец S_k года существует равенство

$$S_n(t) = S_k(t-1) \quad (1.29)$$

и

$$S_k(t) = S_n(t-1), \quad (1.30)$$

где t — номер расчетного периода.

Испарение E за гидрологический год им определяется из уравнения (1.28) как остаточный член. Индексом P обозначена величина «активных осадков».

Для месячных интервалов времени полученная годовая сумма испарения нетто E распределяется в соответствии с внутригодовым ходом испарения, предварительно установленным по графику П. С. Кузина [79]. К полученным значениям месячного испарения нетто E прибавляются значения испарения задержанных осадков E_n и таким путем определяется испарение брутто.

Просачивание воды в почву i определяется Булавко по уравнению

$$i = P - Y_n - E_n - \Delta S_n, \quad (1.31)$$

где Y_n — поверхностная составляющая речного стока; E_n — испарение задержанных растительностью осадков; ΔS_n — изменение уровня влагозапасов поверхностной зоны.

Изложенная схема составления водного баланса проиллюстрирована Булавко на примере ряда бассейнов рек Белорусской ССР. Из рассмотрения указанной схемы следует, что для ее использования за отдельные интервалы времени необходимы данные по осадкам и стоку за ряд прошлых лет. По указанным данным необходимо построить «нормальные зависимости» стока от осадков. Используя указанные зависимости, а также фактические данные по стоку, следует определить уровень влагозапасов на начало гидрологического года.

Как известно, зависимости равнообеспеченных величин особенно эффективны, если между самими переменными существует тесная корреляционная связь. Э. М. Ольдекопом [99] было показано, что для увлажненных территорий между стоком и осадками существует тесная корреляционная связь. Указанная связь существует для речных бассейнов, расположенных на территории Белорусской ССР, применительно к которой были оценены А. Г. Булавко элементы водного баланса. Для засушливых районов связь между осадками и стоком слабо выражена из-за расходования значительной части осадков на испарение.

Заслуживает внимания использование автором графиков П. С. Кузина для оценки внутригодового распределения испарения. Графики П. С. Кузина, по мнению В. Г. Андреянова [3], хорошо отражают вид зависимости испарения от дефицита влажности воздуха. Возможные ошибки в оценке внутригодового хода испарения по этим графикам из-за неучета поправок к осадкам, по видимому, незначительны. В связи с указанным представляется, что перестройка графиков Кузина по новым данным об осадках может быть весьма полезной.

Схема Булавко не предусматривает использования массовых данных наблюдений за основными аккумуляционными элементами баланса: запасами воды в озерах, болотах, русловой сети, снеге, почве, водоносных слоях.

В 1974 г. ЮНЕСКО опубликовало Международное руководство по исследованиям и практике («Методы расчета водных балансов») [93], в котором в значительной мере обобщен мировой опыт составления водных балансов речных бассейнов.

За рубежом в последнее десятилетие при расчетах водных балансов в основном используются либо схемы Тюрка, Торнтвейта и Мазера и их модификации (с оценкой испарения по методу Х. Л. Пенмана), либо схемы советских авторов, изложенные в работах М. И. Львовича [88] и в Методических указаниях [92].

Схема Тюрка для расчета водного баланса в значительной мере опирается на его методику оценки испарения (см. главу 3). Эта схема широко распространена во Франции [6, 148].

Рассчитанные по формуле Тюрка месячные и годовые суммы испарения корректируются путем введения коэффициента, равного отношению разности годовых осадков и стока к годовой

сумме испарения. Месячные суммы осадков P сопоставляются с откорректированными значениями испарения E .

При $P > E$ принимается, что влажность почвы соответствует наименьшей влагоемкости, а разность осадков и откорректированного испарения, по Тюрку, соответствует значению просачивания:

$$i = P - E. \quad (1.32)$$

При $P < E$ для каждого месяца вычисляется разность $(E - P)$ и затем последовательно суммируются полученные значения, т. е. оценивается дефицит влажности почвы Δ и его нарастающая сумма до наименьшей влагоемкости. Так как осенью испарение резко уменьшается и разность $(P - E)$ становится больше нуля, то начинается накопление влаги в бассейне; происходит снижение дефицита Δ на значение $(P - E)$.

В том месяце, в котором накопление влаги превысит дефицит, по Тюрку, снова возобновляется процесс просачивания. В этом случае просачивание определяется по формуле

$$i = P - E - \Delta. \quad (1.33)$$

В последующие месяцы при $\Delta = 0$ просачивание вновь будет определяться выражением (1.32).

Изменение запасов воды на водосборе, согласно Тюрку, устанавливается по разности элементов просачивания i и стока Y , т. е.

$$\Delta S = i - Y. \quad (1.34)$$

Указанную разность Тюрк относит к изменениям запасов грунтовых вод. Относительно рассматриваемой схемы выскажем ряд замечаний.

1. Уравнение водного баланса Тюрка основывается на данных измерений лишь двух основных элементов баланса: осадков и стока; третий элемент — испарение — определяется расчетом. Остальные элементы баланса отдельно не определяются.

2. Изменения запасов воды на водосборе, определяемые по выражению (1.34), представляют собой в действительности общие изменения запасов влаги в бассейне, а не только изменения грунтовых вод, как неточно полагал Тюрк.

3. Просачивание и дефицит почвенной влаги оцениваются Тюрком не по данным измерений влажности почвы, а расчетным путем, что существенно снижает точность воднобалансовых расчетов.

Использование схемы Тюрка на практике связано с рядом трудностей в оценке параметров, необходимых для расчета испарения в различных природных условиях. С помощью этой схемы невозможно проследить динамику накопления и сработки влаги в речном бассейне: почвах, грунтовых водах, озерах, водохранилищах, болотах, русловой сети и т. д.

Схема Торнтвейта и Мазера применяется в Испании, США и ряде стран Африки. Она позволяет рассматривать водный баланс

речного бассейна по месячным интервалам времени лишь для среднего многолетнего периода. Для расчетов необходимо располагать данными об осадках и наименьшей влагоемкости почвы. Кроме того, для оценки испаряемости необходимы сведения по ряду метеорологических элементов (см. главу 3). По методу Торнтвейта и Мазера оценивается:

1) дефицит влаги $d = E_0 - E; \quad (1.35)$

2) запасы влаги в почве M_i на конец расчетного интервала $M_i = M_{i-1} + P - E \leq M_f, \quad (1.36)$

где M_{i-1} — влажность в почве на начало интервала; M_f — наименьшая влагоемкость почвы, принимаемая равной 300 мм в месяц;

3) избыток влаги b $b = P - (E_0 + M_f - M_{i-1}) \geq 0; \quad (1.37)$

4) сток Y $Y = (b + V_{i-1} - M_{i-1}) k', \quad (1.38)$

где V_{i-1} — запас влаги в бассейне за предшествующий интервал времени; k' — коэффициент отставания, учитывающий, по мнению авторов схемы, аккумулярующее влияние водосбора. Числовое значение коэффициента k' авторами принимается равным 0,5;

5) запас влаги на водосборе на конец интервала при $k' = 0,5$.

Одним из существенных недостатков данной схемы составления водного баланса речного бассейна является не учет авторами возможности использования в расчетах данных фактических наблюдений за стоком, запасами влаги в почве и в водоносных слоях. Другим существенным недостатком является принятие постоянного значения наименьшей влагоемкости (300 мм/мес) и коэффициента отставания стока ($k' = 0,5$). Авторы не предусматривают раздельного учета изменений запасов влаги в отдельных емкостях бассейна — водоносных слоях, озерах, водохранилищах, болотах, русловой сети. Сток не подразделяется на поверхностный и грунтовый. Схема не позволяет раскрыть динамику влагообмена между отдельными зонами бассейна.

Рассмотрение научных основ отечественных и зарубежных методов расчета водных балансов речных бассейнов показывает, что до последнего времени внедрение воднобалансового метода исследований в практику гидрологических исследований сдерживалось недостаточной точностью или полным отсутствием измерений по отдельным составляющим водного баланса. Часть из них обычно определялась косвенными приемами.

Новый этап в развитии воднобалансовых исследований начался в 1966 г., когда по инициативе ГГИ в нашей стране были развернуты массовые расчеты водных балансов речных бассейнов

за короткие интервалы времени отдельных лет (месяц, сезон, год), основанные на данных наблюдений УГКС Госкомгидромета за всеми основными элементами водного баланса. Эти расчеты выполнялись на единой методической основе, изложенной в Методических указаниях № 73 [92]. Накопленный методический опыт и результаты расчетов водных балансов речных бассейнов были обобщены В. И. Бабкиным и А. П. Бочковым при издании Методических указаний № 89 [92]. Этими указаниями предусмотрен расчет водных балансов речных бассейнов за следующие интервалы времени: декада, месяц, межень, половодье, паводки, календарный и гидрологический годы. Под гидрологическим годом понимается период времени, в течение которого осуществляется цикл накопления — расходования влаги в речном бассейне. Дата начала гидрологического года назначается исходя из следующего соотношения для одного из осенних месяцев:

$$P_1 > (Y + E). \quad (1.39)$$

Согласно Методическим указаниям № 89, в зависимости от наличия исходных данных и целей исследования расчет водных балансов речных бассейнов рекомендуется выполнять по одному из двух уравнений:

1) детальное уравнение

$$\Delta S' = P_1 - (Y_n + Y_r) - Y_\alpha + Y_\beta - E - \Delta S_c - \Delta S_{оз} - \Delta S_б - \Delta S_p - \Delta M - \Delta U; \quad (1.40)$$

2) приближенное уравнение

$$\Delta S = P - (Y_n + Y_r) - Y_\alpha + Y_\beta - E - \Delta S_c - \Delta S_{оз} - \Delta S_б. \quad (1.41)$$

где P_1 — осадки, откорректированные всеми поправками; P — осадки с поправкой только на смачивание; Y_n, Y_r — соответственно поверхностная и подземная составляющие речного стока; Y_α — водозабор из русла реки и переброска вод в соседние бассейны; Y_β — сбросы использованных вод и переброска вод из соседних бассейнов; E — общее испарение с водосбора за вычетом конденсации; ΔS — приближенное значение суммарного изменения запасов влаги в остальных (помимо снега ΔS_c , озер, водохранилищ $\Delta S_{оз}$ и болот $\Delta S_б$) емкостях речных бассейнов (почве ΔM , водоносных слоях ΔU , русловой сети ΔS_p , в слое почвогрунтов, расположенном ниже верхнего метрового слоя до уровня грунтовых вод, в грунтах водоупоров, а также значение возможного подземного водообмена); $\Delta S'$ — суммарное изменение неучтенных в уравнении (1.40) запасов влаги в бассейне.

Уравнение (1.40) для оценки водного баланса малых водосборов дополняется элементом $Y_{нд}$, представляющим собой часть стока, не дренируемого данным водотоком. Значение рассматриваемого элемента определяется по разности между стоком реки, полностью дренирующей подземные воды своего бассейна, принятого за аналог, и стоком данного малого водосбора.

Уравнение (1.40) рекомендуется использовать при расчетах водного баланса тех водосборов, в пределах которых имеется достаточное число пунктов наблюдений за его элементами.

В настоящее время изложенный метод используется в УГКС при составлении водных балансов речных бассейнов. Для повышения оперативности расчетов в ГГИ разработаны их алгоритмы и программы. При разработке алгоритмов и программ учтены следующие особенности, присущие расчетам водных балансов речных бассейнов [92]:

1) возможность выражения структуры водного баланса посредством системы матриц;

2) возможность ввода в ЭВМ, операции и вывода на печать больших массивов исходной информации;

3) относительная несложность производимых алгебраических операций;

4) возможность ограничения получаемых результатов тремя-четырьмя цифрами;

5) возможность расчленения программ (решаемой задачи) на мало-зависимые или независимые блоки (подпрограммы).

Программы составлены на языке ФОРТРАН.

Глава 2

ВЗАИМОСВЯЗЬ ВОДНОГО И ТЕПЛОВОГО БАЛАНСОВ

Движущей силой круговорота воды на земле является приток солнечной радиации к земной поверхности. Энергетический фактор рассматривается в качестве первичного фактора природных процессов, поэтому начальным звеном круговорота воды следует считать испарение влаги с океанов, морей и поверхности суши.

Применительно к поверхности суши соотношение между различными тепловыми потоками может быть представлено в виде следующего уравнения теплового баланса:

$$R = LE + T + B, \quad (2.1)$$

где R — радиационный баланс; E — испарение за вычетом конденсации; L — удельная теплота испарения (LE — затрата тепла на испарение); T — турбулентный теплообмен поверхности суши с атмосферой; B — обмен теплом с нижележащими слоями.

Средние соотношения между отдельными элементами теплового баланса в равнинной части поверхности суши представлены в табл. 1.

В уравнении (2.1) не учитываются некоторые потоки тепла (затраты тепла на биохимические процессы, переход тепловой энергии в механическую, поглощение и выделение тепла в процессе хозяйственной деятельности человека и др.), значения которых малы по сравнению с основными элементами теплового

Тепловой баланс поверхности суши, Дж/(м²·год)

Широта	Элемент теплового баланса			Широта	Элемент теплового баланса		
	<i>R</i>	<i>LE</i>	<i>T</i>		<i>R</i>	<i>LE</i>	<i>T</i>
70—60 °с	8,4	6,7	1,7	10—20	30,6	18,9	11,7
60—50	12,6	9,6	3,0	20—30	29,3	11,7	17,6
50—40	18,9	10,5	8,4	30—40	26,0	12,2	13,8
40—30	25,1	9,6	15,5	40—50	17,2	9,2	8,0
30—20	29,0	8,0	21,0	50—60	13,0	9,2	3,8
20—10	29,8	13,4	16,4	Вся суша	20,5	11,3	9,2
10—0	30,2	23,9	6,3				
0—10 ° ю	30,2	25,6	4,6				

Примечание. Для среднего многолетнего годового периода обмен теплом с нижележащими слоями принимается равным нулю.

баланса. В соответствии со сложившейся практикой величина *R* принимается положительной, когда она характеризует приход тепла к поверхности суши, а величины *LE*, *T* и *B* — когда они характеризуют расход тепла от земной поверхности. Радиационный баланс *R* равняется разности поглощенной поверхностью суши коротковолновой радиации и эффективного излучения:

$$R = (Q + q)(1 - \alpha) - I, \quad (2.2)$$

где *Q* и *q* — суммы прямой и рассеянной радиации при средней для периода облачности; α — альбедо (коэффициент отражения поверхности суши); *I* — эффективное излучение.

Приемы определения отдельных составляющих уравнений (2.1) и (2.2) применительно к равнинным условиям хорошо известны и их рассмотрение не входит в задачу настоящей работы.

Для горных районов вопросы методики оценки отдельных составляющих уравнения теплового баланса изучены весьма слабо. Это связано с тем, что в горах условия теплообмена намного сложнее, чем на равнине вследствие особенностей горного рельефа.

Исследованиями последних лет установлено [14, 39], что значения радиационного баланса в горах уменьшаются с возрастанием высоты местности из-за более быстрого роста альбедо и эффективного излучения по сравнению с суммарной радиацией на высотах, превышающих 500—600 м над ур. м. В то же время значения *R* в значительной мере зависят от экспозиции и крутизны склонов.

Количество тепла, затрачиваемое на испарение в горных районах *LE*, также существенным образом изменяется в зависимости от высоты местности, ориентации и крутизны склонов. Подробно эти вопросы рассмотрены в главе 5.

Относительно характера изменения турбулентного теплообмена подстилающей поверхности с атмосферой в горах однозначного ответа не получено. Рядом авторов [14, 28] отмечается тенденция понижения годовых значений *T* с возрастанием высоты местности. Есть и противоположные суждения [117, 129]. Это связано отчасти с различием выбранных для исследований горных территорий в отношении крутизны склонов, их экспозиции, степени закрытости горизонта, поэтому при расчетах турбулентного теплообмена в горах должны учитываться как высотное положение территории, так и орографические особенности местности.

Определение теплообмена с грунтом *B* в горных условиях — весьма сложная задача. Экспериментальных данных о значениях этого элемента для различных подстилающих поверхностей в горах (луговые склоны, скалы, осыпи и т. д.) крайне мало, а существующие малочисленные рассчитанные данные теплообмена с грунтом в горных районах получены, как правило, с использованием методик, разработанных для равнинных условий.

2.1. СОВМЕСТНОЕ РЕШЕНИЕ УРАВНЕНИЙ ВОДНОГО И ТЕПЛООВОГО БАЛАНСОВ

До настоящего времени при воднобалансовых расчетах в большинстве случаев используется классическое воднобалансовое уравнение (1.3), записанное в зависимости от поставленной задачи с той или иной степенью детальности. Между тем формирование элементов водного баланса происходит в тесной связи с энергетическими факторами атмосферы и подстилающей поверхности. Поступление на поверхность суши тепловой энергии солнца и ее трансформация, процессы выпадения осадков, испарения, стока, просачивания, изменение влагозапасов тесно связаны и представляют собой, по определению В. Г. Андреянова [3], единый сложный саморегулирующийся процесс, характер которого зависит от соотношения тепла и влаги, установившегося для данной территории. Следовательно, одним из возможных путей решения воднобалансового уравнения является установление связи теплоэнергетических факторов с элементами водного баланса. Как показали исследования [3, 21, 90], этот путь, заключающийся в совместном решении уравнений водного и теплового балансов, оказался весьма перспективным, так как он базируется на применении физически обоснованных расчетных зависимостей. В простейшем случае, когда определяются элементы баланса участка суши для годового интервала времени, система уравнений теплового и водного балансов может быть записана в виде уравнения

$$P = -Y_n + Y_n' + E \pm \Delta S. \quad (2.3)$$

Для более коротких периодов член ΔS дифференцируется по отдельным видам влагозапасов. Связующим параметром уравнений (2.1) и (2.3), так же как и любых других уравнений тепло-

вого и водного балансов, записанных для одинаковых промежуточных времени, является испарение с поверхности суши E , которое зависит как от наличия влаги, так и от поступления солнечной энергии. Если бы можно было достаточно надежно определить радиационный баланс и турбулентный теплообмен, а также другие радиационные характеристики для расчетного интервала времени в условиях постоянно меняющейся увлажненности подстилающей поверхности, то определение E из уравнения теплового баланса и последующее решение уравнения водного баланса не представляло бы большой сложности. Однако эта задача может быть решена лишь для отдельных ограниченных участков суши путем организации специальных детальных наблюдений. Первые исследования с использованием совместного уравнения водного и теплового балансов были выполнены для средних многолетних условий и годового интервала времени. Такими уравнениями «связи» явились формулы Ольдекопа

$$E = E_0 \operatorname{th} P/E_0 \quad (2.4)$$

и Шрейбера

$$E = P[1 - \exp(-E_0/P)], \quad (2.5)$$

где E_0 — максимально возможное испарение.

Позднее М. И. Будыко предложил определять максимально возможное испарение [21] E_0 одним из следующих приемов:

1) как частное от деления радиационного баланса, соответствующего условиям достаточного увлажнения R , на удельную теплоту испарения L , т. е.

$$E_0 = R/L; \quad (2.6)$$

2) по формуле

$$E_0 = c(e_0 - e), \quad (2.7)$$

где e_0 — упругость насыщающих паров при температуре увлажненной подстилающей поверхности; e — упругость водяных паров в воздухе; c — параметр, зависящий от коэффициента внешней диффузии D .

При $D = 0,63 \cdot 10^{-2}$ м/с для месячных интервалов времени $c = 17,5$. Более точные результаты определения параметра E_0 могут быть получены при использовании формулы (2.7). Среднее геометрическое из соотношений (2.4) и (2.5) с учетом выражений (2.6) или (2.7) представляет собой уравнение связи Будыко, которое в настоящее время широко используется при определении среднего годового испарения с поверхности суши:

$$E = \sqrt{PE_0} [1 - \exp(-E_0/P)] \operatorname{th} P/E_0. \quad (2.8)$$

Уравнения (2.4), (2.5) и (2.8) устанавливают зависимость среднего годового испарения от осадков и радиационного баланса увлажненной поверхности. Радиационный баланс увлажненной поверхности должен при этом рассчитываться по температуре

этой поверхности t_0 . Для определения t_0 и e_0 , в соответствии с работами [3, 21], совместно решаются уравнение теплового баланса (2.1) для увлажненной поверхности и уравнение Магнуса. Отдельные члены уравнения теплового баланса (2.1) в рассматриваемом случае определяются следующим образом. Радиационный баланс увлажненной поверхности R (Дж/м²) находится для месячных интервалов времени по выражению

$$R = 4,19 \cdot 10^7 [R' - 0,33(t_0 - t)], \quad (2.9)$$

где R' — радиационный баланс, рассчитанный по температуре воздуха; t — температура воздуха.

Затраты тепла на максимально возможное испарение (Дж/м²) при коэффициенте внешней диффузии $D = 0,63$ см/с определяются на основании зависимости

$$LE_0 = 4,4 \cdot 10^7 (1,15e_0 - e). \quad (2.10)$$

Турбулентный теплообмен с атмосферой (Дж/м²) при указанных условиях для месячных интервалов рассчитывается следующим образом:

$$T = 2,14 \cdot 10^7 (t_0 - t). \quad (2.11)$$

Подставляя выражения (2.9)—(2.11) в уравнение теплового баланса (2.1), после ряда простейших преобразований получаем

$$A_0 = e_0 + 0,69t_0 = 0,825(R' - B) + 0,69t + 0,87e. \quad (2.12)$$

Величина e_0 определяется по уравнению Магнуса, имеющему следующий вид:

$$e_0 = 4,58 \cdot 10^7 \cdot 10^{7,45t_0/(235+t_0)}. \quad (2.13)$$

Совместное решение уравнений (2.12) и (2.13) может быть выполнено с помощью графиков, представленных на рис. 2. После определения значения A_0 (правой части уравнения (2.12)) по графику с кривой 1 снимаются значения t_0 . По данным о t_0 с кривой 2 снимаются значения e_0 , которые используются в формуле (2.7) для оценки параметра E_0 . Таким образом, для определения R , T и E достаточно иметь данные наблюдений стандартной сети за элементами радиационного режима, осадками, температурой и влажностью воздуха. Такие наблюдения в настоящее время проводятся на большей части территории СССР. В случае отсутствия актинометрических данных радиационный баланс увлажненной поверхности может быть определен косвенным путем, в частности, в зависимости от температуры воздуха, а параметр E_0 — в зависимости от условного дефицита влажности воздуха по методике Л. И. Зубенок [59]. В последнем случае величины R и E_0 будут отличаться пониженной точностью по сравнению с их значениями, оцененными указанными выше приемами.

Изложенные расчетные схемы, основанные на совместном решении уравнений теплового и водного балансов, приобретают важное значение в современных условиях, когда для многих речных водосборов возникла необходимость в оценке и прогнозе измене-

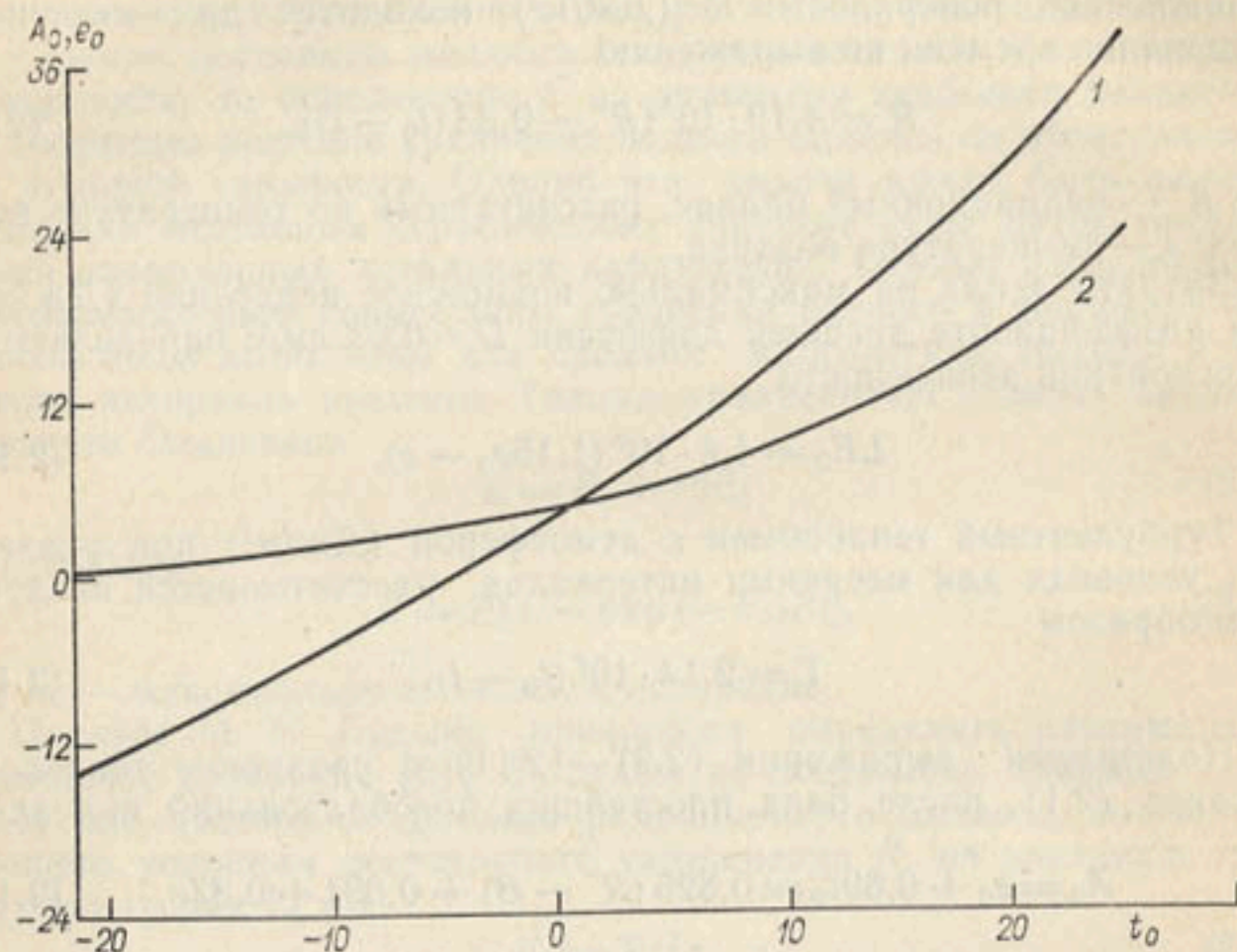


Рис. 2. Зависимость упругости насыщения водяного пара e_0 от температуры увлажненной поверхности t_0 .

1 — для зависимости $A_0 = f(t_0)$; 2 — для зависимости $e_0 = f(t_0)$.

ний отдельных элементов водного баланса под влиянием хозяйственной деятельности. В частности весьма перспективно определять суммарное испарение по данной методике при оценке влияния лесохозяйственных мероприятий на элементы водного баланса, расчетах потерь на испарение при проектировании водохранилищ и др.

2.2. ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО И ТЕПЛОВОГО БАЛАНСОВ СУШИ

В п. 2.1 отмечено, что в качестве максимально возможного испарения М. И. Будыко предложил использовать параметр E_0 , определяемый по выражению (2.6). Данное выражение было получено на основании следующих рассуждений. Известно, что среднее значение испарения с поверхности суши зависит от количества выпавших осадков и притока солнечной радиации. В общем случае с увеличением осадков и солнечного тепла испарение

увеличивается. В зоне недостаточного увлажнения (особенно в пустынной зоне) при малых значениях осадков и большом притоке тепла вся вода, поступающая в виде осадков, расходуется на испарение, т. е. отношение E/P приближается к единице. В то же время в зоне избыточного увлажнения в условиях большого количества осадков и незначительных тепловых ресурсов отношение E/P будет мало и при возрастании осадков и уменьшении притока тепла будет стремиться к нулю.

Если рассмотреть, как будет меняться отношение $R/(LP)$ для указанных двух зон, то оказывается, что в зоне избыточного увлажнения его значения будут малы (в пределе до нуля), а в пустынной зоне — велики. Действительно, значения отношения $R/(LP)$, которое было названо радиационным индексом сухости, изменяются от 0,10—0,15 в зоне избыточного и достаточного увлажнения до 2,5—3,0 в пустыне. Таким образом, должна существовать функциональная связь между отношениями E/P и $R/(LP)$, которую можно записать в виде

$$E/P = f[R/(LP)]. \quad (2.14)$$

Данное уравнение Будыко назвал уравнением связи теплового и водного балансов, которое устанавливает характер взаимодействия между элементами влагооборота и энергетическими факторами. Оказалось, что вид этой связи хорошо аппроксимируется формулами Ольдекопа и Шрейбера (см. п. 2.1) в том случае, когда $E_0 = R/L$. Выполненная Будыко проверка формул (2.4), (2.5) и (2.8), полученных с использованием данного соотношения, показала, что для больших интервалов времени рассчитанные значения достаточно хорошо согласуются с натурными. О вполне удовлетворительных результатах расчетов испарения по формуле (2.8) пишет в своей работе С. Ф. Федоров [128]. Он выполнил оценку относительной погрешности определения среднего годового суммарного испарения по формуле (2.8) путем сравнения полученных данных со значениями суммарного испарения, снятыми с карты ГГИ, построенной под руководством А. П. Бочкова [29]. Сопоставление, выполненное для 153 пунктов, показало, что среднее квадратическое отклонение значений испарения, определенных двумя вышеуказанными способами, оказалось около 10 %.

По мнению А. А. Соколова [114], принятый Будыко параметр R/L в качестве характеристики максимально возможного испарения не вносит сколько-нибудь заметного уточнения в формулу (2.4) и кривая, соответствующая формуле Будыко, так же, как и кривая Ольдекопа, не всюду согласуется с эмпирическими данными. К аналогичному выводу пришел и Кузин [81], отметивший, что для территории Крайнего Севера фактическое испарение на 50—70 % меньше рассчитанного по формуле (2.8). То же отмечается и для горных территорий [37, 39]. Несоответствие значений испарения, рассчитанных по уравнению (2.8), фактическим значениям А. И. Будаговский [19] объясняет двумя причинами. Во-первых, тем, что при низкой температуре воздуха и небольших значениях

недостатка насыщения не соблюдается соотношение $E_0 = R/L$ и фактическая испаряемость оказывается существенно ниже той, которая определяется по радиационному балансу. Во-вторых, тем, что весной и отчасти в начале лета наблюдается явление так называемой физиологической засухи, когда из-за низкой температуры почвы понижена транспирация растительного покрова. Поглощаемая растительным покровом солнечная радиация в значительной мере расходуется на турбулентный теплообмен с атмосферой, вследствие чего суммарное испарение оказывается существенно ниже испаряемости.

Это обстоятельство свидетельствует о том, что конструкцию формулы (2.8) нельзя считать достаточно совершенной. Методика оценки испаряемости и испарения требует улучшения. В частности, применительно к горным территориям уточнение методики расчетов испаряемости, а следовательно, и испарения по уравнению связи выполнено В. С. Вуглинским [37]. В дальнейшем Н. А. Багровым (3), В. С. Мезенцевым [90] и другими исследователями было показано, что уравнения связи элементов баланса имеют более сложный вид. Более строгая запись этих уравнений предложена и использована В. И. Бабкиным [7] при рассмотрении водного баланса речных бассейнов за короткие интервалы времени (см. главу 8).

В заключение следует отметить, что развитие исследований с использованием уравнений водного и теплового балансов является основой решения различного рода задач, связанных с математическим моделированием гидрологических явлений и процессов в речных бассейнах.

Глава 3

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ВОДНОГО БАЛАНСА И МЕТОДЫ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

3.1. АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

Атмосферные осадки — основной элемент приходной части уравнения водного баланса. Их формирование неразрывно связано с количеством влаги, содержащейся в атмосфере, ее циркуляцией, удаленностью территории от морей и океанов, рельефом местности и многими другими факторами.

Атмосферные осадки являются одним из первых метеорологических элементов, измеренных человеком. Несмотря на это существующие в различных странах мира приборы для их измерения все еще далеки от совершенства и значения осадков в пунктах наблюдений нередко существенно отличаются от истинных.

Проблема точности измерения осадков издавна привлекала к себе внимание. Ее рассмотрению посвящено большое количество

работ [99, 101, 136]. Возникающие при этом трудности (многообразие факторов, влияющих на формирование и выпадение осадков, сложность учета различных видов и типов осадков и т. д.) затрудняли разработку научно обоснованных рекомендаций по созданию эталонных измерительных приборов и корректировке измеренных в прошлом осадков. Повышенный интерес к этому вопросу со стороны метеорологов и гидрологов в последнее время связан с изучением водных балансов речных бассейнов за короткие интервалы времени реальных лет (месяцы, сезоны).

Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова, Государственным гидрологическим институтом и рядом территориальных управлений Госкомгидромета были выполнены крупные экспериментальные, лабораторные и натурные исследования, позволившие в значительной мере устранить неоднородность материалов наблюдений за осадками, проводившихся в прошлом и в наши дни с помощью различных приборов, а также учесть недоулавливание осадков существующими осадкомерами.

3.1.1. Измерение атмосферных осадков

Науке известны факты об измерении атмосферных осадков в далеком прошлом. Данные об осадках собирались, например, в Индии еще в IV в. до н. э. Дождемеры для измерения осадков применялись в Корее в 1442 г., а дождемеры современной конструкции применяются в Европе с конца XV в. [99].

Хотя приборы — дождемеры — для измерения выпадающих из атмосферы осадков являются наиболее простыми по своей конструкции и эксплуатации из всех существующих метеорологических приборов и к настоящему времени во многих странах мира существует густая сеть осадкомерных пунктов наблюдений, все же следует отметить, что измерение количества выпадающих осадков производится с недостаточно высокой точностью.

Факты, касающиеся различия значений осадков, измеренных разными осадкомерами, из-за влияния на их показания местных условий известны давно. Э. М. Ольдекоп [99] отмечал, что в 1766—1767 гг. Хебердон получил большие различия в измеренных суммах осадков в г. Лондоне: в саду Вестминстерского аббатства сумма осадков составила 574 мм, а на крыше этого здания всего 307 мм. Улавливание осадков дождемером зависит от скорости ветра, высоты установки прибора, размера его приемной поверхности и других причин. Выпадение осадков почти всегда сопровождается ветром. Любой дождемерный прибор, будучи помещенным в воздушный поток, обтекается им с повышенной скоростью. Над его приемной поверхностью образуется воздушный козырек, затрудняющий попадание осадков. Возникающие при этом вокруг прибора и внутри его вихри способствуют проносу мимо прибора и выдуванию из него уловленных осадков. Положение усугубляется тем, что в зимнее время возможно дополнительное наметание снега в прибор во время метелей.

Кроме того, на показания приборов оказывает влияние методика измерения осадков. Если осадки измеряются сразу же после окончания выпадения, то можно более точно определить их количество, так как при наличии перерыва между сроком окончания выпадения и сроком измерения часть их испаряется. Некоторое количество осадков при измерении уходит на смачивание стенок прибора.

В настоящее время во всех странах мира, в том числе и в СССР, существует большое количество дождемеров различных конструкций [47, 101, 136].

На сети осадкомерных станций СССР приемная поверхность измерительного прибора расположена на высоте 2 м над поверхностью земли. Эта высота была выбрана во избежание влияния метелей на показания осадкомера. На этой высоте во время выпадения осадков скорость ветра существенно больше, чем у поверхности земли, что, как уже отмечалось выше, влияет на улавливание прибором осадков. Для исключения влияния ветра на показания дождемера было предложено несколько путей: установка специальных защит вокруг приемного отверстия прибора, уменьшение площади приемной поверхности прибора, снижение высоты установки приемной поверхности дождемера и др.

Ф. Нифер [142] одним из первых исследовал устройства специальных защит, приводящих к ослаблению влияния ветрового потока на показания дождемерного прибора. В 1878 г. он предложил конусообразную защиту, получившую впоследствии его имя.

В России систематические наблюдения за осадками начали вестись примерно с 1835 г. приборами без защитных устройств. С 1891 г. основным прибором для измерения осадков на сети станций был принят дождемер с защитой Нифера. Прибор устанавливался на высоте 2 м над земной поверхностью. Приемная площадь ведра дождемера составляла 500 см². Как показали первые годы эксплуатации прибора, он не исключил влияния ветрового фактора на количество улавливаемых осадков. Его показания в значительной мере связаны с условиями его установки на местности. Поэтому в нашей стране и после внедрения прибора с защитой Нифера продолжались исследования, связанные с разработкой более совершенных приборов для измерения атмосферных осадков. Подробный обзор этих исследований приведен в работах Г. И. Орлова [101].

В 1941 г. В. Д. Третьяковым был сконструирован осадкомер с планочной защитой, приемной поверхностью 200 см². Глубина приемного ведра осталась прежней, что и у дождемера, поэтому уменьшение приемной поверхности способствовало некоторому снижению выдувания снежных осадков из прибора. Осадкомер Третьякова обладает лучшими аэродинамическими условиями обтекания ветровым потоком, а конструкция его несомненно являлась шагом вперед по сравнению с дождемером Нифера. В течение 1948—1956 гг. на сети метеостанций и постов СССР дождемеры Нифера были заменены осадкомерами Третьякова.

Использование на сети метеостанций и постов осадкомера Третьякова привело к необходимости приведения данных наблюдений за прошлые годы по дождемеру Нифера к показаниям нового прибора. Сравнительные испытания этих двух приборов проводились В. Г. Волох [33], А. Г. Левиным и В. Д. Мячиковым [16], Н. К. Клюкиным и Т. В. Мельниковой [10], Ф. З. Батталовым [136], В. С. Дыгало [16], Ц. А. Швер [136] и др. По результатам этих исследований ГГО изданы Методические указания по устранению неоднородности между рядами дождемерных и осадкомерных наблюдений [92]. В соответствии с этими указаниями в территориальных управлениях Госкомгидромета для всех метеостанций были установлены переходные коэффициенты k_1 , необходимые для приведения дождемерных данных к показаниям осадкомера. Значения переходных коэффициентов k_1 и годовых осадков, приведенных к осадкомерной «норме», опубликованы в соответствующих выпусках Справочника по климату СССР, ч. IV. Как показал опыт, значения атмосферных осадков, измеренные осадкомером Третьякова, как правило, меньше действительного количества выпавших осадков. Результаты сопоставления значений осадков, измеренных осадкомерами Третьякова в открытых и защищенных от ветра местах на стоковых станциях и в экспедициях, показали, что на открытых местах жидкие осадки преуменьшены на 5—20 %, а снежные — на 30—50 % и более. Эти результаты были получены для Прибалтики А. П. Бочковым и З. П. Богомазовой [16], для центральных черноземных областей С. Н. Боголюбовым [16], для Казахстана В. А. Семеновым [136] и др.

В связи с этим ГГО и ГГИ были организованы и проведены широкие экспериментальные исследования с целью разработки методов корректировки осадков, измеренных осадкомером Третьякова, для приближения их к «истинным» осадкам.

3.1.2. Корректировка измеренных сумм осадков

В результате обобщения материалов многочисленных полевых экспериментальных исследований было установлено, что в измеренные осадкомером Третьякова атмосферные осадки P' для приведения их к «истинным» осадкам необходимо вводить поправки:

- на недоучет вследствие их выдувания ветром из осадкомера P_n ;
- на испарение из ведра осадкомера $P_{\text{и}}$;
- на смачивание стенок осадкомера P_c ;
- на попадание (надувание) в осадкомер снежинок, поднятых ветром с поверхности снега, $P_{\text{в}}$.

Близкое к истинному значение атмосферных осадков P может быть вычислено по формуле

$$P = P' + P_c + P_{\text{и}} + P_{\text{в}} - P_n. \quad (3.1)$$

Результаты экспериментов, проведенных ГГО, Валдайским филиалом ГГИ, ААНИИ и обсерваториями УГКС, позволили сделать вывод, что потери на смачивание ведра осадкомера составляют около 0,2 мм на одно измерение осадков в срок после выпадения дождя и 0,1 мм при выпадении снега. В связи с этим на сети станций Госкомгидромета начиная с 1966 г. к измеренным в сроки наблюдений суммам осадков вводится поправка на смачивание осадкомерного ведра (табл. 2).

Таблица 2

Поправки на смачивание осадкомерного ведра к осадкам, измеренным осадкомером Третьякова, мм

Измеренные осадки	Жидкие и смешанные осадки	Снежные осадки
0,0 мм (менее половины первого деления стакана)	0,1	Поправка не вводится
0,1 мм и более	0,2	0,1

Исследования, связанные с оценкой осадков, испаряющихся из осадкомера Третьякова между сроками наблюдений, проводились И. Н. Нечаевым [96], В. С. Голубевым [49], Л. В. Дубровиным [54], О. Е. Меликашвили [136] и рядом других авторов. А. П. Бочков [16], обобщив исследования указанных авторов, дал таблицу поправок на испарение осадков из осадкомера Третьякова (табл. 3). По его мнению, для снежных осадков эта поправка невелика и составляет около 4 % измеренной суммы осадков.

Влияние скорости ветра на улавливание осадкомером Третьякова осадков, выпадающих в жидком виде, изучалось путем сравнения его показаний с наземным прибором (ГГИ-3000), принятым за эталон, приемное отверстие которого располагалось на уровне поверхности земли. Начиная с 1962 г. по программе, составленной ГГО, в ряде территориальных управлений Госкомгидромета проводились сравнительные наблюдения за осадками по осадкомерам Третьякова и наземным дождемерам ГГИ-3000 с одновременной фиксацией скорости ветра, интенсивности дождя и температуры воздуха.

Э. Г. Богдановой в работах [10, 11] дано обоснование принятой методики исследований. В результате анализа причин несовпадения данных, получаемых по осадкомеру Третьякова и наземному дождемеру, ею показано, что эти различия объясняются влиянием скорости ветра и структурой выпадающих осадков (скоростью падения частиц дождя). В качестве показателя структуры жидких осадков принят параметр N , представляющий собой долю осадков, выпадающих с интенсивностью $l < 0,03$ мм/мин, в процентах от месячной суммы осадков [10]. На основании экспериментальных данных ГГО построена номограмма $k_{ж} = f(U_2, N)$,

Таблица 3

Средние суточные значения испарения (мм) из осадкомера за дни с жидкими и смешанными осадками в зависимости от средних месячных значений дефицита влажности воздуха d (мбар) и скорости ветра на высоте 2 м U_2 (м/с)

d	При 4-срочных наблюдениях				При 2-срочных наблюдениях			
	$U_2 \leq 2$	$U_2 \leq 4$	$U_2 \leq 6$	$U_2 \leq 8$	$U_2 \leq 2$	$U_2 \leq 4$	$U_2 \leq 6$	$U_2 \leq 8$
0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
6	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1
7	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
8	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
9	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2
10	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2
11	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3
12	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
13	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3
14	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4
15	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4
16	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4
17	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,4	0,5
18	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5
19	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5
20	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,6
21	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5	0,6
22	0,2	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,5	0,6
23	0,2	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,5	0,7
24	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,5	0,7
25	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,5	0,6	0,7
26	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,5	0,6	0,7
27	0,3	0,3	0,4	0,5	0,4	0,5	0,6	0,8
28	0,3	0,3	0,4	0,5	0,4	0,5	0,7	0,8
29	0,3	0,3	0,4	0,5	0,4	0,5	0,7	0,8
30	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,7	0,7	0,9
31	0,3	0,4	0,5	0,5	0,5	0,6	0,7	0,9
32	0,3	0,4	0,5	0,5	0,5	0,6	0,7	0,9
33	0,3	0,4	0,5	0,6	0,5	0,6	0,8	0,9
34	0,3	0,4	0,5	0,6	0,5	0,6	0,8	1,0
35	0,3	0,4	0,5	0,6	0,6	0,6	0,8	1,0
36	0,4	0,4	0,5	0,7	0,6	0,7	0,8	1,0
37	0,4	0,5	0,6	0,7	0,6	0,7	0,9	1,0
38	0,4	0,5	0,6	0,7	0,6	0,7	0,9	1,1
39	0,4	0,5	0,6	0,7	0,6	0,7	0,9	1,1
40	0,4	0,5	0,6	0,7	0,6	0,8	0,9	1,1

приведенная на рис. 3, заимствованная из нормативных указаний [123]. При наиболее часто встречающихся на высоте 2 м скоростях ветра (2—4 м/с) значение ветровой поправки составляет около 5—8 % измеренной суммы осадков.

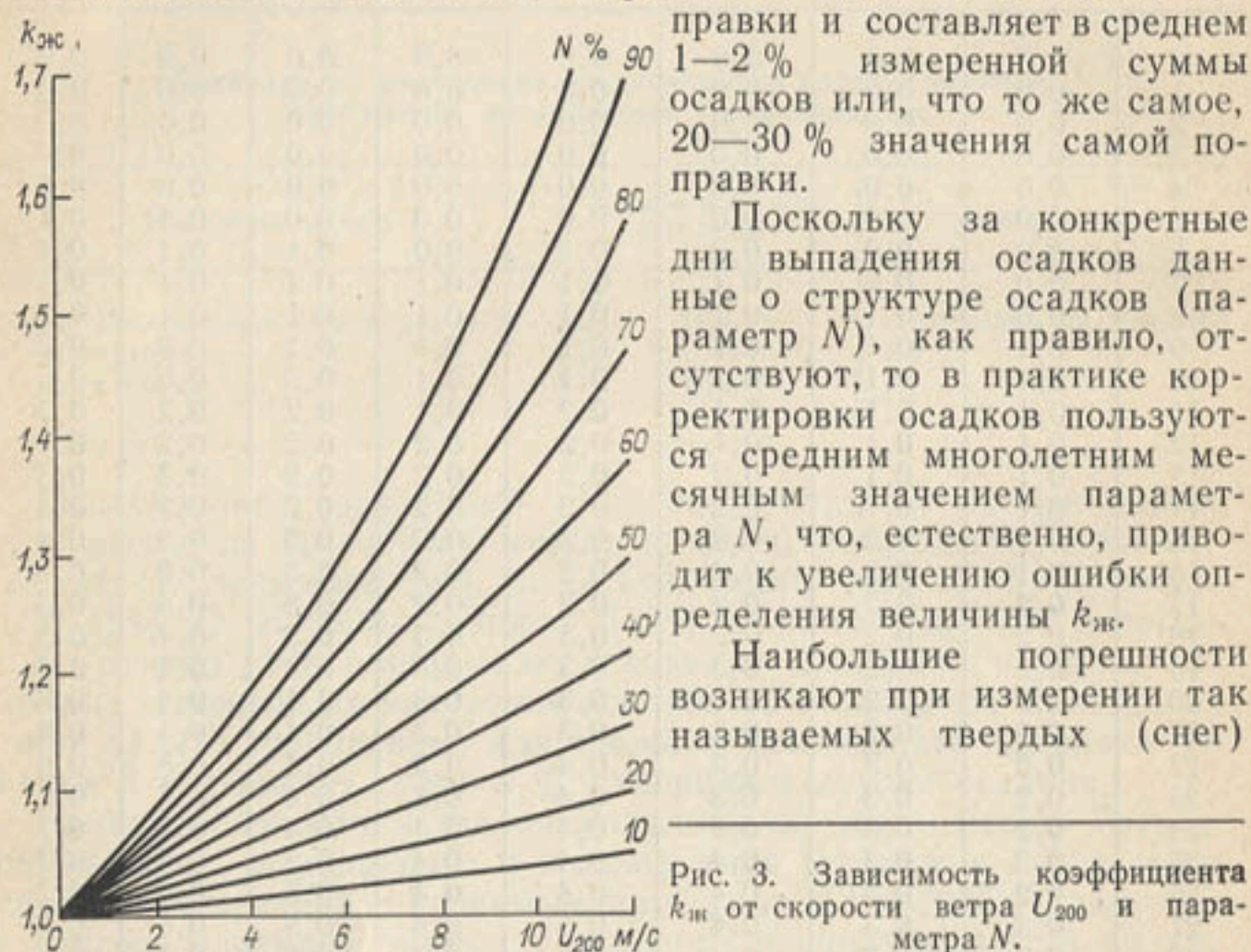
Богдановой было установлено, что зависимость коэффициента

$k_{ж}$ от скорости ветра и параметра N для осадкомера Третьякова описывается уравнением

$$k_{ж} = 1/(1 - aNU_2), \quad (3.2)$$

где $a = 0,038$; U_2 — скорость ветра на высоте 2 м над поверхностью земли у приемного отверстия осадкомера, м/с.

По данным Богдановой, точность расчета параметра $k_{ж}$ для месячных сумм осадков по формуле (3.2) является вполне удовлетворительной. Случайная погрешность меньше значения по-



правки и составляет в среднем 1—2 % измеренной суммы осадков или, что то же самое, 20—30 % значения самой поправки.

Поскольку за конкретные дни выпадения осадков данные о структуре осадков (параметр N), как правило, отсутствуют, то в практике корректировки осадков пользуются средним многолетним месячным значением параметра N , что, естественно, приводит к увеличению ошибки определения величины $k_{ж}$.

Наибольшие погрешности возникают при измерении так называемых твердых (снег)

и смешанных (снег, дождь) осадков. По данным 32 пар станций (открытых и защищенных от ветра), расположенных в различных природных условиях СССР, Богдановой [10, 11] получены зависимости относительных значений поправочных коэффициентов для осадков, выпадающих в виде снега и в виде дождя со снегом.

Следует отметить, что на незащищенных от ветра станциях, данные по осадкам которых использовала Богданова, дополнительно измерялись температура воздуха и скорость ветра. На защищенных от ветра станциях указанные элементы не измерялись. Предполагалось, что влияние ветра на улавливание осадкомером осадков практически отсутствует, а изменчивость температуры воздуха незначительна, чтобы оказать влияние на структуру осадков в пределах расстояний между парами сравниваемых станций от 1 до 35 км.

При построении указанной зависимости для твердых и смешанных осадков Богдановой было учтено два параметра, влияющих на их значение: скорость ветра на высоте 2 м над земной поверхностью U_2 и температура воздуха (t °C). Температура воздуха для характеристики структуры осадков была принята с учетом результатов исследований А. Д. Заморского [136] и А. К. Дюнина [56], показавших, что форма снежинок, а следовательно, и скорость их падения тесно связаны с температурой воздуха во время выпадения снега.

Полученная Богдановой зависимость $k_{т,с} = f(U_2, t_2)$, где $k_{т,с}$ — поправочный коэффициент к так называемым смешанным (k_c) и твердым (k_t) осадкам, использовалась для корректировки измеренных осадкомерами осадков в соответствии со специальными указаниями ГГО.

Выполненная Богдановой оценка точности расчета ветровой поправки для месячных сумм осадков, выпадающих в виде снега, путем использования выражения для суммарной дисперсии ошибок показала, что случайная погрешность определения ветровой поправки в среднем равна 15—30 % значения самой поправки и в разных условиях может составлять от 5 до 50 % измеренной суммы осадков.

Методика оценки поправочных коэффициентов $k_{т,с}$, предложенная ГГО, встретила возражения со стороны ряда ученых. Эти возражения сводились к следующим положениям:

1) Как показывают работы некоторых исследователей [66, 128], осадкомеры, расположенные на защищенных участках (лесные поляны, сады, населенные пункты), по сравнению с осадкомерами в открытой местности дают несколько меньшее увеличение осадков, чем это получается по зависимости Богдановой.

2) Количество осадков, исправленных по этой методике за безоттепельные периоды, в отдельных случаях существенно выше приращения снеготазов.

3) Невязки водных балансов речных бассейнов при использовании исправленных осадков большей частью положительные, что указывает на систематическое превышение приходной части уравнения баланса над расходной.

4) Вследствие малого количества сравниваемых пар станций (32 пары) надежность установленных связей не может быть высокой.

Все эти обстоятельства побудили ГГИ выполнить дополнительные исследования, по данным которых были составлены и изданы Временные указания по введению поправок в месячные суммы осадков при расчетах водных балансов речных бассейнов [92]. В этих указаниях значения поправочных коэффициентов к осадкам, выпадающим в смешанном и твердом виде, существенно ниже, чем в указанных выше рекомендациях ГГО.

В. С. Голубев [47], тщательно проанализировав методику исправления измеренных осадков, приведенную в Указаниях [123], пришел к следующим выводам:

1) для скорости ветра до 8 м/с по этой методике характерно систематическое завышение твердых и смешанных осадков;

2) для снежных (твердых) осадков, выпадающих при температуре воздуха выше $-5,4^{\circ}\text{C}$, завышение осадков при их корректировке имеет место при скорости ветра до 6 м/с;

3) для скорости ветра от 3 до 5 м/с отмечается максимум погрешности систематического завышения измеренных осадков (до 22—27 % суммы измеренных осадков) при исправлении их по методике ГГО;

4) для жидких осадков холодного периода года (с ноября по апрель) завышение составляет в среднем около 14 % для всех значений скорости ветра.

На основании исследований Голубева и других авторов, А. П. Бочковым [16] были установлены новые зависимости для определения поправочных коэффициентов к осадкам, выпадающим в виде снега, и так называемым смешанным осадкам. Новые зависимости, построенные Бочковым, существенно отличались от построенных ранее. При скорости ветра менее 2—3 м/с значения поправочных коэффициентов меньше рекомендованных ранее ГГО и ГГИ.

При скорости ветра более 7 м/с новые зависимости учитывали сразу два обстоятельства:

- 1) недоулавливание осадкомером части выпадающих осадков;
- 2) попадание в осадкомер так называемых «ложных осадков» [119].

При исследованиях водного баланса речных бассейнов за многолетний период значения поправочных коэффициентов k_1 (переход от осадков, измеренных в прошлые годы дождемером, расположенным на высоте 2 м, к показаниям осадкомера Третьякова), k_2 (учет влияния ветрового фактора и испарения из осадкомера) и k_3 (учет потерь осадков на смачивание прибора) могут быть взяты из Справочника по климату СССР, ч. IV. Для корректировки измеренных сумм осадков за месяцы реальных лет следует использовать дифференцированные значения k_3 и k_2 , приведенные в Методических указаниях [92], так как замена ежегодных значений поправочных коэффициентов их средними многолетними значениями приводит, естественно, к ошибкам.

Заканчивая рассмотрение вопроса об измерении осадков осадкомерами системы Третьякова и их корректировки в пунктах наблюдений, следует отметить, что необходимость их исправления разделяется не всеми учеными.

Вследствие привнесения методических ошибок расчета в откорректированные осадки, последние, как правило, хуже коррелируются с показаниями смежных станций, поэтому В. Н. Паршин [103], например, пришел к выводу о нецелесообразности исправления измеренных значений осадков.

Вопрос о совершенствовании методики измерения и корректировки осадков нуждается в дальнейшем изучении. По нашему мнению, осадки, выпадающие в жидком виде и в виде снега,

было бы целесообразно измерять различными приборами. На это обстоятельство обращал внимание в 30-е годы нашего столетия Х. Кошмидер [75]. Позднее эта идея была высказана Л. Р. Струзером [119], предложившим, в частности, новый метод одновременного измерения твердых осадков двумя осадкомерами: с защитой и без защиты. Это предложение пока не получило широкого применения.

В горных труднодоступных районах СССР наряду с осадкомерами Третьякова для измерения атмосферных осадков применяются суммарные осадкомеры различных конструкций. Их описание дано в специальной литературе [101, 117]. Вопрос о точности показаний этих осадкомеров требует дополнительных исследований.

В последние годы ведутся экспериментальные исследования измерения осадков с помощью радиолокаторов. Это открывает возможность более надежного изучения пространственного распределения осадков в сравнении с их наземными измерениями на метеостанциях в отдельных, обычно редких пунктах наблюдений. На этом пути, однако, встречается немало трудностей, связанных с градуировкой аппаратуры [47], поэтому в настоящее время этот метод не получил широкого распространения в практике воднобалансовых исследований.

3.2. ИСПАРЕНИЕ

Испарение является одним из важных элементов расходной части уравнения водного баланса. Применительно к речному водосбору оценка испарения с его поверхности — задача достаточно сложная. Это связано с необходимостью определения суммарного количества влаги, которая испаряется с различных видов подстилающей поверхности водосбора (пашня, луг, лес, водоемы и др.) за расчетный интервал времени. Существующая редкая сеть почвенно- и водноиспарительных станций не позволяет в настоящее время, да и не может позволить в ближайшем будущем вследствие большого разнообразия природных ландшафтов определять значения испарения с различных подстилающих поверхностей. Испарители характеризуют испарение в месте установки прибора и для того, чтобы оценить испарение даже с однородного ландшафта, необходимо иметь несколько приборов, равномерно размещенных на рассматриваемой территории. В силу указанных причин данные испарительных установок (исключая водные испарители) используются в основном при экспериментальных воднобалансовых исследованиях для оценки испарения с малых водосборов, имеющих более или менее однородную поверхность. Чаще суммарное испарение с водосборов оценивается с использованием методик, основанных на решении уравнений теплового баланса и турбулентной диффузии. Кроме того, с этой целью применяются различные эмпирические зависимости, учитывающие в той или

иной степени влияние на испарение гидрометеорологических факторов. Для различных подстилающих поверхностей разработаны конкретные методики, позволяющие оценивать испарение с данного вида угодий.

Наряду с испарением в природе имеет место и обратный процесс — конденсация, когда вода при определенных условиях переходит из парообразного состояния в жидкое. Данные многочисленных экспериментальных исследований показывают, что роль конденсации в процессах влагообмена во много раз меньше роли испарения. Тем не менее при расчетах за короткие интервалы времени в отдельных случаях возникает необходимость в учете данного приходного элемента баланса.

Различают конденсацию атмосферных паров на поверхности земли (образование росы) и почвенную конденсацию. Количество влаги, образующееся за счет выпадения росы, невелико и не превышает 1—2 % суммы осадков. Остановимся подробнее на почвенной конденсации. Она происходит в зонах аэрации и насыщения. Влага, образующаяся за счет конденсации, идет на пополнение запасов подземных вод. Согласно исследованиям В. В. Климочкина [72], конденсационные воды могут составлять от 15 до 30 % объема инфильтрационных вод. По его мнению, конденсация может играть существенную роль в пополнении запасов подземных вод. Для условий Кольского полуострова слой воды, сконденсировавшейся в почвогрунтах, по Климочкину, может достигать 15 мм/год. Для района Каракумов конденсация в толще почвогрунтов, по данным Н. А. Огильви [98], достигает 11,2—17,8 мм/год. Это дает основание сделать вывод о том, что при изучении водного баланса речного бассейна в ряде случаев нельзя не учитывать количество конденсационных вод, доля которых может составить, по Климочкину, до 20 % речного стока и до 30—40 % подземного стока. Нам представляется, что это касается в особенности районов пустынь и полупустынь. В большинстве районов так называемой умеренной зоны, как было отмечено выше, роль конденсации в формировании водного баланса незначительна и ее учет не может привести к сколько-нибудь ощутимым погрешностям в расчетах водных балансов речных бассейнов.

3.2.1. Теплоэнергетическая основа процесса испарения

Интенсивность процесса испарения определяется, с одной стороны, наличием тепловых ресурсов, а с другой, — степенью увлажнения испаряющей поверхности. Главенствующая роль в этом процессе принадлежит тепловой энергии солнца. В соответствии с общей структурой уравнения теплового баланса (2.1) применительно к расчету испарения оно может быть записано в виде

$$E = (R - B)/(L + T/E), \quad (3.3)$$

где L — удельная теплота испарения.

Принимая, в соответствии с идеей Тейлора [146] и Шмидта [145], процесс турбулентной диффузии аналогичным процессу молекулярной диффузии, М. И. Будыко [21] получил следующие выражения для вертикальных турбулентных потоков тепла и влаги в приземном слое воздуха¹:

$$T = -\rho c_p k_T \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (3.4)$$

и

$$E = -\rho k_e \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (3.5)$$

где ρ — плотность воздуха; c_p — удельная теплоемкость воздуха; k_T и k_e — коэффициенты турбулентного обмена; $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ и $\frac{\partial q}{\partial z}$ — вертикальные градиенты температуры и удельной влажности воздуха.

Подставляя в уравнение (3.3) выражения (3.4) и (3.5), получаем следующую зависимость:

$$E = \frac{R - B}{L + c_p \frac{k_T}{k_e} \frac{\partial \theta}{\partial z} / \frac{\partial q}{\partial z}}. \quad (3.6)$$

Интегрируя полученное выражение по z и учитывая, что коэффициенты k_T и k_e , согласно [21], мало отличаются друг от друга, после ряда преобразований записываем:

$$E = \frac{1000 (R - B)}{\rho_w L (1 + \beta)}, \quad (3.7)$$

где ρ_w — плотность воды; β — коэффициент Боуэна, определяемый по выражению

$$\beta = \frac{P' c_p}{\varepsilon L} \frac{\Delta \theta}{\Delta q} \quad (3.8)$$

($\varepsilon = 0,622$ — соотношение молекулярного веса воды и воздуха; c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; P' — атмосферное давление; $\Delta \theta$ и Δq — соответственно разность между измеренными на двух высотах значениями температуры воздуха и измеренными на тех же высотах значениями упругости водяного пара).

Эта формула пригодна для оценки испарения с территории, окружающей теплоснабжающую станцию. В представленном уравнении не учитываются горизонтальные градиенты турбулентного теплообмена (адвекция), поэтому оно может применяться преи-

¹ Согласно исследованиям А. Р. Константинова [74], в формулах (3.4) и (3.5) следует различать коэффициенты турбулентного обмена для переноса тепла k_T и переноса влаги k_e .

мущественно лишь для достаточно однородных равнинных участков местности, покрытых однообразной растительностью. Формула (3.7) неприемлема для оценки испарения в аридных районах.

Оценка испарения с водной поверхности по методу теплового баланса (с использованием коэффициента Боуэна) может выполняться по следующему уравнению:

$$E = \frac{1000}{\rho_w L} \frac{R - \Delta I_1 + \Delta I_2 + \Delta I_3}{1 + \beta + \frac{c}{L} (\bar{\theta}_0 - \bar{\theta})}, \quad (3.9)$$

где c — удельная теплоемкость воды; $\bar{\theta}_0$ — средняя температура испаряющейся воды; $\bar{\theta}$ — средняя температура воды, которая поступает в поверхностный ее слой взамен испарившейся; ΔI_1 — увеличение запасов тепла в водоеме за расчетный период; ΔI_2 — разность между приходом и расходом тепла водоема за счет притока и оттока воды из водоема поверхностным путем; ΔI_3 — то же, за счет всех видов поступления и оттока воды подземным путем.

Выражения (3.7) и (3.9), основанные на решении уравнения теплового баланса, показывают связь испарения с определяющими его теплоэнергетическими факторами. Применение их требует организации наблюдений за потоками тепла и градиентами температуры и влажности воздуха, которые на массовой гидрометеорологической сети ведутся в ограниченном объеме.

Существует и другой подход к определению испарения, основанный на использовании закономерностей теплообмена в приземном слое воздуха. В качестве исходной зависимости при этом используется формула (3.5). Основная трудность при решении уравнения (3.5) заключается в определении коэффициента турбулентного обмена. Несмотря на то что этому вопросу посвящено большое число работ [21, 74 и др.], и в настоящее время задача определения данного коэффициента является достаточно сложной. Считается установленным, что в приземном слое воздуха коэффициент турбулентного обмена пропорционален высоте и скорости ветра и зависит от температурной стратификации атмосферы. А. Р. Константинов [74] рекомендует для определения этого коэффициента в приземном слое воздуха высотой 7 м следующую зависимость:

$$k = (\kappa^2 z) / \left(\ln \frac{z_1}{z_0} \right) U_1 \sqrt{1 - Ri_1}, \quad (3.10)$$

где κ — постоянная Кармана, равная 0,38; U_1 — скорость ветра на высоте z_1 ; Ri_1 — число Ричардсона; z_0 — параметр шероховатости.

Изложенный способ определения испарения по методу турбулентной диффузии довольно широко применяется как в СССР, так и за рубежом. Его недостатком, так же как и метода теплового баланса, является ограниченность использования. Как пра-

вило, эти методы применяются при экспедиционных и специальных стационарных исследованиях с детальным определением градиентов гидрометеорологических элементов.

В последние годы В. С. Мезенцев представил уравнение теплоэнергетического баланса процесса суммарного испарения в следующем виде:

$$R^+ + T^+ + B_1 - B_2 = LE + T^- + I_n - LC. \quad (3.11)$$

Большинство обозначений в формуле (3.11) аналогично тем, которые даны в формуле (2.1), с той разницей, что индексы «+» или «-» означают положительную или отрицательную составляющие радиационного баланса и турбулентного теплообмена. Положительными считаются те потоки, которые направлены к подстилающей поверхности, а отрицательными — имеющие обратное направление. B_1 и B_2 — запасы тепловой энергии в деятельном слое почвы на начало и конец расчетного промежутка времени; I_n — эффективное излучение в период отсутствия прихода коротковолновой радиации; LC — тепло, выделяемое при конденсации водяных паров воздуха на поверхности земли и в верхнем слое почвогрунтов.

Принимая, что левая часть уравнения (3.11) характеризует затраты тепла на максимально возможное испарение $LE_{\max}$, а правая часть (за исключением члена LE) характеризует суммарный теплообмен с воздухом T , Мезенцев пришел к следующему выражению, которое он назвал уравнением теплоэнергетического баланса тепловлагообмена:

$$LE_{\max} = LE + T. \quad (3.12)$$

Принципиальное отличие уравнения (3.11) от широко известного уравнения теплового баланса состоит, по мнению данного автора, в том, что в уравнении (2.1) все элементы характеризуют скомпенсированные потоки энергии, в то время как в формировании процессов испарения и конденсации участвуют положительные или отрицательные потоки тепла. В настоящее время нет реальных возможностей проверить справедливость предлагаемой формулы (3.12) на фактическом материале, поэтому при практических расчетах величины $E_{\max}$ Мезенцев предлагает использовать эмпирические зависимости, в которые входит радиационный баланс земной поверхности R .

3.2.2. Измерение испарения с помощью испарительных установок

Применение устройств, предназначенных для измерения испарения и ряда других элементов водного баланса в естественных условиях, имеет более чем 300-летнюю историю. Испарительные установки различных типов и назначения широко используются в СССР и за рубежом для определения испарения с различных

подстилающих поверхностей (почва, вода, снег, лес, сельскохозяйственные угодья и т. д.). Широкое применение этих устройств объясняется простотой производства наблюдений и обработки материалов и достаточной точностью получаемых результатов (вероятно, не ниже той, которая достигается при применении методов теплового баланса и турбулентной диффузии, а также при использовании различных эмпирических зависимостей). Более того, постоянное совершенствование конструкций испарительных установок позволяет сделать вывод о том, что они, вероятно, будут широко использоваться и в дальнейшем при решении различного рода воднобалансовых задач. Общий недостаток метода испарителей состоит в том, что металлические стенки прибора обладают теплопроводностью, отличающейся от теплопроводности окружающей испаритель среды, вследствие чего тепловой режим внутри прибора оказывается искаженным. В этих приборах нарушена взаимосвязь почвенной влаги монолита с влагой почвы на разных глубинах в естественных условиях. Кроме того, испарители не фиксируют поверхностный сток. Это приводит к погрешностям при измерениях испарения.

В СССР наибольшее распространение получили почвенные испарители и лизиметры, а также водные испарительные установки. Метод почвенных и водных испарителей принят в качестве стандартного на гидрометеорологической сети Госкомгидромета. С помощью этого метода ведутся наблюдения за испарением с различных естественных и сельскохозяйственных угодий более чем в 150 пунктах, расположенных в различных районах Советского Союза. Наблюдения за испарением с водной поверхности осуществляются более чем в 580 пунктах. Определение испарения данными приборами основано на решении уравнений водного баланса для почвенного монолита или объема воды, заключенных в испарителе.

В нашей стране стандартными почвенноиспарительными приборами являются весовые почвенные испарители ГГИ-500-50 и ГГИ-500-100 с площадью монолита 500 см² и глубиной 50 или 100 см и гидравлический почвенный испаритель малой модели с площадью монолита 2000 см² и глубиной 150 см (рис. 4). Испарение с почвы между сроками наблюдений по испарителям ГГИ-500-50 и ГГИ-500-100 определяется по изменению массы почвенного монолита, помещенного в испаритель, с учетом выпавших осадков и количества воды, просочившейся через монолит за рассматриваемый промежуток времени:

$$E = 0,02 (G_1 - G_2) + P - i, \quad (3.13)$$

где G_1 и G_2 — масса испарителя в начале и конце рассматриваемого промежутка времени, г; P — осадки, мм; i — количество просочившейся через монолит влаги, мм. Коэффициент 0,02 характеризует величину $(1/S) \cdot 10$ (мм), где S — площадь испарителя, равная 500 см².

Испаритель ГГИ-500-50 применяется для измерения испарения с парового поля, луга, залежи и целины, а также с полей, занятых сельскохозяйственными культурами в зонах избыточного и достаточного увлажнения. Замена монолита производится один раз в 10 сут. Испаритель ГГИ-500-100 используется для оценки испарения с сельскохозяйственных угодий в зоне недостаточного увлажнения без смены монолита в течение сезона. Взвешивание этих приборов производится на специальных весах.

Более совершенным прибором, обеспечивающим высокую степень надежности измерений, является малый гидравлический

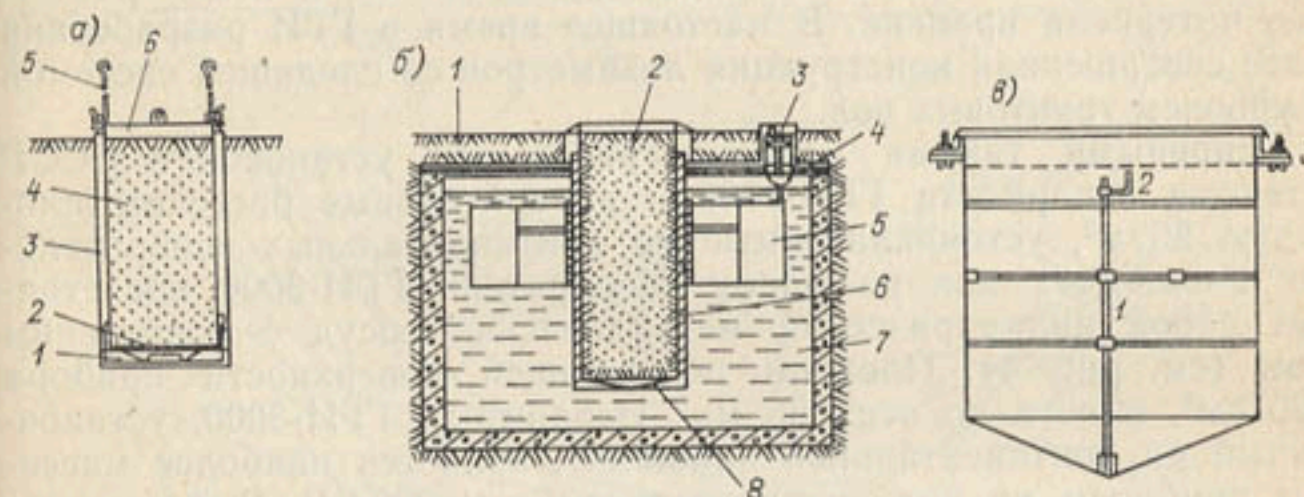


Рис. 4. Схема устройства испарительных установок.

а) почвенный испаритель ГГИ-500: 1 — водосборный сосуд, 2 — съемное дно с отверстиями, 3 — внешний цилиндр, 4 — почвенный монолит, заключенный во внутренний цилиндр, 5 — крючья для подъема испарителя из гнезда во время его взвешивания и перезарядки; б) малый гидравлический почвенный испаритель: 1 — слой почвы на крышке бака, 2 — почвенный монолит; 3 — микрометрический винт, 4 — чашечка с ртутью, 5 — кольцевой поплавок, 6 — металлический цилиндр с тепловой изоляцией; 7 — бак с водой, 8 — водосборный сосуд; в) водный испаритель ГГИ-3000: 1 — трубка для установки специальной объемной бюретки с целью определения слоя испарившейся воды, 2 — коленчатая игла, до уровня острия которой производят наполнение водой испарителя, 3 — ушки для установки испарителя на плавучей раме.

испаритель (ГПИ), который позволяет регистрировать вертикальные перемещения плавающей системы (см. рис. 4) с точностью 0,1 мм. Большую известность получил установленный в Валдайском филиале ГГИ гидравлический испаритель большой модели, в котором монолит имеет площадь 5 м² и глубину 2 м. Перемещение плавающей системы в этом приборе измеряется с точностью до 0,01 мм. Подробное описание гидравлических испарителей содержится в работах [120, 128]. В последние годы на крупных воднобалансовых станциях в зоне орошаемого земледелия стали внедряться взвешиваемые лизиметры ГР-80 с площадью монолита 0,2 м² и стандартными глубинами 1,0; 1,5; 2,0 и 2,5 м, предназначенные для изучения водообмена зоны аэрации с водоносным пластом и измерения испарения с поверхности монолита. Лизиметр представляет собой устройство, содержащее гидроизолированный с боков и снизу монолит с водонасыщенным слоем в основании [120]. Прибор основан на принципе компенсации уровня грунтовой воды, израсходованной на испарение. Измерение и поддержание

уровня грунтовой воды в монолите производится с помощью специальных устройств. Испарение с монолита, заключенного в лизиметре, определяется по зависимости

$$E = P + M + E_r - j + \Delta S_a, \quad (3.14)$$

где P — осадки; M — поливные воды, поступившие в лизиметр; E_r — расход грунтовых вод в зону аэрации; j — пополнение грунтовых вод за счет инфильтрации; ΔS_a — изменение влагозапаса в зоне аэрации.

Последняя составляющая правой части уравнения (3.14) определяется путем взвешивания монолита в начале и конце расчетного интервала времени. В настоящее время в ГГИ разработана более совершенная конструкция лизиметров со следящей системой за уровнем грунтовых вод.

Основными типами водноиспарительных установок в СССР являются испарители ГГИ-3000 и испарительные бассейны площадью 20 м^2 , устанавливаемые на континентальных испарительных площадках или на плаву. Испаритель ГГИ-3000 представляет собой цилиндрический металлический сосуд с коническим дном (см. рис. 4). Площадь испаряющей поверхности прибора 3000 см^2 , высота по оси 685 мм . Испаритель ГГИ-3000, установленный на континентальной площадке, является наиболее массовым прибором на водноиспарительной сети СССР. В настоящее время действуют свыше 500 таких установок, а также 50 континентальных испарительных бассейнов площадью 20 м^2 . Количество плавучих испарительных приборов, установленных на водоемах СССР, значительно меньше: 14 плавучих испарителей ГГИ-3000 и три плавучих водноиспарительных бассейна (в том числе два площадью 20 м^2 и один площадью 3 м^2). Количество испарившейся из испарителя воды определяется по разности отметок уровня на начало и конец расчетного интервала времени с учетом слоя выпавших осадков:

$$E = P + (h_1 - h_2) k. \quad (3.15)$$

где P — слой выпавших осадков, мм; h_1 и h_2 — высоты стояния уровня воды соответственно в начальный и конечный сроки наблюдений, мм; k — поправочный коэффициент на неточность градуировки шкалы измерительной трубки.

Многочисленные исследования показали, что в одних и тех же климатических условиях количество испаряющейся воды с поверхности испарительных приборов зависит от типа прибора и места его установки [18, 82]. Известно, что из всех указанных типов испарителей и бассейнов единственным прибором, характеризующим значения испарения с воды, близкие к истинным, является плавучий испарительный бассейн площадью 20 м^2 [18]. Для того чтобы определить реальное испарение по другим плавучим установкам, в их показания вводится «инструментальный» коэффициент, учитывающий конструктивные отличия рассматриваемого прибора от бассейна площадью 20 м^2 . Установлено, что для

плавучего испарителя ГГИ-3000 этот коэффициент равен 0,8, а для плавучего бассейна площадью 3 м^2 — равен 0,86 [40]. При определении испарения по континентальным испарительным установкам их показания корректируются путем введения двух коэффициентов: «инструментального» и «гидрометеорологического». Последний учитывает различия в гидрометеорологической обстановке при переходе с суши на водоем. В настоящее время наиболее разработанным является вопрос о переходе от показаний наземных испарителей ГГИ-3000 к показаниям континентального водноиспарительного бассейна площадью 20 м^2 [18].

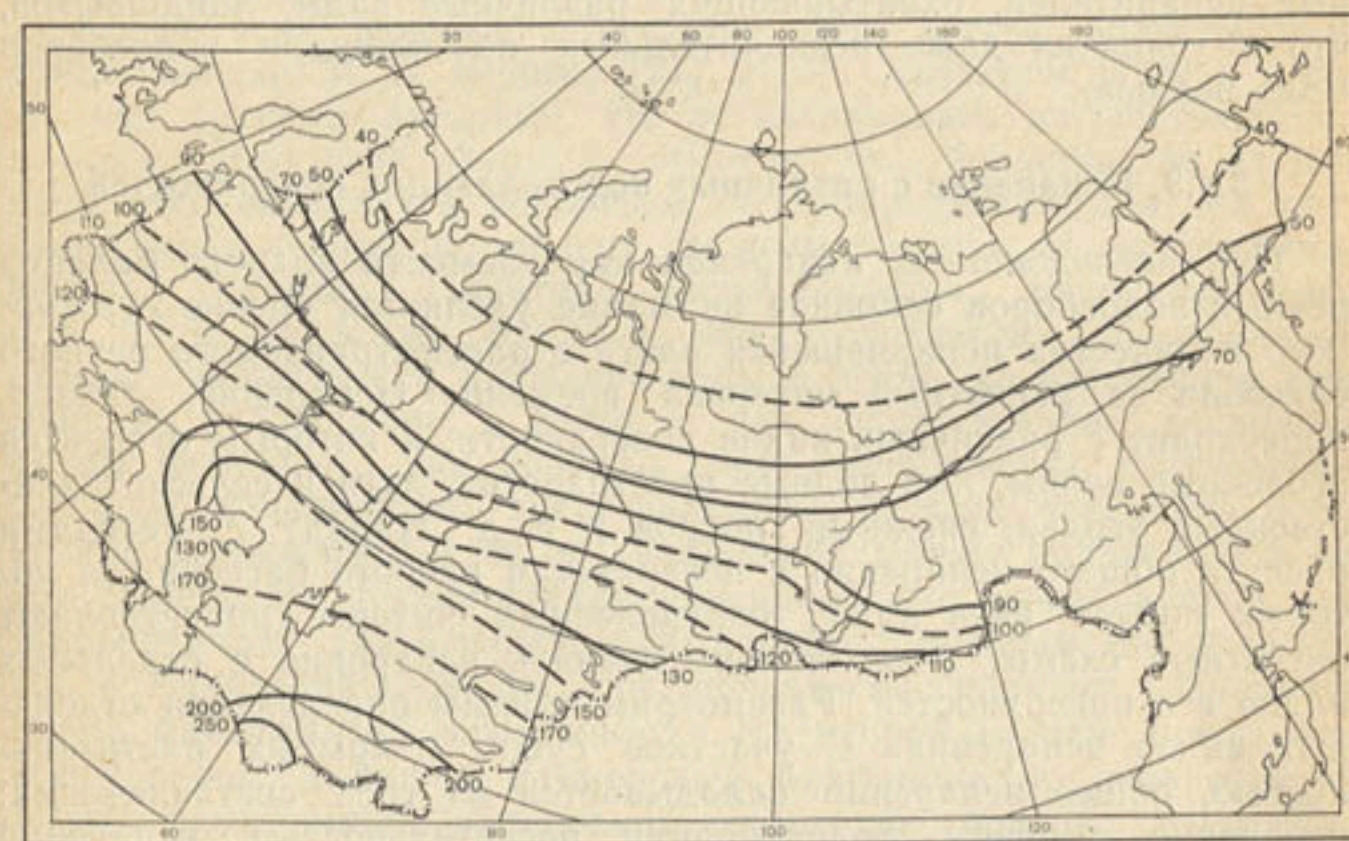


Рис. 5. Норма испарения в июне с водной поверхности плавучего испарительного бассейна площадью 20 м^2 , мм.

В последние годы в ГГИ под руководством В. С. Вуглинского выполнены исследования по обоснованию методики перехода от показаний континентального испарителя ГГИ-3000 к плавучему испарительному бассейну площадью 20 м^2 . На основании разработанной методики были выполнены расчеты средних многолетних годовых и месячных значений испарения с водной поверхности для 68 пунктов территории СССР и построены обзорные карты норм месячного и сезонного испарения с плавучего испарительного бассейна площадью 20 м^2 [82, 124]. Одна из таких карт представлена на рис. 5.

Для измерения испарения с поверхности болот в СССР используются испарители двух типов: весовые ГГИ-Б-1000 и с автоматической регистрацией уровня воды ГГИ-Б-500. Во втором случае расход воды на испарение определяется по объему воды, израсходованной на поддержание уровня на заданной отметке.

Подводя итог рассмотрению вопроса об измерении испарения с помощью испарительных установок, следует подчеркнуть, что любой испаритель позволяет оценить испарение с определенного вида подстилающей поверхности в пределах небольшого участка территории, на которой он расположен. В связи с этим испарители используются в основном для экспериментального изучения закономерностей влагообмена и испарения в верхних слоях почвогрунтов и поверхностном слое воды. Для того чтобы по данным испарительных установок оценить испарение с поверхности речного водосбора, необходимо было бы иметь густую сеть почвенных испарителей, охватывающих различные виды ландшафтов, что в условиях даже незначительных по площади водосборов мало реально.

3.2.3. Испарение с различных подстилающих поверхностей

При исследованиях испарения как элемента водного баланса речных водосборов основное внимание уделяется оценке суммарного количества испарившейся влаги с рассматриваемого речного бассейна за расчетный интервал времени. Испарение, однако, происходит с различных видов поверхности, к которым относятся оголенные почвы, лес, водные пространства, луга и сельскохозяйственные угодья, снежный покров и т. д. Наряду с методами расчета общего испарения с поверхности речного бассейна, о которых пойдет речь ниже, определенный интерес представляют расчетные схемы, позволяющие оценить испарение с отдельных видов его поверхностей. Рассмотрим приемы определения отдельных видов испарения. С участков суши, покрытых растительностью, общее испарение складывается из трех составляющих: испарения с почвы, транспирации растительностью, испарения осадков, задержанных наземными частями растений. Как показывают данные исследований, общее испарение с почвы при наличии растительности составляет не более 60 % испарения с почвы, лишенной растительности [19]. Определение каждой составляющей в отдельности представляет собой довольно сложную задачу, в связи с чем она решается путем постановки специальных экспериментальных исследований. В числе расчетных формул для определения испарения непосредственно с почвы отметим формулу А. И. Будаговского [19], которая имеет вид

$$E = \gamma (M - M_p), \quad (3.16)$$

где E — скорость притока воды к поверхности почвы при ее влажности, равной M ; γ — коэффициент пропорциональности, изменяющийся для разных типов почв от 0,7 до 1,5 мм/сут; M_p — влажность разрыва капиллярных связей.

В зонах избыточного и достаточного увлажнения уровень грунтовых вод на отдельных участках водосбора часто находится в зоне аэрации вблизи поверхности почвы. В этом случае испа-

рение осуществляется непосредственно с поверхности зеркала грунтовых вод. Для его оценки С. Ф. Аверьяновым [1] предложена следующая формула:

$$E = E_0 [1 - (H/H_{кр})]^n, \quad (3.17)$$

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

Кроме этих формул существует ряд других зависимостей, предложенных М. И. Будыко [21], Л. Р. Струзером [118] и некоторыми другими авторами. Не останавливаясь на достоинствах и недостатках этих формул, отметим, что большинство из них позволяет определять испарение по испаряемости для тех случаев, когда испарение зависит главным образом от метеорологических условий. Понятие «испаряемость» рассматривается в п. 3.2.4. Здесь же отметим, что теоретически обоснованной схемы, описывающей движение воды в почве, до настоящего времени не разработано, в связи с чем существующие расчетные схемы включают, как правило, ряд эмпирических параметров. Согласно современным представлениям, процесс испарения воды почвой в зависимости от ее увлажнения можно подразделить на три стадии. На первой стадии при влажности почвы, равной или превышающей наименьшую влагоемкость, которая наблюдается после выпадения осадков или проведения поливов, испарение равно максимально возможному. На второй стадии при влажности почвы, меньшей наименьшей влагоемкости, испарение из почвы определяется в основном скоростью притока воды к ее испаряющей поверхности. На третьей стадии, которая наступает после прекращения восходящего движения влаги к поверхности почвы, при ее влажности, равной или меньшей влажности увядания, испарение резко уменьшается вследствие просыхания ее верхних слоев [19]. Таким образом, частое выпадение дождей на поверхность почвы, влажность которой ниже наименьшей влагоемкости, должно приводить к возрастанию испарения.

Процессы транспирации растительным покровом и испарения со смоченной дождем поверхности растений и почвы рассматриваются в большинстве случаев совместно, так как отдельно оценить эти составляющие можно лишь при проведении специальных экспериментальных исследований. Выполненные в данной области работы пока не позволяют достаточно надежно оценить долю осадков, испаряющихся непосредственно с различного вида растений. Имеющиеся оценки отличаются друг от друга иногда во много раз [3, 22].

Для оценки испарения осадков, задержанных растительным покровом и частично смачивающих поверхность почвы, В. Г. Анд-

реяновым и В. И. Бабкиным [92] предложена следующая формула:

$$E_n = \sum_{\xi=1}^{N-n} P_{\xi} + \left(\sum_{\xi=1}^n n_{\xi} E_{0\xi} \right) / N \leq \sum_{\xi=1}^N P_{\xi}, \quad (3.18)$$

где N — число суток в расчетном интервале; n — число суток в этом интервале с осадками P_{ξ} , превышающими испаряемость $E_{0\xi}$ в дни их выпадения; $\sum_{\xi=1}^{N-n} P_{\xi}$ — сумма малых суточных осадков, полностью испаряющихся с поверхности водосбора в дни их выпадения; $\sum_{\xi=1}^n n_{\xi} E_{0\xi}$ — сумма испаряемости за те сутки, в которые осадки превышали испаряемость.

Формула (3.18) выражает очевидную физическую закономерность, заключающуюся в том, что испарение атмосферных осадков непосредственно с поверхности почвы и растительности равно сумме малых суточных осадков за $(N-n)$ суток, когда осадки меньше испаряемости, и сумме суточных значений испаряемости $\sum_{\xi=1}^n n_{\xi} E_{0\xi}$ за n суток, когда испаряемость меньше осадков. Остальная часть выпавших осадков идет на формирование поверхностного стока, аккумуляции в понижениях бассейна и на восполнение запасов влаги в почвогрунтах бассейна. Для практического использования формула (3.18) представлена Андреяновым в виде

$$E_n = 0,8 \left(\sum_{\xi=1}^{N-n} P_{\xi} + \bar{E}_0 n \right), \quad (3.19)$$

где $\bar{E}_0$ — среднее за месяц суточное значение испаряемости

$$\bar{E}_0 = \sum_{\xi=1}^N E_{0\xi} / N. \quad (3.20)$$

Транспирация растительным покровом в настоящее время определяется в большинстве случаев при помощи испарителей. Теоретические разработки в данной области еще далеки от стадии решения практических задач по определению транспирации различными видами растительности. Установленными являются два основных факта. Во-первых, транспирация тесно связана с испаряемостью, т. е. так же, как и последняя, в значительной мере определяется метеорологическими условиями. Во-вторых, в определенном диапазоне изменения влажности почвы интенсивность транспирации связана с влагосодержанием почвы.

Большой комплекс работ в рассматриваемой области по изучению процесса испарения с леса выполнен Валдайским филиалом ГГИ. Согласно данным С. Ф. Федорова [128], для елового леса в среднем за многолетний период испарение задержанных осад-

ков в течение теплого периода года составляет 26 %, транспирация 43 % и испарение под пологом леса 31 % суммарного испарения. Для холодного периода эти цифры соответственно составляют 77; 5 и 18 %. В целом за год структура суммарного испарения с елового леса характеризуется следующими данными: испарение под пологом леса 29 %, транспирация 38 % и испарение задержанных осадков 33 %. Приведенные данные близки к результатам исследования А. В. Огиевского [97], согласно которому испарение с почвы под пологом смешанного леса составляет 20 %, транспирация 50 % и испарение задержанных осадков 30 %.

Испарение в условиях леса может определяться методами теплового, водного баланса, турбулентной диффузии, а также с использованием испарительных установок. Применение этих методов встречает известные трудности, связанные с особыми условиями экспериментальных работ в лесу, поэтому для массовых расчетов испарения с леса используются косвенные методы, основанные на построении эмпирических связей. Для определения испарения с леса за месяцы теплого сезона Федоровым [128] предложена следующая зависимость:

$$\sum E = a \sum E_0, \quad (3.21)$$

где a — коэффициент испарения с леса, значения которого определяются в зависимости от радиационного индекса сухости $\sum R / (L \sum P)$ и продолжительности расчетного периода; E_0 — испаряемость луговой поверхности, вычисленная по схеме Будыко — Зубенок [21].

Федоровым обоснована возможность применения комплексного метода [128] для оценки испарения с леса. В этом случае вместо испаряемости, определенной для луговой поверхности, используется испаряемость леса:

$$E_{0л} = k_0 E_0, \quad (3.22)$$

где k_0 — поправочный коэффициент, значение которого при расчетах за месячные интервалы времени изменяется от 0,7 до 1,5.

Испарение с водной поверхности при расчетах водного баланса речных водосборов следует учитывать лишь в тех случаях, когда площадь водной поверхности занимает значительную долю общей площади водосбора. Увеличение испарения с водосбора, в пределах которого имеются значительные водные пространства, по сравнению с водосбором без них, определяется разностью между испарением с водной поверхности E_v и суши E_c . С возрастанием широты местности эта разность уменьшается.

А. А. Соколовым [113] показано, что дополнительные потери на испарение с водных пространств озер или водохранилищ ΔE могут быть определены за годовой интервал времени по формуле

$$\Delta E = \frac{P - E - Y_0}{Y} f, \quad (3.23)$$

где Y — годовой сток безозерной реки, мм; P — осадки на зеркало озера (водохранилища), мм; E — испарение с водной поверхности озера (водохранилища), мм; Y_0 — слой стока в районе озера или с площади, затопляемой водохранилищем, мм; f — площадь озера (водохранилища) в процентах от площади водосбора в замыкающем створе.

В настоящее время процесс испарения с водной поверхности изучен достаточно хорошо. В многочисленных теоретических работах советских и зарубежных ученых [17, 74] рассмотрены вопросы трансформации воздушного потока при его набегании с суши на водоем и даны уравнения, характеризующие изменения влажности воздуха и скорости ветра над водоемами. Однако в силу ряда причин вышеуказанные теоретические схемы еще не доведены до практической реализации. В практике воднобалансовых исследований и расчетов при определении испарения с водной поверхности используются данные водных испарителей, а также методы водного и теплового балансов, метод турбулентной диффузии и расчеты по эмпирическим формулам. Выше (см. п. 3.2.2) уже рассмотрены вопросы перехода от показаний водноиспарительных приборов к испарению с водоемов. Что касается применения методов водного и теплового балансов и турбулентной диффузии, их возможности ограничены, во-первых, из-за отсутствия во многих случаях необходимых исходных данных и, во-вторых, в связи с трудностями определения ряда коэффициентов расчетных формул. В настоящее время наиболее массовое применение получили эмпирические зависимости, связывающие испарение с метеорологическими элементами. В качестве основной расчетной зависимости используется формула ГГИ [124]

$$E_v = 0,14n (1 + 0,72U_2) (e_0 - e_2), \quad (3.24)$$

где U_2 — средняя скорость ветра на высоте 2 м над водоемом; e_0 и e_2 — соответственно максимальная упругость водяного пара, вычисленная по температуре поверхности воды, и среднее значение абсолютной влажности воздуха над водой на высоте 2 м, мбар; n — число суток в расчетном интервале времени.

Формула (3.24) рекомендована для расчетов испарения с водоемов любых размеров за месячные интервалы времени в условиях равновесной стратификации (при разности температуры вода — воздух Δt , не превышающей 2—4 °C). Она была получена путем построения для различных климатических условий эмпирических связей значений испарения, измеренных с помощью континентальных испарительных бассейнов площадью 20 м², с метеорологическими факторами, стоящими в правой части уравнения (3.24). Накопленный к настоящему времени опыт расчетов по формуле (3.24) свидетельствует о том, что ошибки определения по ней испарения с водоемов в сравнении с показаниями

плавучих испарительных бассейнов могут достигать для месячных интервалов времени $\pm 20\%$ (табл. 4).

Таблица 4

Оценка испарения с водной поверхности по формуле (3.24)				
Год	Месяц	Метод оценки		Графа 3 в процентах к графе 4
		по формуле (3.24)	по плавучему бассейну пло- щадью 20 м ²	
Бухтарминское водохранилище				
1968	IX	105	119	89
1970	VI	84	66	133
	VII	104	95	109
	VIII	124	101	123
Валдайское озеро				
1971	VI	97	90	108
	VIII	124	101	123
Краснооскольское водохранилище				
1970	VI	125	126	99
	VIII	156	130	120

При наличии неравновесной стратификации для оценки испарения с водной поверхности рекомендуется использовать формулы В. А. Рымши и Р. В. Донченко [93], А. П. Браславского и С. Н. Нургалиева [18] и др. Формула Рымши и Донченко имеет вид

$$E_v = 0,104n (e_0 - e_2) (a_0 + U_2), \quad (3.25)$$

где a_0 — параметр, зависящий от разности температуры поверхности воды и воздуха и определяемый по табл. 5.

Таблица 5

Δt °C . . .	1	2	5	10	15	20	25
a_0	1,5	1,75	2,4	3,0	3,5	4,0	4,25

Аналогичную структуру имеет формула Браславского и Нургалиева, дающая примерно те же результаты.

В. И. Бабкиным [7] в развитие идей В. В. Шулейкина рассмотрена физическая основа процесса испарения с водной поверхности на молекулярном уровне. Им получено распределение молекул при фазовом переходе вода — пар по вертикальной компоненте их скорости. На основании этого распределения предложены

формулы по оценке максимальной и фактической скорости испарения:

$$E_* = \sqrt{\frac{RT}{6\pi\mu}} \exp\left[-\left(2 + \frac{L\mu}{RT}\right)\right]; \quad (3.26)$$

$$E_v = (E_* \Delta) / \left(\Delta + \frac{h}{\zeta\delta} \sqrt{\frac{RT}{6\pi\mu}}\right), \quad (3.27)$$

где E_* и E_v — максимальная и фактическая скорость испарения, см/с; R/μ — удельная газовая постоянная водяного пара, равная $461,5 \cdot 10^4$ см²/(с²·°C); Δ — дефицит относительной влажности воздуха, определяемый по температуре поверхности воды, в долях от единицы; T — температура поверхности воды, К; δ — коэффициент турбулентной диффузии; ζ — параметр, определяемый в зависимости от температуры поверхности воды по графику, представленному на рис. 6; h — высота измерения влажности воздуха над водной поверхностью, равная 2 м.

Формулой (3.26) учитывается количество молекул воды, выраженное в виде объема, вылетающих с 1 см² водной поверхности в 1 с без учета возвращения части их на поверхность воды.

Формула (3.27) учитывает количество молекул (также в виде объема), оставшихся в воздухе за вычетом их

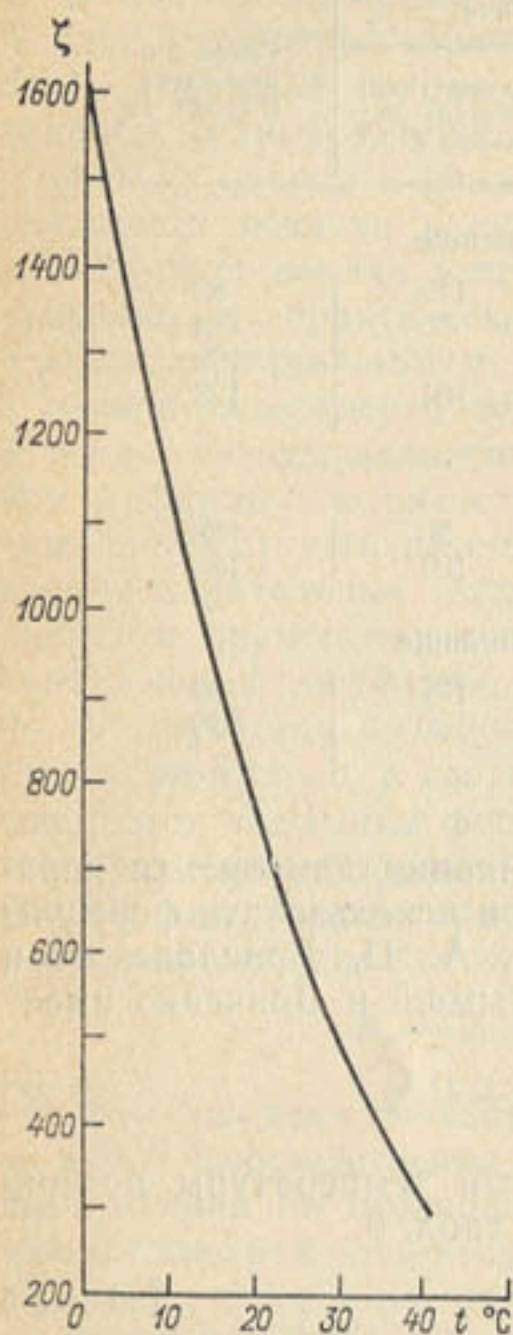


Рис. 6. Зависимость параметра ζ от температуры поверхности воды t .

части, поглощенной вновь водной поверхностью, т. е. характеризует фактическое испарение с водной поверхности.

В выражении (3.27) содержится трудно определяемый параметр δ — коэффициент турбулентной диффузии. При отсутствии инверсий этот параметр может быть оценен по формуле М. П. Тимофеева. Для перехода от максимальной скорости испарения к максимальной сумме испарения за какой-либо интервал времени необходимо в формулу (3.26) ввести множитель τ — число секунд в расчетном интервале времени. Температура поверхности воды T и другие элементы формул (3.26) и (3.27) в данном случае при-

нимаются равными их средним значениям за рассматриваемый интервал времени.

Испарение с поверхности снега не играет существенной роли при расчетах водного баланса за декадные, месячные и более длительные интервалы времени холодного периода года. Только в течение короткого периода (сутки, декада) испарение со снега может оказаться существенным элементом водного баланса водосбора (абсолютное значение этого расходного компонента не более 1—2 мм/сут). Расчет испарения с поверхности снежного покрова E_c мм/сут рекомендуется производить по формуле П. П. Кузьмина [92]

$$E_c = (0,18 + 0,10U_{10})(e_0 - e_2), \quad (3.28)$$

где U_{10} — средняя скорость ветра на высоте флюгера, м/с; e_0 — максимальная упругость водяного пара, мбар; e_2 — упругость водяного пара на уровне 2 м от поверхности снега.

Применяются также упрощенные формулы, в которых в качестве основной расчетной характеристики используется значение дефицита влажности воздуха [83].

3.2.4. Испаряемость

При расчетах водного баланса речных водосборов возникает необходимость в определении суммарного количества испарившейся влаги со всей площади бассейна. Для того чтобы не учитывать в расчетных схемах по определению суммарного испарения с речных водосборов динамику влагозапасов в почве, было введено понятие испаряемости, которое широко используется у нас и за рубежом уже более 70 лет. Под испаряемостью понимается максимально возможное испарение с данной испаряющей поверхности при неограниченной подаче воды к ней при данных метеорологических условиях. Определить испаряемость экспериментально достаточно сложно в силу того, что на интенсивность испарения влияют размеры подстилающей поверхности, ее температура, метеорологические условия окружающей местности (краевой эффект) и т. д. Многими исследователями предложены различные способы определения испаряемости. Одни в качестве испаряемости принимают испарение с водной поверхности [61], другие определяют испаряемость с помощью почвенных испарителей, заполненных предельно увлажненной почвой [74]. При этом зачастую применяются различные типы приборов и испаряемость определяется для разных по размеру испаряющих поверхностей. А. И. Будаговский [19], В. Г. Андреянов [3] и ряд других ученых указывают, что испаряемость соответствует условиям испарения с небольшой площади испарителя с предельным увлажнением, режим испарения и теплообмен которого не влияют на метеорологические условия окружающей местности. Если испаряющая площадь будет достаточно большой, то повышенное испарение с увлажненной поверхности приведет к изменению

температуры и влажности воздуха, вследствие чего испаряемость с этой территории снизится. А. Р. Константинов [74] показал, что действительно испаряемость с ограниченного участка площадью 20 м² превосходит испаряемость с площади в несколько сотен квадратных километров. Таким образом, при определении максимально возможного испарения с луга, залежи, целины, сельскохозяйственных полей необходимо учитывать площадь испаряющей поверхности. Тот же вывод справедлив и при определении испаряемости по испарению с водной поверхности. Константиновым был построен график, связывающий значения максимально возможного испарения с оптимально увлажненного травостоя и площадь испаряющей поверхности. Приняв условно за эталон площадь размером 100 × 100 км², автор показал, что значения

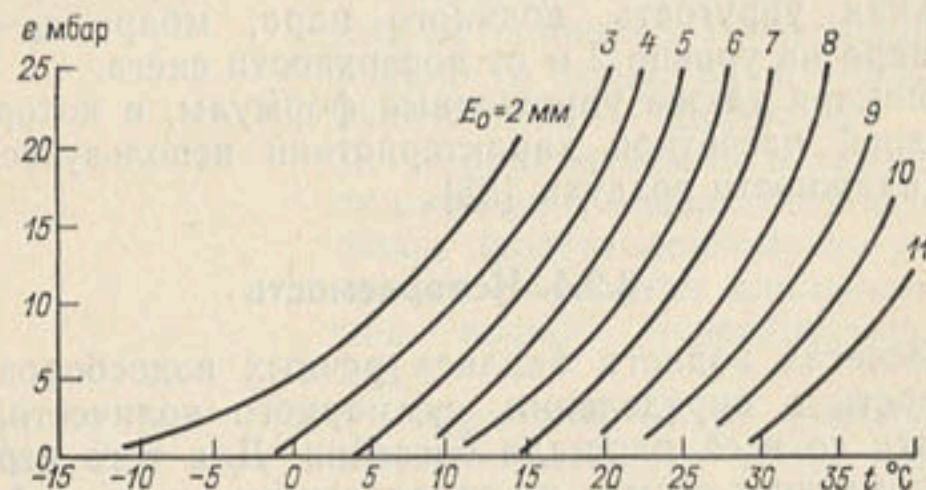


Рис. 7. Зависимость испаряемости с сельскохозяйственных угодий E_0 от температуры t и влажности e воздуха.

испаряемости, определенные для такой площади разными методами (по данным почвенноиспарительных станций, по испарению с водной поверхности и по затрате тепла радиационного баланса увлажненной поверхности на испарение), близко совпали друг с другом. Отсюда можно сделать вывод о том, что значения испаряемости, определенные для больших площадей (более 100 × 100 км²) различными методами, являются достаточно устойчивыми и не зависят от способов их определения. Для оценки максимально возможного испарения с сельскохозяйственных угодий площадью 10 000 км² в зависимости от температуры и влажности воздуха Константиновым предложен график (рис. 7). Для меньших площадей испаряемость будет уже зависеть от характера испаряющей поверхности.

Существующие трудности экспериментального определения испаряемости побудили многих исследователей к поиску более простых решений. Первые работы в этом направлении связаны с именами В. В. Докучаева [53], Г. Н. Высоцкого [41], А. Пенка [144], Р. Шрейбера [150]. В этих работах в качестве испаряемости принималось испарение с водной поверхности испарителей.

Для расчета испаряемости E_0 использовались зависимости испарения с водной поверхности от дефицита влажности воздуха или его температуры. Формула Э. М. Ольдекопа для определения испаряемости за месячные интервалы времени имеет вид

$$E_0 = md, \quad (3.29)$$

где d — дефицит влажности воздуха; m — коэффициент, значение которого для теплой половины года равно 22,7, для холодной — 16,0.

Не имея возможности детально остановиться на анализе многочисленных формул этого типа, а также формул, связывающих испаряемость с температурой воздуха, отметим, что расчеты по ним имели различную точность в разных физико-географических условиях, что объясняется неодинаковыми условиями испарения с разных подстилающих поверхностей.

Важным этапом в разработке расчетных схем определения испаряемости явились работы М. И. Будыко [21] и Х. Л. Пенмана [143]. Эти авторы в качестве основных факторов, определяющих испаряемость, предложили учитывать радиационный баланс, температуру и влажность воздуха.

Методика оценки испаряемости, предложенная Будыко, рассмотрена в главе 2. Здесь лишь напомним, что Будыко предложил два приема оценки испаряемости за месячные интервалы времени:

1) отношением радиационного баланса увлажненной поверхности (точнее, отношением разности радиационного баланса этой поверхности и потока тепла в почву) к удельной теплоте испарения L ;

2) по формуле (2.7), в которой максимальная упругость водяного пара определяется на основании совместного решения уравнения теплового баланса и формулы Магнуса (2.13).

Входящий в уравнение (2.7) интегральный коэффициент обмена D , как уже отмечалось, был принят Будыко для месячных интервалов времени равным 0,63 см/с. Поскольку значения интегрального коэффициента обмена (коэффициента внешней диффузии) в природных условиях за месячные интервалы времени колеблются в определенных пределах, представляют интерес результаты исследований по оценке влияния этого коэффициента на испаряемость. Будыко [21] показал, что для центральной части Украины и Северного Кавказа изменение величины D на 0,1 см/с приводит к изменению в оценке испаряемости примерно на 4 %. Л. П. Серякова [59] получила, что при уменьшении значений D от 0,63 до 0,40 см/с числовые значения месячной суммы испаряемости различались на 8—18 % в зависимости от климатических условий. Наибольшая разница в значениях испаряемости, полученной при D , равном 0,63 и 0,40 см/с, характерна для засушливых районов СССР.

Исследования по оценке влияния коэффициента D на испаряемость, выполненные Бабкиным для территории Валдая за период с 1952 по 1969 г., показали, что суммы испаряемости за месячные

интервалы времени при значениях D равных 0,6 и 0,8 см/с различаются на 10 %. Таким образом, изменение коэффициента внешней диффузии на 33 % (от 0,8 до 0,6) вследствие наличия нелинейной связи между e_0 и t_0 приводит для условий Валдая к уменьшению испаряемости на 10 %.

Результаты расчетов испаряемости по схеме Будыко за месячные и годовой интервалы времени двумя указанными выше приемами заметно различаются (на 15—30 %). Такое различие, по мнению В. Г. Андреянова [3] и Л. И. Зубенок [59], объясняется неучетом в формуле (2.6) значений турбулентного теплообмена испаряющей поверхности с атмосферой.

Х. Л. Пенманом предложена методика определения испаряемости (потенциальной транспирации) для условий полностью сомкнутого растительного покрова, обеспеченного доступной влагой. Пенман считал возможным пренебречь трудноопределяемым элементом теплового баланса — теплоток в почву.

В первом варианте расчетной схемы оценка испаряемости сельскохозяйственного поля производилась Пенманом путем умножения значения испарения с водной поверхности E_w на параметр β , значение которого зависит лишь от продолжительности дня. Для экваториальной зоны в течение всего года $\beta = 0,7$, а в Западной Европе для летних месяцев $\beta = 0,8$, осенью и весной 0,7, зимой 0,6. В дальнейшем Пенман для оценки испаряемости (потенциальной транспирации) предложил более строгое выражение

$$E_t = (\Delta R_t + \gamma E_{a,t}) / (\Delta + \gamma), \quad (3.30)$$

где γ — психрометрическая константа, равная 0,49; Δ — значение производной функции Магнуса в точке, соответствующей средней температуре воздуха; R_t — радиационный баланс сельскохозяйственного поля; $E_{a,t}$ — испаряющая способность атмосферы:

$$E_{a,t} = 0,35 (e_1 - e) (1 + U/100), \quad (3.31)$$

e_1 и e — соответственно максимальная и фактическая упругость водяного пара, определенные по температуре воздуха; U — скорость ветра.

При отсутствии данных по радиационному балансу сельскохозяйственного поля Пенман предложил определять его по формуле

$$R_t = 0,75 (Q + q) - I, \quad (3.32)$$

в которой $(Q + q)$ — суммарная солнечная радиация; I — эффективное излучение. Множитель 0,75 в этом выражении появился в связи с принятием указанным автором значения альбедо, равным 0,25.

Метод Пенмана широко используется за рубежом [6, 93]. В отечественной литературе критический анализ отдельных положений этого метода содержится в работах М. И. Будыко [20],

А. И. Будаговского [19], С. Ф. Федорова [128], Л. И. Зубенок [59].

В 1972 г. В. И. Бабкиным [4] выполнены исследования по оценке применимости схемы Пенмана для расчета испаряемости на территории СССР. Результаты расчетов суточных значений испаряемости по методу Пенмана оказались близки к соответствующим результатам, полученным по методу Будыко при $D = 0,63$ см/с. При $D = 0,80$ см/с, характерном для Валдайской возвышенности, значения испаряемости, определенные по схеме Пенмана, оказались ниже соответствующих значений, рассчитанных по методике Будыко. При расчетах за месячные интервалы времени в условиях Валдая методика Пенмана приводит к систематическим ошибкам. В переходные месяцы и летом, когда теплоток в почву положителен, рассчитанные значения испаряемости оказываются завышенными, а осенью, когда идет охлаждение почвы, — заниженными. В целом следует отметить, что метод Пенмана не имеет преимуществ по сравнению с расчетными схемами, разработанными советскими учеными, а в отдельных случаях приводит к существенным погрешностям при расчетах испаряемости.

А. И. Будаговским [19] разработана схема расчета испаряемости, которая фактически развивает основные идеи схем Будыко и Пенмана. Расчетная формула Будаговского имеет следующий вид:

$$E_0 = [1,55 \Delta (R_0 - B) + 0,027 D d] / [L (1,55 \Delta + 1)], \quad (3.33)$$

где Δ — производная от максимальной упругости водяного пара по температуре, мбар/°C; d — дефицит влажности воздуха, мбар; D — интегральный коэффициент обмена, см/с; R_0 — радиационный баланс увлажненной поверхности.

Значения испаряемости, оцененные по схеме Будаговского за месячные интервалы времени теплого периода года (май—сентябрь), были сопоставлены С. Ф. Федоровым с аналогичными результатами расчета испаряемости, оцененными по схеме Будыко за период с 1956 по 1966 г.

Результаты выполненных исследований позволили Федорову сделать вывод о наличии удовлетворительного согласования в значениях испаряемости, оцененных по указанным выше методам.

Способ оценки испаряемости, разработанный А. Р. Константиновым [74], основан на эмпирической связи между данными наблюдений за испарением с оптимально увлажненных сельскохозяйственных угодий и водной поверхности и температурой и влажностью воздуха на высоте 2 м. Л. И. Зубенок [59] и А. П. Вершинин [27], проводившие сравнение значений испаряемости, оцененных методами Константинова и Будыко, показали, что для месяцев холодного периода отмечаются существенные различия между получаемыми результатами: по методу Константинова значения испаряемости в месяцы холодного периода и в начале весны заметно превышают аналогичные данные, получаемые

по схеме Будыко. В мае значения испаряемости, оцененные по методу Константинова, выше, а в августе ниже соответственных значений испаряемости, оцененных по методу Будыко. Для июня и июля результаты оценок испаряемости неплохо увязываются между собой.

В. С. Мезенцев [90] предложил следующее выражение для оценки максимально возможного испарения $E_{\text{макс}}$, исходя из формулы (3.11):

$$E_{\text{макс}} = (R^+ + T^+ + B_1 - B_2)/L. \quad (3.34)$$

Обозначения отдельных составляющих уравнения аналогичны обозначениям к формуле (3.11).

Мезенцев указал на принципиальное отличие введенного им параметра $E_{\text{макс}}$ от испаряемости E_0 . Различие указанных параметров состоит в том, что, по мнению авторов расчетных схем испаряемости, величины E_0 при определенном значении влажности почвы могут быть приравнены испарению и, следовательно, их можно измерить испарителями и лизиметрами. Максимально возможное испарение всегда значительно выше испаряемости и по абсолютному значению приближается к параметру E_* (см. формулу (3.26)).

Из-за отсутствия необходимых данных для оценки составляющих теплового баланса, стоящих в правой части формулы (3.34), Мезенцевым и его учениками предложено несколько эмпирических выражений для оценки $E_{\text{макс}}$. Выполненная Бабкиным оценка максимально возможного испарения для территории Валдайской возвышенности показывает, что значения $E_{\text{макс}}$ превышают значения испаряемости, определенные по схеме Будыко, весьма существенно (например, за месяцы теплого периода года на 30—60 мм). При этом годовая сумма максимально возможного испарения оценивалась по формуле

$$E_{\text{макс}} = 306 + 0,2 \sum t', \quad (3.35)$$

а его внутригодовое распределение — пропорционально средним месячным дефицитам влажности воздуха [90]. В формуле (3.35) второе слагаемое правой части зависит от суммы средней суточной температуры воздуха t' , превышающей 10°C .

За рубежом помимо схемы Пенмана для расчета испаряемости часто используется методика Торнтвейта, основанная на определении испаряемости за месячные интервалы времени по формуле

$$E_0 = 1,6 \left(10 \frac{t}{I}\right)^b \frac{k}{3}, \quad (3.36)$$

где E_0 — месячная испаряемость, см; k — коэффициент инсоляции; t — средняя месячная температура воздуха, $^\circ\text{C}$; I — тепловой индекс, равный сумме 12 месячных значений индекса i' , определяемого по формуле

$$i' = (t/5)^{1,514}. \quad (3.37)$$

Параметр b оценивается по формуле

$$b = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,49. \quad (3.38)$$

По формуле (3.36) Торнтвейтом были оценены месячные значения испаряемости для 13 000 метеостанций, расположенных в пределах земного шара. Основная трудность в использовании данной расчетной схемы для территории СССР состоит в том, что она не позволяет рассчитывать испаряемость за зимние месяцы, когда средняя месячная температура воздуха ниже нуля.

В монографии Зубенок [59] приводятся сравнительные данные об испаряемости, оцененной по формуле Торнтвейта и по методу Будыко для 17 метеостанций. Результаты сопоставления показали в целом на наличие систематического занижения в месячных суммах испаряемости, рассчитанных по формуле Торнтвейта, по отношению к аналогичным данным, полученным методом Будыко.

Схема Торнтвейта была доработана в Испании Миро-Гранада [6, 147] применительно к оценке суточных значений испаряемости (потенциального испарения). Согласно указанному автору, суточное значение испаряемости E_{0i} для суток f рассчитывается следующим образом:

$$E_{0i} = 4,5 (t_f/26,5)^a, \quad (3.39)$$

где

$$a = 0,92621/(2,42325 - \log I); \quad (3.40)$$

$$I = \sum_{i=1}^{11} i_p + t_f; \quad (3.41)$$

$$i = (t_n/5)^{1,514}. \quad (3.42)$$

В выражениях (3.39)—(3.42) приняты обозначения: $t_1, t_2, \dots, t_{11}$ — средние месячные значения температуры воздуха; t_f — температура воздуха для суток f :

$$t_f = (t_{mf} + 2t_{Mf} + t_{m(f+1)})/4, \quad (3.43)$$

где t_{mf} — минимальная температура воздуха суток f ; $t_{m(f+1)}$ — минимальная температура воздуха суток $(f+1)$; t_{Mf} — максимальная температура воздуха суток f ; $\sum_{i=1}^{11} i_p$ — сумма индексов i за 11 предшествующих месяцев.

Результаты проверки расчетов суточных норм испарения по схеме Миро-Гранада с дальнейшим суммированием суточных значений в месячные на примере 15 метеостанций Саратовской области, выполненные Бабкиным, показали, что суточный ход испарения воспроизводится правильно. Годовые нормы испаряемости, полученные суммированием суточных норм для станций

Красный Кут, Карабулак, Александров Гай, составили соответственно 799, 733 и 828 мм. Указанные значения оказались на 50—140 мм выше данных, полученных по схеме Будыко [21].

Для оценки испаряемости с поверхности речных бассейнов за годовой и месячные интервалы времени за рубежом применяются также формулы Тюрка. Согласно Тюрку, для годового интервала времени испаряемость оценивается в зависимости от средней годовой температуры воздуха t :

$$E_0 = 300 + 25t + 0,05t^3. \quad (3.44)$$

Для оценки испаряемости за месячные и декадные интервалы времени Тюрком рекомендована формула

$$E_0 = 0,03(t + 2)\sqrt{(Q + q)}, \quad (3.45)$$

где t — среднее месячное значение температуры воздуха, °C; $(Q + q)$ — суммарная солнечная радиация, Вт/м².

Проверка применимости формулы Тюрка для оценки испаряемости в различных районах Советского Союза выполнена Зубенок [59]. В ее работе показано, что использование формул Тюрка приводит к значительному занижению значений испаряемости (иногда в 2 раза и более) по сравнению с данными, полученными методом Будыко. На недостаточную точность расчета годовых сумм испаряемости по формуле Тюрка указывал А. Г. Булавко [22].

Помимо схем оценки испаряемости, рассмотренных выше, в отечественной и зарубежной литературе существует множество эмпирических формул и выражений по определению указанных параметров, входящих в эти схемы.

3.2.5. Испарение с поверхности речного бассейна

В настоящее время существуют следующие методы оценки испарения с речного бассейна:

- 1) водного баланса;
- 2) уравнений взаимосвязи элементов водного и теплового балансов;
- 3) испарителей и лизиметров;
- 4) турбулентной диффузии;
- 5) теплового баланса;
- 6) комплексный метод;
- 7) расчеты по эмпирическим формулам.

Как уже отмечалось, использование метода теплового баланса и метода турбулентной диффузии, а также данных испарителей и лизиметров при расчетах суммарного испарения с поверхности речных водосборов встречает значительные затруднения. То же следует сказать и о схемах совместного решения уравнений водного и теплового балансов.

Наиболее известным и широко применяемым методом оценки средних многолетних годовых значений испарения является метод водного баланса, согласно которому испарение с речного бассейна определяется по разности осадков и стока. Полученные таким образом значения испарения явились основой для построения рядом авторов карт испарения с поверхности суши. Эти же данные были положены в основу графиков зависимости испарения с речного бассейна от метеорологических факторов и влажности почвы.

В СССР в 1934 г. П. С. Кузиным [79] был предложен график зависимости месячного слоя испарения от средней месячной температуры воздуха, который успешно использовался при расчетах испарения для зоны избыточного увлажнения. Позже Б. В. Поляков [104] предложил определять нормы месячного испарения с речных водосборов в зависимости от температуры воздуха и осадков.

В настоящее время графики Кузина и Полякова не применяются, так как испарение оценивалось ими по неполному трехчленному уравнению водного баланса с использованием неисправленных значений осадков. Необходима доработка и перестройка этих графиков в соответствии с новыми данными об элементах водного баланса.

Для расчета месячных значений испарения используется также метод Константинова [74], которым определяется испарение по данным о температуре и влажности воздуха, измеренным на метеостанциях. Константиновым построены расчетные графики, которые позволяют определять испарение с различных подстилающих поверхностей: почвы, воды, снега, луга. Метод Константинова широко используется в практике УГКС при составлении водных балансов речных бассейнов. Основным его достоинством является простота расчетов и доступность материалов наблюдений за температурой и влажностью воздуха. В процессе использования метода Константинов вносил коррективы и неоднократно перестраивал графики.

Проведенный анализ результатов расчетов водных балансов речных бассейнов, выполненных в УГКС, показал, что для территории Украины и Северо-Запада ЕТС метод Константинова дает вполне приемлемые результаты (ошибки определения испарения, как правило, не превышают 10—15 %). Во многих других районах годовое значение испарения оказывается, как правило, заниженным.

Андреянов и Бабкин [3] отмечали следующие недостатки данного метода:

- 1) построение расчетных графиков осуществлялось по осредненному за многолетие данным, поэтому они могут давать приемлемые результаты лишь для средних условий и не пригодны для оценки испарения в аномальные по характеру тепловлагообмена годы;

2) в качестве одного из исходных аргументов Константинов принял не показатель, характеризующий энергетические ресурсы, которые идут на испарение, а косвенный фактор — температуру воздуха. Указанное обстоятельство из-за неоднозначности зависимости испаряемости, а следовательно, и испарения от температуры воздуха может приводить к появлению систематической ошибки в расчете (увеличение испарения осенью и уменьшение весной и летом);

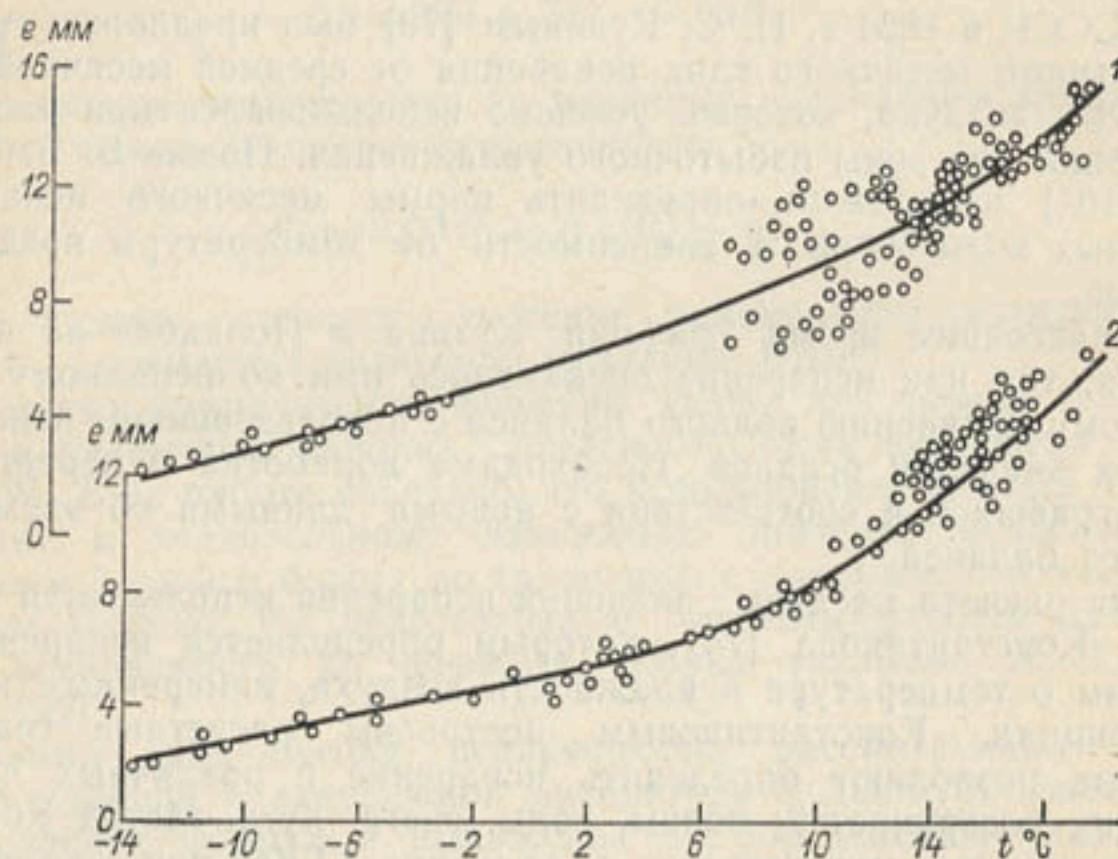


Рис. 8. Связь влажности и температуры воздуха для условий Валдая.

1 — с учетом поправок к температуре и влажности, по А. Р. Константинову; 2 — то же без учета поправок.

3) для увлажненных районов между температурой и влажностью воздуха может существовать тесная нелинейная корреляционная связь, представленная для условий Валдая на рис. 8.

Внесение в значения температуры и влажности воздуха поправок, рекомендуемых Константиновым, не изменяет существенно тесноты этой связи (см. рис. 8, кривая 1), а следовательно, не опровергает вывода о малом значении учета второго фактора (например, влажности воздуха) при оценке испарения по рассматриваемому методу.

В современной отечественной и зарубежной практике широкое распространение получили так называемые комплексные схемы расчета испарения с речных водосборов. Согласно этим схемам оценка испарения происходит в два этапа: на первом этапе оценивается испаряемость, а на втором в зависимости от принятых гипотез участия почвенной влаги в испарении осуществляется

переход от испаряемости к испарению. Одним из наиболее широко используемых в настоящее время методов расчета испарения с речных водосборов, который позволяет определять значения испарения за месячные интервалы времени не только в среднем за многолетний период, но и за реальные годы, является комплексный метод, разработанный Будыко [21]. Для перехода от испаряемости к испарению им предложена следующая расчетная схема:

1) испарение равно испаряемости при запасах влаги в почве, равных «критической влажности», либо превышающих их, т. е.

$$E = E_0 \text{ при } \bar{M} \geq M_{кр}. \quad (3.46)$$

2) испарение равно произведению испаряемости на отношение среднего запаса влаги в почве к критической влажности почвы, т. е.

$$E = E_0 (\bar{M}/M_{кр}). \quad (3.47)$$

Средние многолетние значения критической влажности для геоботанических зон СССР были определены Л. И. Зубенок и Л. Н. Дьяченко [59] на основании данных по испарению, испаряемости и запасам продуктивной влаги в почве на начало и конец месячных интервалов времени.

П. П. Кузьмин показал [84], что относительная средняя квадратическая ошибка определения испарения по методу Будыко за месяцы отдельных лет в условиях зоны недостаточного увлажнения может достигать 30—35 % и более. По мнению В. Г. Андреянова [3], схеме Будыко перехода от испаряемости к фактическому испарению присущи следующие недостатки:

1) в схеме отсутствует учет осадков, выпадающих в течение расчетного интервала времени;

2) параметр «критическая влажность» почвы имеет недостаточное обоснование.

По мнению Андреянова [3], неучет в схеме Будыко—Зубенок параметра, включающего в явном виде текущие осадки, привело к замене агрогидрологической константы «наименьшей влагоемкости» параметром «критическая влажность почвы». Принятие данного параметра взамен наименьшей влагоемкости и учета осадков для средних условий приводит к удовлетворительным результатам. Однако для месяцев, в которых количество осадков больше их средних многолетних значений, по формуле Будыко получаются существенно преуменьшенные значения испарения, а в засушливые месяцы — наоборот.

Для учета влияния выпадающих в течение месяца осадков на испарение Андреянов [3] предложил следующую структуру формулы расчета испарения за короткие интервалы времени:

$$E = E_n + (E_0 - E_n) (\bar{M}/M_f), \quad (3.48)$$

где E_n — часть выпавших осадков, испаряющаяся со смоченных поверхностей водосбора (растительный покров, почва), не пошед-

ших на сток и инфильтрацию в почвогрунты, определяемая по выражению (3.18); $\bar{M}$ и M_f — соответственно значения средней продуктивной влажности почвы и наименьшей продуктивной влагоемкости.

В. С. Мезенцев предложил следующую схему расчета испарения с речного бассейна:

$$E = E_{\max} \left[1 + \left(\frac{P + M_1 - M_2}{E_{\max}} \right)^{-n} \right]^{-1/n}, \quad (3.49)$$

где M_1 и M_2 — запасы влаги в начале и конце расчетного промежутка времени; P — исправленные осадки; n — параметр, по мнению Мезенцева, «интегрирующий с достаточной полнотой влияние физико-географических условий формирования стока». Для равнинных территорий принимается $n = 3$, для сильно пересеченного рельефа предгорий и горных областей Урала, Алтая, Предбайкалья $n = 2$. По методике Мезенцева были произведены многочисленные расчеты испарения для территорий Западно-Сибирской равнины, Забайкалья и ряда других территорий.

За границей наибольшее применение при оценке испарения с речных бассейнов имеют комплексные схемы Пенмана, Тюрка, Торнтвейта и Мазера.

Пенман [4, 143] для перехода от испаряемости к испарению использует несколько видоизмененную гипотезу Веймейера о скорости извлечения почвенной влаги растениями и на основании ее вводит понятия «константа корневых систем», а также потенциальный и фактический дефицит почвенной влаги. Под константой корневой системы Пенманом понимается то количество влаги, которое может быть легко извлечено определенным типом растительности из данной почвы. Потенциальный дефицит определяется по разности между испаряемостью и осадками. Фактический дефицит находится следующим образом: если значение потенциального дефицита за рассматриваемый период меньше значения корневой константы, то на конец расчетного интервала в качестве фактического дефицита принимается сумма потенциальных дефицитов за предыдущие интервалы; если значение потенциального дефицита влаги больше значения корневой константы, то на конец следующего интервала за значение фактического дефицита принимается сумма значений корневой константы, поправки, равной 25 мм и второй поправки, примерно равной $1/10$ потенциальной транспирации. Испарение за месяц определяется как сумма осадков и разности значений расчетного и фактического дефицитов почвенной влаги в конце d_k и начале d_n рассматриваемого интервала времени:

$$E = P + d_k - d_n. \quad (3.50)$$

Бабкиным [4] была рассмотрена возможность использования методики Пенмана на примере бассейна р. Поломети. Исследование подтвердило сделанные ранее Будыко [20] выводы о том, что расчетная схема Пенмана является в значительной степени эмпи-

рической и приближенной. Ее использование возможно в зоне достаточного увлажнения, для которой результаты расчетов оказываются вполне удовлетворительными. Применение этой методики в зонах недостаточного увлажнения может привести к значительным ошибкам.

Переход от испаряемости к испарению в схеме Тюрка осуществляется в соответствии с выражением

$$E = (P + a + \lambda) / \sqrt{1 + \left(\frac{P + a}{E_0} + \frac{\lambda}{2E_0} \right)^2}, \quad (3.51)$$

где E и E_0 — испарение и испаряемость за декаду; P — осадки; λ — параметр, отражающий участие в испарении растительности (зависит от массы сухого вещества растений); a — слой воды, испарившейся из почвы за счет запасов подземных вод, принимаемый по результатам расчета за предыдущую декаду в зависимости от дефицита влажности почвы (до полной влагоемкости) Δ ; $\Delta = 25$ мм $a = 10$ мм; при $\Delta > 25$ мм $a = 35 - \Delta$; при $\Delta = 34$ мм $a = 1,0$.

Формула Тюрка для оценки испарения в Советском Союзе мало применялась. По данным А. Г. Булавко [22] и В. С. Мезенцева [90], она приводит к занижению испарения.

Схема перехода от испаряемости к испарению, предложенная Торнтвейтом и Мазером [147], основывается на следующих положениях:

1) при осадках P , равных или больше испаряемости E_0 , испарение принимается равным испаряемости, т. е.

$$E = E_0 \text{ при } P \geq E_0; \quad (3.52)$$

2) при осадках, меньших испаряемости, принимается, что на испарение помимо осадков расходуется часть запасов почвенной влаги, равная отношению среднего за интервал запаса почвенной влаги в слое почвы толщиной 1 м к наименьшей влагоемкости, т. е.

$$E = (E_0 - P) \frac{\bar{M}}{M_f} + P \leq E_0 \text{ при } P < E_0. \quad (3.53)$$

Проверка применимости метода Торнтвейта и Мазера, выполненная Бабкиным на примере бассейна р. Поломети у д. Дворец за 17 лет (1952—1969), показала, что вычисленные значения испарения за месячные интервалы времени теплого периода года примерно на 25 % превышают суммы месячного испарения, оцененные по формуле Андреянова (3.48).

В основе многочисленных эмпирических методов, предложенных для оценки испарения с речных водосборов, лежат данные по испарению, полученные с использованием методов водного, теплового балансов и испарителей, а также зависимости испарения от метеорологических факторов: дефицита влажности воздуха, температуры воздуха, осадков и т. д. Эмпирические методы расчета находят главным образом региональное применение: они

справедливы для тех районов, в условиях которых они разрабатывались.

Авторам настоящей книги представляется, что дальнейшее увеличение числа эмпирических формул не может привести к сколько-нибудь ощутимым результатам. Прогресс в данной области может быть достигнут лишь на основании дальнейшего изучения физических закономерностей процесса испарения, в том числе и на молекулярном уровне.

3.3. РЕЧНОЙ СТОК

Речной сток, наряду с осадками и испарением, является важнейшим элементом водного баланса речного бассейна. Роль данного элемента велика и потому, что он характеризует ежегодно возобновляемые водные ресурсы. Речной сток в большинстве районов земного шара, по сравнению с другими элементами водного баланса, изучен значительно лучше, во всяком случае в районах с достаточной плотностью сети станций и постов, на которых ведутся систематические наблюдения.

Здесь рассматривается речной сток в качестве одной из составляющих уравнения водного баланса речного бассейна. Формирование речного стока происходит с отдельных частей бассейна, поверхность, рельеф и физико-географические условия которых далеко неоднородны, поэтому и значения стока с отдельных частей бассейна сильно различаются. Однако в отличие от других элементов водного баланса для оценки среднего значения стока в речном бассейне не требуется разработки специальных методов. Речной сток, в отличие от других элементов водного баланса, измеряется в интегральном виде в замыкающем створе речного бассейна.

Существует множество косвенных приемов расчета стока при отсутствии данных наблюдений. При производстве воднобалансовых исследований авторами использованы лишь наблюдаемые данные за стоком рек.

Формирование речного стока изучается экспериментально на воднобалансовых станциях Госкомгидромета.

Установлено, что значение стока в общем случае зависит от осадков, увлажнения речного бассейна, рельефа местности, характера почвогрунтов, растительного покрова и других естественных и антропогенных факторов.

3.3.1. Поверхностная и подземная составляющие речного стока

Длительное время в практике гидрологических исследований речной сток рассматривался без расчленения его по генетическим признакам. В прошлом его среднее годовое значение нередко определялось из уравнения водного баланса (1.2). С развитием

сети пунктов наблюдений и совершенствованием воднобалансовых исследований появились предпосылки для более углубленного изучения речного стока.

Крупный шаг в указанном направлении был сделан Е. А. Гейнцем [44], который впервые расчленил сток р. Оки на две составляющие: поверхностную и подземную. В дальнейшем вопросам расчленения стока были посвящены исследования В. Г. Глушкова [45], М. И. Львовича [88], А. И. Огиевского [97], Б. В. Полякова [104], К. П. Воскресенского [35], Б. И. Куделина [78] и др. Не имея возможности подробно рассмотреть схемы указанных авторов, отметим главное, что наиболее трудной задачей является расчленение стока на поверхностный и подземный в период половодья и паводков. Различные авторы по-разному оценивают роль подземного стока в этот период. Одни считают, что он увеличивается во время половодья, другие — что он, наоборот, уменьшается. Некоторые авторы [45, 97] особо выделяют глубоко-водное подземное питание. В практике составления водных балансов речных бассейнов в УГКС применяются схемы Б. И. Куделина [78], К. П. Воскресенского [35] иногда Б. В. Полякова [104].

Согласно Воскресенскому, выделение подземной составляющей на гидрографе стока производится графически: от ординаты предвесеннего расхода проводится прямая линия с небольшим подъемом к подошве волны спада половодья, которая далее ориентируется на низкие устойчивые расходы воды в период межени, когда питание реки происходит в основном подземными водами. Согласно схемам Полякова и Куделина, в бассейнах рек, где подземные воды гидравлически связаны с речными, принимается, что подземное питание с начала половодья резко сокращается и в период прохождения гребня вследствие подпора грунтовых вод даже прекращается совсем. После прохождения гребня половодья вновь в русло начинают поступать подземные воды, достигая максимума к концу половодья. Выделение подземной составляющей за остальной период времени осуществляется аналогично рассмотренному выше, т. е. путем проведения линии, ориентируясь на устойчивые меженные расходы воды.

Более подробный обзор методов оценки подземной составляющей речного стока приведен в работах Б. И. Куделина [78] и О. В. Попова [105].

О. В. Попов [105] отмечает, что полный учет генетических условий формирования стока требует расчленения его по всем категориям подземных вод, которые участвуют в подземном питании рек рассматриваемого бассейна. Необходимо учитывать имеющуюся многоярусность подземных вод бассейна и их особенности, отражаемые вертикальной гидродинамической зональностью подземных вод.

П. П. Воронков [34], исходя из допущения, что химический состав вод зависит от фаз стекания, которые проходят эти воды в почвогрунтах бассейнов, предложил выделять следующие

четыре фазы стекания атмосферных вод, соответствующие четырем генетическим категориям стока:

1) стекание атмосферных вод по поверхности склонов в водотоки и водоемы (поверхностно-склоновые воды);

2) стекание вод в понижения местности (водотоки и водоемы) по имеющимся дренам в почвенном слое. Воды, дренируемые из этих слоев, примешиваясь к поверхностно-склоновым водам, формируют на водосборе почвенно-поверхностные воды;

3) стекание вод из толщи почвогрунтов при дренаже почвенно-грунтовых вод, выходящих на дневную поверхность в русловую сеть (воды почвенно-грунтового дренирования);

4) стекание вод из водоносных пластов. В русловой сети выклиниваются воды грунтового дренирования.

Выделенные Воронковым фазы стекания атмосферных вод по существу являются характеристиками формирования речного стока, поэтому можно говорить о следующих его видах: поверхностно-склоновый, почвенно-грунтовой, сток грунтовых вод, подрусловой, подземный сток из глубоко залегающих водоносных пород, не дренируемых реками.

Поверхностно-склоновый сток наблюдается обычно в периоды весеннего половодья, зимних и летне-осенних паводков. Он возникает тогда, когда интенсивность увлажнения поверхности склонов водосбора талой водой при снеготаянии или дождем превышает интенсивность впитывания и поверхностного задержания. Таким образом, поверхностно-склоновый сток — это воды, стекающие по направлению падения склона либо в виде сплошного слоя, либо временной микроручейковой сети. Данный вид стока, как известно, изучается с помощью стоковых площадок.

Почвенно-грунтовой сток формируется от стекания по различным временным и постоянным водоупорам просочившихся в почву талых и дождевых вод. Иногда указанные воды выклиниваются на поверхность и стекают по поверхности различных понижений (балок, логов, оврагов). Рассматриваемый вид стока характерен для малых временных водотоков. Он обычно включает в себя и склоновый сток.

Сток грунтовых вод из водоносных пластов поступает непосредственно в русло реки. Часть подземных вод может выклиниваться в долине реки в виде родников. Грунтовые воды отдельных водоносных пластов иногда могут подпитываться напорными подземными водами из других бассейнов.

Сток вод в аллювиальной толще, расположенной под руслом реки, — это так называемый подрусловой сток [105]. Подрусловой сток отмечается на некоторых, чаще всего горных реках. В сравнении с меженным стоком, когда он наблюдается, подрусловой сток может быть значительным.

Подземный сток из глубоко залегающих водоносных пород, не дренируемых реками, образуется за счет вод, просачивающихся из зоны насыщения вниз в более глубокие слои пород. Указанные воды могут образовать подземные водоемы, питать под-

земными (напорными) водами другие речные бассейны или медленно стекать непосредственно в моря и океаны. Способы оценки недренируемого речного стока для малых рек и водотоков изложены в работах [92, 105].

Рассмотренные виды стока, имеющие самые тесные связи с фазами стекания атмосферных осадков, по Воронкову, использовались при оценке составляющих водных балансов речных бассейнов в исследованиях А. П. Бочкова [15] и других авторов при оценке влияния физико-географических и антропогенных факторов на речной сток. Представление о расчленении речных вод на генетические категории использовано нами при разработке модели водного баланса речного бассейна по его вертикальным зонам: поверхностной, аэрации и насыщения (см. главу 8).

Метод расчленения гидрографа стока Воронкова близок к методу Куделина. Грунтовая составляющая речного стока в период ветви подъема волн половодья и паводков определяется от даты резкого повышения уровня воды в реке до пика половодья. В этой фазе стока создается подпор грунтовых вод, гидравлически связанных с речными, питавших до этого водоток, и их выход в русловую сеть практически прекращается. Однако последние порции грунтовых вод наиболее отдаленных участков бассейна проходят замыкающий створ водотока спустя некоторое время, необходимое для их добега. Время добега для грунтовых вод определяется приближенно по разности дат максимального снеготаяния и пика половодья в исследуемом створе. С использованием данных о времени добега для рассматриваемого бассейна по гидрографу определяется период, в течение которого количество грунтовых вод у замыкающего створа будет практически равно нулю.

От даты резкого повышения уровня воды в реке до даты пика половодья (паводка) принимается, что русловая сеть бассейна заполнена в основном поверхностно-склоновыми и почвенно-поверхностными водами. Прекращение поступления поверхностно-склоновых и почвенно-поверхностных вод в период половодья и паводков определяется по датам полного схода снежного покрова (окончания дождя) с учетом времени добега талых (дождевых) вод. Таким образом, дата схода снежного покрова (прекращение дождя) с учетом продолжительности добега соответствует дате окончания поступления поверхностно-склоновых и почвенно-поверхностных вод и максимуму поступления почвенно-грунтовых вод. Дата начала поступления в русло реки грунтовых вод определяется по первой дате расхода воды на шлейфе спада половодья, значение которого примерно в 2 раза больше расхода воды в конце зимней межени. Более точное установление рассматриваемой даты может быть осуществлено с привлечением данных по минерализации русловой воды и ее химическому составу. Оценку генетических категорий вод Воронков рекомендует выполнять для небольших речных бассейнов, однородных в физико-географическом отношении. Для более крупных речных бассейнов

Поверхностно-склоновый и почвенно-поверхностный Y_n , почвенно-грунтовый Y_a и грунтовый Y_r сток р. Полометы у д. Дворец, $F=432 \text{ км}^2$

Годы	Обозначение	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Год	$\% \text{ от } \frac{Y_r}{Y_n}$	$\% \text{ от } \frac{Y_a}{Y_n}$	$\% \text{ от } \frac{Y_r}{Y_n}$
1952-53	Y_n Y_a Y_r	17,6 25,1 12	0 0 10	0 0 7,0	0 0 4,2	0 0 5,3	132,5 25,7 0,8	0 9,5 10,0	6,6 6,6 7,4	44,4 10,0 7,0	61,8 10,0 6,0	10,3 8,4 21,0	21,7 25,0 22,0	294,9 120,3 112,7	55,9	22,8	21,3
1953-54	Y_n Y_a Y_r	32 0 5,7	30 22,8 1,5	0 2 2	0 0 1,3	2,1 0 2	39,1 0 0	24,2 18,6 1,2	0 7,8 2,2	0 0 3,0	0 0 3,1	0 5,7 4,5	31,0 12,2 1,0	158,4 69,1 27,5	62,0	27,2	10,8
1954-55	Y_n Y_a Y_r	10,8 10,0 19,0	0 0 10,1	0 0 8,9	0 0 10,4	0 0 7,5	23,8 0 12	153 60,8 2,2	5,0 25 10,8	0 0 5,4	0 0 2,1	0 0 1,0	0 0 2,5	192,6 95,8 91,9	50,6	25,2	24,2
1955-56	Y_n Y_a Y_r	0 0 4,6	0 0 4,8	0 0 3,6	0 0 2,8	0 0 3,4	69 0 3,6	69 88 9	0,6 0 10	4 3 10,6	0 0 16,6	8,0 7,6 14,0	0 14,3 28,5	150,6 112,9 111,5	40,2	30,1	29,8
1956-57	Y_n Y_a Y_r	0 0 25,9	0 0 26,5	0 0 18,0	0 0 24,1	0 0 15,4	136 2,0 0	9,5 37,5 3,2	9 10 5,1	0 8,3 6,8	9 6,7 9,2	19,3 17,0 8,0	13,0 70,7 0	195,8 152,2 142,2	40,0	31,0	29,0
1957-58	Y_n Y_a Y_r	6 14,7 20,0	0 3,2 13,0	0 7 15,3	0 2,7 13	0 0 14,9	108 0 0	56 50 9	0 0 7,8	0 0 4,3	0 7 14,6	0 0 7,2	34,5 1,0 3,2	204,5 85,6 122,3	49,6	20,8	29,6
1958-59	Y_n Y_a Y_r	10 10,2 20	7 8 15,4	0 0 17,7	0 0 17,7	0 0 16,4	147,6 12,6 0,8	0 21,1 9,0	0 0 8,2	0 0 5,4	0 0 2,6	0 0 7,4	0 5,0 13,8	164,6 56,9 134,4	46,2	16,0	37,8

1959-60	Y_n Y_a Y_r	0 8,9 5,0	0 0 3,5	0 0 3,2	0 0 1,6	0 0 2,9	80 26 4,0	0 19,2 9,2	0 0 7,3	0 0 8,6	0 0 3,6	0 0 7,7	0 0 6,4	80,0 54,1 63,0	40,6	27,4	32,0
1960-61	Y_n Y_a Y_r	0 0 13,9	20 17,2 8,0	5,0 13,0 6,5	0 0 9,4	7,0 0 20,6	75,4 34 9,6	0 19,6 24,0	0 0 7,5	0 0 2,9	10,4 4,0 4,0	0 11,5 9,5	0 0 6,2	117,8 99,3 122,1	34,8	29,2	36,0
1961-62	Y_n Y_a Y_r	0 0 11,2	0 0 12,6	0 0 9,7	0 0 7,3	0 0 6,3	105,6 42 3,4	0 19,5 29,3	7 0 39,2	23,1 10,0 13,1	2 7 12,9	42 20 5,0	15 2,6 20	194,7 101,1 170	41,8	21,7	36,5
1962-63	Y_n Y_a Y_r	10,1 10,1 10,1	0 19 9,4	0 0 5,8	0 0 3,2	0 0 2,7	29 29 2,5	0 23,9 8,0	0 0 6,8	0 0 5,0	0 0 2,5	0 0 1,7	0 0 10,4	39,1 82,0 68,1	20,6	43,4	36,0
1963-64	Y_n Y_a Y_r	7 0 15,1	0 0 6,6	0 0 4,5	0 0 3,1	0 0 2,2	35 33,7 1,0	4 26,8 9	0 0 6,4	0 0 2,2	0 0 1,8	0 0 1,5	0 0 3,9	46 60,5 57,3	28,0	37,0	35,0
1964-65	Y_n Y_a Y_r	6 2 9	0 0 17,7	0 0 8,4	0 0 5,6	0 0 7,4	86,2 1,6 6,4	27,2 28,0 12,4	0 0 11,9	0 0 6,2	0 2,4 14,0	0 0 4,6	0 0 12,3	119,4 34,0 115,9	44,4	12,6	43,0
1965-66	Y_n Y_a Y_r	0 0 14,9	0 0 5,8	0 0 5,7	0 0 4,5	0 0 9,5	174,6 8,4 1,0	8,4 61,4 9,6	0 0 8,5	0 0 1,9	0 0 2,6	0 0 6,8	0 0 18,1	183,0 69,8 88,9	53,6	20,4	26,0
1966-67	Y_n Y_a Y_r	0 0 9,6	0 0 3,7	0 0 2,8	0 0 3,2	0 0 6,6	85,5 22 1,5	13 27 14	2,0 0 10,2	0 0 3,3	0 0 2,0	0 0 2,3	11,8 4,0 6,0	112,3 53 65,2	48,7	23,0	28,3
Средний															45,2	24,9	29,9

оценку генетических категорий вод можно осуществить для его частных водосборов с последующим обобщением полученных данных на общую площадь бассейна.

Метод Воронкова наиболее эффективен для расчленения стока бассейнов рек с наличием иллювиального почвенного горизонта.

Представление о значениях генетических составляющих речного стока в лесной зоне можно получить из рассмотрения данных табл. 6. В этой таблице за месячные интервалы времени по бассейну р. Поломети у д. Дворец приведены значения поверхностно-склонового и почвенно-поверхностного $Y_{\text{п}}$, почвенно-грунтового $Y_{\text{а}}$ и грунтового $Y_{\text{г}}$ стока за период 1953—1967 гг. Анализ данных показывает, что за указанные 15 лет наблюдений доля поверхностных вод в полном речном стоке составляет 45 %, почвенно-грунтовых 25 % и грунтовых 30 %. Для рек степной зоны (р. Медведица — ст-ца Арчединская, $F=33\,100\text{ км}^2$) соотношения рассматриваемых генетических категорий стока примерно таковы: поверхностные воды 70 %, почвенно-грунтовые 10 % и грунтовые 20 %. Интересные обобщающие данные о доле рассматриваемых характеристик стока по природным зонам получены Б. Г. Скакальским [112] (табл. 7). Для рек с отсутствием иллювиального

Таблица 7

Зональные характеристики генетических категорий речного стока в процентах от годового стока (по Б. Г. Скакальскому [112])

Зона	Генетическая категория вод		
	поверхностно-склоновые и почвенно-поверхностные	почвенно-грунтовые	грунтовые
Тундровая	50—65	20—30	15—25
Лесная, подзона тайги	50—65	20—35	15—30
Подзона смешанных лесов	40—60	20—30	20—35
Лесостепная	50—65	15—20	15—35
Степная	65—90	10—20	5—20

почвенного горизонта доля почвенно-грунтовых вод в полном речном стоке становится незначительной ($< 10\%$).

На гидрографе стока обычно выделяют две составляющие: поверхностную и подземную. Обобщение данных по водным балансам речных бассейнов, составленных в УГКС в соответствии с Методическими указаниями [92], показывает, что в лесной зоне доля поверхностного стока в годовом колеблется от 60 до 80 %, в лесостепной от 60 до 90 %, в степной от 70 до 90 %, в полупустынной от 90 до 100 %.

Внутригодовое распределение поверхностной и подземной составляющих стока существенно различно. Подземная составляю-

щая речного стока, как правило, имеет более выровненный ход стока во времени. В табл. 8 для ряда речных бассейнов приводятся помесечные соотношения поверхностной и подземной составляющих речного стока в процентах от годовых значений в годы различной водности.

Из табл. 8 следует, что, например, для рек п-ова Камчатки доли поверхностной и подземной составляющих речного стока примерно равны. Для месячных интервалов времени, особенно в бездождные периоды (межень), доля подземного стока может быть значительной, а поверхностный сток — отсутствовать.

Существенный интерес представляет вопрос о коэффициентах вариации C_v указанных составляющих речного стока. Значения коэффициентов изменчивости поверхностной и подземной составляющих речного стока, рассчитанные за период 10—11 лет с 1967 по 1977 г. для ряда речных бассейнов, приводятся в табл. 9. Данные таблицы показывают в целом на большую изменчивость месячных значений поверхностного стока.

Для большинства речных бассейнов доля поверхностной составляющей речного стока в годовом, как правило, превышает 60 %, поэтому можно предположить, что между ними существует коррелятивная связь. Выполненное нами исследование показало, что для годового интервала времени такая связь действительно существует.

Аналогичные исследования проведены для месячных интервалов времени ряда рек СССР с наличием, как правило, в течение всего года поверхностной и подземной составляющих речного стока ($Y_{\text{п}}$, $Y_{\text{г}}$). Эти исследования показали, что и для месячных интервалов времени в отдельных речных бассейнах в ряде случаев могут быть установлены связи указанных характеристик речного стока. Теснота этих связей, согласно данным табл. 10, колеблется в основном от 0,5 до 1.

Анализ связей между годовыми значениями поверхностной составляющей и полным речным стоком, построенных для частных речных бассейнов, входящих в крупные речные системы и бассейны морей, показывает, что графики характеризуются значительным рассеиванием точек. Указанное обстоятельство объясняется многими причинами: различной увлажненностью частных бассейнов, различиями в количестве тепла, приходящегося на поверхность бассейна, различиями в условиях стекания и инфильтрации, обусловленных строением поверхности бассейна и другими факторами, а также точностью выделения поверхностной составляющей на гидрографе стока.

Сказанное подтверждается теоретическими исследованиями, результаты которых представлены на рис. 9. Из рисунка видно, что различные значения в притоке тепла создают своеобразный веер в отклонениях поверхностной составляющей от годового значения стока. При большой испаряющей способности (засушливые территории) годовой сток практически полностью определяется поверхностной его составляющей. При продвижении в более

Распределение поверхностной Y_n (верхняя строка) и подземной Y_r (нижняя строка) составляющих речного стока в процентах в годы различной водности

Речной бассейн	Водность года	Сток за год, мм	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
р. Гауя — г. Сигулда, $F=8510 \text{ км}^2$	Многоводный 1970	154	2	1	2	47	19	2	1	1	1	2	12	10
	Средний 1971	68	12	12	15	4	3	15	9	10	9	9	4	4
	Маловодный 1973	101	12	9	12	29	6	6	1	1	1	5	7	13
	Средний 1975	46	7	6	6	7	7	9	13	13	13	9	7	6
р. Камчатка — с. Долиновка, $F=12000 \text{ км}^2$	Многоводный 1972	102	3	6	9	22	23	9	1	1	1	4	12	12
	Средний 1975	32	8	7	9	9	9	8	8	9	9	9	7	8
	Маловодный 1977	412	0	0	0	1	11	46	28	6	3	3	2	0
	Средний 1975	483	6	5	5	5	7	9	12	14	13	10	6	8
р. Ингода — с. Атамановка, $F=22000 \text{ км}^2$	Многоводный 1977	311	0	0	0	0	13	58	18	6	2	3	0	0
	Средний 1975	450	6	5	6	6	8	9	12	13	11	10	8	6
	Маловодный 1977	261	0	0	0	1	11	44	43	6	9	11	5	0
	Средний 1975	388	6	6	6	6	8	9	11	13	12	9	7	7
р. Арсеньевка — с. Яковлевка, $F=5180 \text{ км}^2$	Многоводный 1969	141	0	0	0	1	7	2	13	43	28	6	0	0
	Средний 1970	26,3	0	0	0	2	5	8	10	15	18	22	12	8
	Маловодный 1976	103	0	0	0	6	20	6	14	8	32	13	1	0
	Средний 1966	17,7	3	1	2	4	6	8	10	13	13	16	16	8
р. Арсеньевка — с. Яковлевка, $F=5180 \text{ км}^2$	Многоводный 1974	43,3	0	0	0	1	34	14	14	22	9	6	0	0
	Средний 1966	14,7	1	1	1	2	7	11	16	21	20	12	6	2
	Маловодный 1970	566	0	0	0	12	16	18	15	0	14	21	4	0
	Средний 1966	65	2	1	3	6	11	13	16	16	6	8	10	8
р. Арсеньевка — с. Яковлевка, $F=5180 \text{ км}^2$	Многоводный 1970	239	0	0	0	23	41	2	1	19	4	5	5	0
	Средний 1966	35,3	4	4	6	7	9	9	9	10	10	11	11	10
	Маловодный 1970	132	0	0	0	30	51	8	1	0	2	5	3	0
	Средний 1966	15,5	6	5	6	6	7	8	9	10	10	12	12	9

Таблица 9

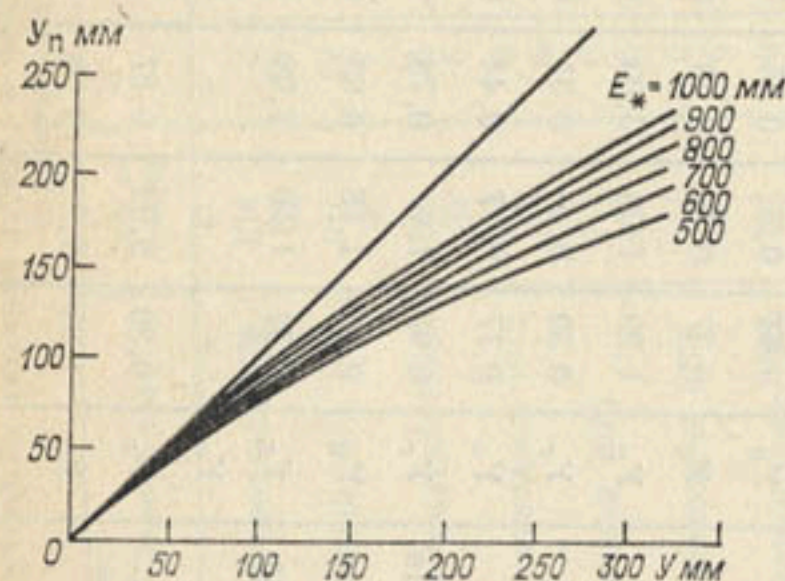
Коэффициент изменчивости C_v поверхностной Y_n и подземной Y_r составляющих речного стока

Речной бассейн	Обозначение	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1. р. Арсеньевка — с. Яковлевка, $F=5180 \text{ км}^2$	Y_r	0,36	0,50	1,17	0,56	0,48	—	1,16	1,07	1,13	1,02	0,71	0,78
	Y_n	—	—	2,31	0,62	0,49	—	1,26	1,22	1,23	1,10	0,88	1,95
2. р. Шуя — д. Бесовец, $F=9560 \text{ км}^2$	Y_r	0,46	0,42	0,52	0,48	0,32	0,30	0,41	0,68	0,96	0,61	0,67	0,39
	Y_n	0,61	0,52	0,45	0,47	0,37	0,30	0,29	0,63	1,03	0,97	1,02	0,62
3. р. Вятка — г. Киров, $F=43300 \text{ км}^2$	Y_r	0,37	0,23	0,18	0,33	0,62	0,51	0,54	0,51	0,42	0,30	0,56	0,58
	Y_n	1,29	1,98	3,00	0,50	0,64	0,82	0,95	1,09	1,21	0,90	1,14	1,66
4. р. Днестр — г. Бендеры, $F=66100 \text{ км}^2$	Y_r	0,39	0,46	0,31	0,63	0,56	0,64	0,68	0,30	0,43	0,43	0,67	0,47
	Y_n	0,77	0,77	0,44	0,78	0,78	0,82	0,95	0,48	0,73	0,70	1,10	0,81
5. р. Северский Донец — г. Лисичанск, $F=52400 \text{ км}^2$	Y_r	0,95	1,0	0,78	0,96	0,76	0,67	0,52	0,49	0,50	0,47	0,51	0,36
	Y_n	0,63	1,18	0,69	0,96	0,73	0,78	0,89	0,99	0,65	0,45	0,45	0,64
6. р. Ингода — с. Атамановка, $F=22000 \text{ км}^2$	Y_r	2,31	1,50	1,98	0,68	0,39	0,76	2,08	0,78	0,76	0,48	0,39	0,99
	Y_n	—	—	—	0,77	0,43	0,84	3,22	0,94	1,06	0,78	2,83	—
7. р. Большой Черемшан — г. Новочеремшанск, $F=6050 \text{ км}^2$	Y_r	0,30	0,34	0,87	0,48	0,47	0,83	0,55	0,50	0,37	0,32	0,40	0,42
	Y_n	1,98	3,0	2,08	0,50	0,89	1,80	1,0	1,31	1,50	1,04	1,05	1,20

Коэффициент корреляции между поверхностной составляющей и общим речным стоком

Месяц	Номер речного бассейна по табл. 9						
	1	2	3	4	5	6	7
I	0,66	0,99	0,06	0,65	0,90	0	0
II	0,32	1,0	0,96	0,68	0,94	0	0
III	0,96	1,0	0,98	0,54	0,78	0	0,95
IV	1,0	1,0	1,0	0,87	0,93	0,99	1,0
V	0,82	0,97	0,81	0,09	0,97	1,0	1,0
VI	0,95	0,99	0,50	0,70	0,98	1,0	—
VII	0,94	0,99	0,62	0,91	0,93	0,94	1,0
VIII	0,89	0,88	0,69	0,79	0,95	0,99	1,0
IX	0,53	0,97	0,74	0,75	0,99	0,99	1,0
X	0,71	0,96	0,74	0,84	0,97	0,95	1,0
XI	0,94	0,99	0,87	0,86	0,98	0,72	0,95
XII	0,73	0,93	0,75	0,92	0,86	0	0,68

увлажненные районы, с уменьшением испаряющей способности доля поверхностной составляющей от полного речного стока уменьшается вследствие возрастания его подземной составляющей. Отклонение проведенных на рисунке кривых от прямой, проходящей под углом 45° к осям координат, указывает на теорети-



чески возможную амплитуду рассеяния точек на эмпирически построенных графиках связи поверхностной составляющей и полного речного стока в конкретных природных условиях. Сопоставление построенных аналогично рис. 9 графиков с эмпирическими зависимостями поверхностной составляющей от полного речного стока для средних многолетних значений коэффициентов поверхностного стока различных речных бассейнов показало, что действительно рассеяние точек на эмпирических графиках находится в теоретически возможных пределах. Следовательно, не только

территориальные зависимости рассматриваемых элементов характеризуются в отдельных районах невысоким значением коэффициента корреляции: за конкретные периоды времени в пределах одного и того же бассейна его увлажненность, испаряющая способность и состояние поверхности в существенной мере влияют на тесноту рассматриваемой связи.

3.3.2. Водозаборы, сбросы вод, переброски речного стока

В связи с развитием промышленного и сельскохозяйственного производства на территории речных бассейнов непрерывно возрастают заборы воды из русел их рек, озер и водоносных слоев. Часть этих вод после использования сбрасывается в реки и водоемы, но уже с иным химическим составом. В засушливых районах СССР с развитым орошаемым земледелием построены крупные каналы (Каракумский, Каршинский, Фархадский, Северо-Крымский и др.), отводящие часть воды отдельных рек за пределы их бассейнов. Заборы, сбросы и переброски вод из одного бассейна в другой в настоящее время сопоставимы с элементами водного баланса и поэтому должны учитываться при воднобалансовых исследованиях в качестве самостоятельных элементов.

Учет использования вод в различных отраслях народного хозяйства позволяет при составлении водного баланса речного бассейна восстановить значения естественного стока, т. е. ввести соответствующие поправки в измеренные его значения. Восстановление стока осуществляется по уравнению, приведенному в главе 6. Однако на пути учета данных по водопотреблению встречаются все еще немалые трудности, связанные с большим числом водопользователей. Достаточно сказать, например, что в бассейнах рек Волги и Днепра число водопользователей, подлежащих государственному учету, составляет порядка 6000, в бассейне р. Дона 1500, в бассейне р. Куры 1200 и т. д.

3.4. БАССЕЙНОВЫЕ ЗАПАСЫ ВОДЫ, ИХ ИЗМЕНЕНИЯ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА

Согласно выражению (1.40), в уравнение водного баланса входят не значения запасов вод, сосредоточенных в отдельных емкостях бассейна, а лишь их изменения за исследуемый интервал времени. Общее изменение запасов влаги в речных бассейнах за какой-либо интервал времени можно определить по известной формуле

$$\Delta S = P - Y - E. \quad (3.54)$$

Суммарные запасы воды в речных бассейнах складываются из запасов, содержащихся на поверхности бассейна (в снеге, ледяной корке, озерах, водохранилищах, во льду русел рек и наледях,

ледниках, в «контактном» слое, лужах, «местных понижениях» бассейна, русловой сети) и в почвогрунтах зон аэрации и насыщения.

Методические основы расчета запасов воды в речных бассейнах и их изменений рассмотрены в работах В. Д. Комарова [73], Г. П. Калинина [66, 67], Е. Г. Попова [86], А. И. Субботина [121], Е. С. Змиевой [58], В. Г. Андреянова [3], О. И. Крестовского [77], Р. А. Нежиховского [95], А. А. Капотова [68] и др.

Оценка приращений (убыли) запасов воды в бассейне производится по разности их значений на конец и начало расчетного периода.

3.4.1. Изменение запасов воды в озерах, водохранилищах, русловой сети

Изменение запасов воды в озерах, водохранилищах или прудах оценивается следующим образом:

1) для каждого отдельного озера (водохранилища) строится кривая зависимости его объема от уровня. По средним значениям уровня на начало и конец рассматриваемого периода по кривой определяют соответствующие объемы воды в озере (водохранилище) и по их разности — изменение объема за рассматриваемый интервал времени;

2) сумму значений изменений объемов воды для основных озер и водохранилищ бассейна относят ко всей его площади.

А. В. Дмитриев, Р. М. Коган, Ш. Д. Фридман [51] относят к так называемому «контактному слою» микрошероховатости, микротрещины, депрессии на поверхности почв, лесную подстилку, верхний слой торфяной залежи болот, приповерхностную корневую и наземную части растений. Запасы воды в этом слое, по данным указанных авторов, в периоды формирования весеннего половодья и дождевых паводков могут достигать нескольких десятков миллиметров слоя. Данные о значениях запасов воды в контактном слое были впервые получены в середине 60-х годов настоящего столетия при помощи метода самолетных гамма-съемок. Практика изучения водных балансов речных бассейнов показывает, что проводить оценку изменений запасов воды в контактном слое без производства самолетных гамма-съемок затруднительно. Поэтому изменения запасов воды в контактном слое учитываются лишь в отдельных случаях при производстве детальных воднобалансовых исследований, при этом изменения запасов воды в болотах обычно относят к изменению запасов грунтовых вод.

Задержание воды на поверхности лесной подстилкой в лиственных лесах, согласно В. Д. Комарову [73], может достигать 5—10 мм, в хвойных 20 мм, а в бессточных углублениях степной и лесостепной зон не превышает нескольких миллиметров слоя. Л. К. Вершинина [26] показала, что для бассейна р. Дона в зиму

1968-69 г. запас воды в лесной подстилке составлял около 10 % запасов воды в снежном покрове.

Изменения объемов воды в отдельных лужах на поверхности водосбора и «местных понижениях» рельефа при специальных исследованиях определяются путем их измерения в натуре в конце и начале расчетного периода. В работах С. И. Харченко [130], О. И. Крестовского [77], И. Б. Вольфуна [32], Л. К. Вершининой [26] и других авторов изложена методика измерений рассматриваемого элемента баланса.

В зимний период в руслах и долинах рек определенная часть поверхностного и грунтового стока затрачивается на образование льда и наледей. Весной и летом происходит дополнительное поступление воды в речную сеть за счет таяния льда и наледей.

Запасы воды во льду и наледях на начало и конец расчетных интервалов времени определяются с использованием данных наблюдений специальных ледемерных съемок. Методы оценки запасов воды и их изменений в ледниках и снежниках рассмотрены в главе 5.

Изменение запасов воды в русловой сети в период паводка и в ряде других случаев одним из первых предложил учитывать в уравнении водного баланса в качестве самостоятельного элемента Г. П. Калинин [67]. В последующем более детально метод расчета запасов воды в русловой сети и их изменений разработал Р. А. Нежиховский. Он предложил условное разделение русловой сети бассейна на две категории: крупную и всю остальную (среднюю и мелкую).

К крупной русловой сети автор условно относит 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 отнесены им к средней и мелкой русловой сети.

В речных бассейнах площадью $15\,000 < F < 100\,000$ км², где имеется более или менее плотная гидрометрическая сеть, условные створы намечают на расстоянии 100 км от истока; в районах с менее плотной сетью — на расстоянии 150 км. При меньших размерах бассейнов ($F < 15\,000$ км²) принимается $l = 50$ км, а при больших размерах ($F > 100\,000$ км²) — $l = 150$ км.

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

Подсчет объема воды S_{pj} на каком-либо участке сводится к оценке среднего расхода $\bar{Q}_j$ в нем на расчетную дату и времени добегания τ_j :

$$S_{pj} = \bar{Q}_j \tau_j. \quad (3.55)$$

Средний расход воды $\bar{Q}_j$ на участке, где имеются гидрометрические наблюдения, определяется одним из следующих приемов:

1. По формуле

$$\bar{Q}_j = m Q'_j, \quad (3.56)$$

где коэффициент m — отношение площади водосбора в середине участка к площади водосбора в гидрометрическом створе; Q'_j — расход воды в гидрометрическом створе, расположенном на малоприоточном участке реки.

2. При отсутствии на участке больших притоков средний расход воды оценивается по формуле

$$\bar{Q}_j = (Q_{j1} + Q_{j2})/2, \quad (3.57)$$

где Q_{j1} и Q_{j2} — расходы воды на верхнем и нижнем концах участка.

При впадении на участке сравнительно большой реки, на долю которой приходится около 50 % притока, средний расход воды на участке определяется с учетом весовых коэффициентов по выражению

$$\bar{Q}_j = [r Q_{j1} + (1 - r) Q_{j2}] \tau_j. \quad (3.58)$$

Весовой коэффициент r определяется по выражению

$$r = \frac{1}{2} - \left(\frac{1}{2} - \frac{L_1}{L} \right) \frac{f_1}{f}, \quad (3.59)$$

где L_1 — расстояние от верхнего створа участка до устья впадающей реки, площадь бассейна которой f_1 ; L и f — длина всего участка и площадь его водосбора.

Для случая слияния на участке нескольких рек, например двух, примерно одинакового размера, объем воды на участке подсчитывается по формуле

$$S_{pj} = b_1 Q_1 + b_2 Q_2 + b_3 Q_3, \quad (3.60)$$

где Q_1, Q_2, Q_3 — расход воды соответственно в верхних створах притоков и в нижнем замыкающем створе, $\text{м}^3/\text{с}$; коэффициенты b_1, b_2, b_3 для каждого такого участка являются константами, определяемыми из выражений

$$b_1 = \tau_{j1} + \tau_{j3} - b_3; \quad (3.61)$$

$$b_2 = \tau_{j2} + \tau_{j3} - b_3; \quad (3.62)$$

$$b_3 = \frac{\tau_{j3}}{2} + \frac{1}{2} \left[(\tau_{j1} + \tau_{j3}) \frac{f_1}{f} + (\tau_{j2} + \tau_{j3}) \frac{f_2}{f} \right], \quad (3.63)$$

где $\tau_{j1}, \tau_{j2}, \tau_{j3}$ — время добегания на соответствующих подучастках; f_1 и f_2 — площади бассейнов верхних подучастков.

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

$$S_p = (\bar{q}/\bar{U})(c'F + D), \quad (3.64)$$

где $\bar{q}$ — среднее арифметическое значение модуля стока, вычисляемого по небольшим репрезентативным рекам-аналогам; $\bar{U}$ — средняя по бассейну скорость течения; F — площадь всего бассейна; c' и D — параметры. Числовые значения их для различных природных зон равнинных рек даны Р. А. Нежиховским в табличной форме. Ориентировочно средняя скорость течения $\bar{U}$ может быть оценена как среднее арифметическое из скоростей $\bar{U}'$ рек-аналогов, оцениваемых по формуле

$$U' = 0,75 v Q_{\text{макс}}^{0,25} i_{\text{ср. взв}}^{0,33}, \quad (3.65)$$

где $Q_{\text{макс}}$ — средний многолетний максимальный расход воды, принимаемый по данным наблюдений, либо при их отсутствии — по аналогии; v — параметр, определяемый из таблицы в зависимости от размеров поймы и морфологических характеристик русла; $i_{\text{ср. взв}}$ — средний меженный уклон водной поверхности, ‰.

Общий объем запасов воды в русловой сети на расчетную дату определяется суммированием частных объемов, находящихся на участках крупной, средней и мелкой русловой сети.

Изменение запасов воды в русловой системе ΔS_p оценивается по выражению

$$\Delta S_p = S_{p, \kappa} - S_{p, \text{н}}, \quad (3.66)$$

где $S_{p, \kappa}$ и $S_{p, \text{н}}$ — суммарные запасы воды во всей русловой сети соответственно на конец и начало расчетного интервала. Объем руслового накопления (расходования) преобразуется в средний по бассейну слой.

Методика Нежиховского используется для оценки изменений запасов воды в русловой сети бассейнов, площадь которых превышает 5000 км^2 . Для водосборов с меньшей площадью изменение запасов воды в русловой сети не оценивается.

Рассмотренные виды изменений запасов воды на поверхности речного бассейна при пересчете их объемов в миллиметры слоя, отнесенного ко всей площади бассейна, обычно количественно невелики. Исключение составляют лишь отдельные периоды, например, периоды подъема и спада половодья и паводков.

3.4.2. Изменение запасов воды в снежном покрове

Оценка изменений запасов воды в снеге и ледяной корке на почве или в слое снега, насыщенном водой, производится по данным ландшафтно-маршрутных снегомерных съемок. Эти съемки проводятся в настоящее время в УГКС [26] на типичных для окружающей местности маршрутах, расположенных примерно равномерно в бассейне реки с учетом характерных ландшафтных

особенностей местности. Длина маршрутов в поле — 2 км, в лесу — 1 км, балках и оврагах — 0,5 км.

Запас воды в снеге S_c (мм) в «точке измерения», под которой, согласно П. П. Кузьмину [83], понимается однородная площадка небольшого размера с равномерным залеганием снежного покрова, определяется по выражению

$$S_c = 10hr, \quad (3.67)$$

где h — высота снега, см; ρ — его плотность, г/см³.

Высота снежного покрова измеряется снегомерной рейкой. Плотность снега рассчитывается по формуле

$$\rho = m/(50h), \quad (3.68)$$

где m — масса пробы снега, взятой плотномером площадью основания 50 см², г.

Запас воды в ледяной корке или в слое снега, насыщенном водой, определяется по выражению

$$S_d = 8h_d, \quad (3.69)$$

где h_d — средняя толщина ледяной корки (снега с водой), мм.

Расчет суммарных запасов воды в снеге, ледяной корке, а также талой воды на почве для каждой станции производится по формуле

$$S = S_1f_1 + S_2f_2 + S_3f_3, \quad (3.70)$$

где f_1, f_2, f_3 — относительные площади, занятые соответственно полем, лесом, оврагами и балками в части площади водосбора, тяготеющей к данной станции; S_1, S_2, S_3 — суммарные слои воды в снеге, ледяной корке и талой воды на почве соответственно в поле, лесу, балках и оврагах, мм.

Для всего бассейна общий запас воды в снеге, ледяной корке и талой воды на почве рассчитывается методом среднего взвешенного из запасов на отдельных его частях с учетом их площадей в общей площади бассейна.

Изменение запасов воды в снеге, ледяной корке и талой воды на почве в поле, лесу, балках и оврагах определяется по разности их средних по бассейну значений на конец S_k и на начало S_n расчетного периода по выражению

$$\Delta S_c = S_{c, k} - S_{c, n}. \quad (3.71)$$

В 1964—1965 гг. ГГИ проводились специальные исследования с целью усовершенствования методики измерений запасов воды в снеге, ледяной корке и талой воды на почве. Были выполнены сплошные площадные и ландшафтно-маршрутные снегосъемки, определены запасы воды в снеге по треугольным маршрутам в поле и параллельным линиям в лесу. Результаты этих исследований показали, что значения запасов воды в снеге, получаемые

на основании производства сплошных и ландшафтно-маршрутных снегосъемок, близки между собой [26, 125].

Запасы воды в снеге, измеренные на треугольных маршрутах в поле и параллельных линиях в лесу под кронами деревьев, оказались заниженными на 5—10 % по сравнению с их значениями, оцененными по данным сплошных снегосъемок. На основании этих исследований на сети станций УГКС для оценки запасов воды в снежном покрове был рекомендован метод ландшафтно-снегомерных съемок.

Л. К. Вершинина [26] провела исследования однородности данных по запасам воды в снеге, полученных до и после внедрения на сети новой методики. Оказалось, что в северных районах однородность данных по запасам воды в снеге в связи с внедрением новой методики не нарушилась. Для южных районов *ЕТС Вершинина рекомендует вводить поправки в измерения за прошлые годы для сохранения однородности рядов.

В последние годы были проведены обширные исследования с целью разработки метода оценки запасов воды в снеге, основанного на измерении ослабления снежным покровом и водой, содержащейся в поверхностном слое почвы, естественного гамма-излучения Земли [51, 126]. Анализ полученных результатов показал, что случайные расхождения между одновременными самолетными гамма-съемками снежного покрова и наземными контрольными снегосъемками характеризуются средней квадратической погрешностью 8—12 мм. С учетом средней квадратической погрешности самих контрольных снегосъемок (6—7 мм) средняя квадратическая погрешность однократных самолетных снегосъемок составит 9—14 мм.

Основными причинами расхождений полученных данных являются:

а) результаты самолетных измерений отражают изменение влагозапаса в верхнем слое почвы в период от даты съемки начального уровня гамма-поля (осень) до даты собственно снегосъемок (зима). Это изменение происходит главным образом за счет схода временного снежного покрова в период его установления и оттепелей;

б) самолетная гамма-съемка по сравнению с наземными измерениями более полно учитывает запасы воды в снеге при большой неравномерности его залегания, а также запасы воды в ледяной корке и скопления талой и замерзшей воды в пониженных формах рельефа и в слое поверхностного задержания;

в) разная степень учета при наземных и самолетных съемках в степных районах запасов воды в снеге в балках и оврагах.

Одним из эффективных путей исключения систематических погрешностей определения влагозапасов в снеге при самолетных снегосъемках, по мнению участников экспериментов [51, 126], является производство дополнительных измерений влажности почв и влагозапаса в слое поверхностного задержания в момент регистрации начальных уровней гамма-поля и при снегосъемках.

Самолетные гамма-съемки снежного покрова в настоящее время все более широко применяются в районах с устойчивым снежным покровом и используются при выпуске прогнозов половодья. Внедрение же дистанционного самолетного гамма-метода оценки запасов воды в снежном покрове в практику воднобалансовых исследований пока встречает известные трудности ввиду того, что съемки производятся лишь в период максимальных снегозапасов.

Погрешность определения средних по бассейну значений запасов воды в снеге по данным наземных наблюдений зависит от:

- 1) точности измерения высоты и плотности снежного покрова, толщины ледяной корки и слоя талой воды на поверхности почвы на маршрутах;
- 2) плотности снегомерной сети;
- 3) репрезентативности выбранных ландшафтных маршрутов на водосборе;
- 4) методики расчета среднего запаса воды в бассейне.

В. Д. Комаров [73] показал, что для объективной оценки среднего значения запасов воды в снеге в больших речных бассейнах необходимо иметь плотность снегомерной сети порядка 3—6 тыс. км² на одну станцию. В лесных районах снежный покров залегает более равномерно, поэтому плотность станций можно принимать меньшей (8—10 тыс. км² на одну станцию). Исходя из этих критериев, можно считать, что плотность снегомерной сети на территории ЕТС вполне достаточна для оценки среднего значения запасов воды в снеге.

Наиболее полные исследования по оценке точности определения среднего значения запасов воды в снеге на площадях речных бассейнов выполнены Вершининой [26]. Она использовала обширные данные снегомерных съемок, проведенных на водосборах в различных районах СССР.

Определение погрешностей расчета запасов воды в снежном покрове ею производилось с помощью следующих методов:

- 1) разрежения числа маршрутов на территориях снегосъемок;
- 2) ненормированных структурных функций поля запасов воды в снеге;
- 3) корреляционных функций поля этих запасов.

В результате анализа полученных данных Вершинина пришла к следующим выводам:

1) для полевых и лесных участков речных бассейнов ошибки расчета запасов воды в снеге на площади, определенные указанными методами, примерно одинаковы;

2) на Европейской территории СССР, где плотность сети около одной станции на 1000 км², для бассейнов площадью 10 000 км² и более ошибки в определении среднего значения запасов воды в снеге для участков поля и леса колеблются от 2 до 7 %.

Для сети пунктов наблюдений на Азиатской территории СССР средние квадратические ошибки определения запасов воды в снеге

могут достигать 20 %, а иногда и более для площадей менее 10 000 км².

Изменение запасов воды в снеге характеризуется большой изменчивостью во времени, о чем свидетельствуют данные табл. 11.

Таблица 11

Коэффициент вариации C_v изменений запасов воды в снеге в отдельных речных бассейнах

Река — пункт	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Арсеньевка — с. Яковлевка	—	1,51	0,68	1,09	0,50	1,18	0,72	—
Шуя — д. Бесовец	2,64	0,75	0,65	0,82	0,41	0,61	0,19	1,08
Вятка — г. Киров	1,25	0,46	0,46	0,67	0,28	5,86	0,12	3,0
Черемшан — г. Новочеремшанск	1,98	2,56	0,64	0,78	0,45	1,59	0,75	—
Днестр — г. Бендеры	3,16	5,60	2,85	3,72	9,35	0,94	1,65	—
Северский Донец — г. Лисичанск	—	1,90	1,59	1,25	2,74	2,39	1,36	—
Ингода — с. Атамановка	2,83	0,52	0,74	0,72	0,52	0,72	0,44	2,83

В работе [102] на примере ограниченного числа бассейнов предпринята попытка оценки погрешностей определения изменений запасов воды в снеге за некоторые месяцы. Сущность методики оценки ошибок заключалась в следующем: отдельно на начало и конец какого-либо зимнего (весеннего) месяца определялись запасы воды в снеге для леса и поля с использованием формулы (7.5). Затем по данным о запасах воды в снеге на отдельных участках бассейна методом среднего взвешенного рассчитывались средние значения запасов воды в снеге для водосбора в целом. По разности значений этих запасов на конец и начало месяца рассчитывались «эталонные» изменения запасов воды в снеге для бассейна. Эти эталонные значения сопоставлялись с аналогичными данными, полученными в УГКС. По разности указанных данных определялось приближенное значение (порядок) ошибок рассматриваемого элемента баланса.

Результаты выполненных исследований показали, что относительные значения ошибок определения изменений запасов воды в снеге в 1,5—2 раза, а иногда и более превышают ошибки определения осадков.

3.4.3. Изменение запасов влаги в почвогрунтах зоны аэрации

В каждый момент времени в почве содержится определенное количество влаги, которое характеризует ее влажность. Последняя формируется под влиянием многих факторов:

- а) инфильтрации в почву атмосферных осадков;

- б) подъема по капиллярам в почву грунтовых вод;
- в) сорбционных и капиллярных явлений, обуславливающих водоудерживающую способность почвы и перераспределение влаги в ней;
- г) испарения воды из почвы и др.

Наиболее распространенным методом определения влажности почвогрунтов является термостатно-весовой. Этот метод, как известно, основан на отборе проб почвогрунтов на влажность из специально пробуренных скважин и последующем их взвешивании до и после сушки в термостате. Высушивание образцов до постоянного веса производится при температуре 100—105 °С. Определенная указанным способом влажность почвы обычно выражается в процентах от веса сухой почвы. Для перевода ее в миллиметры слоя воды используется следующее соотношение:

$$M = 0,1\rho_1\gamma_1h_1, \quad (3.72)$$

где ρ_1 — влажность почвогрунта, %; γ_1 — плотность почвогрунта, г/см³; h_1 — слой почвогрунта, для которого определяются запасы влаги, см.

Точность термостатно-весового метода оценки влажности почвы, по данным почвоведов [23], колеблется около 1 %.

Помимо термостатно-весового метода известны также и другие методы сушки: химические (горячий и холодный спиртовые, карбидный и др.), сушка почвы в инфракрасном спектре, электрической сушки, пикнометрический и др. Эти методы подробно описаны в специальной литературе [23, 108].

В настоящее время для определения влажности все более широко применяются тензиометрический, электрический и радиоактивные методы, позволяющие производить измерения непосредственно в поле, не прибегая к сушке образцов. Наибольшее распространение получили нейтронные влагомеры НИВ-1 и НИВ-2. Принцип действия этих приборов основан на облучении почвы быстрыми нейтронами и превращения их в результате взаимодействия с элементами почвы в медленные (тепловые) нейтроны.

Значение влажности почвы определяется по калибровочному графику зависимости скорости счета тепловых (или надтепловых нейтронов) от объемной влажности почвы. По данным В. В. Рогоцкого [107], точность определения влажности во всей толще зоны аэрации нейтронными влагомерами составляет 2 %, что открывает значительные перспективы их практического применения.

Оценку запасов влаги при воднобалансовых исследованиях рекомендуется производить во всей толще почвогрунтов до уровня грунтовых вод, а в случае глубокого его залегания — в толще почвогрунтов мощностью не менее 4 м. Неучет запасов влаги во всей толще почвогрунтов зоны аэрации может приводить, особенно в переходные периоды, к большим значениям невязок водного баланса речных бассейнов. Однако из-за трудностей определения данного элемента термостатно-весовым методом запасы влаги в почвогрунтах бассейна часто оцениваются в его верхнем

полутораметровом, метровом и даже полуметровом слоях [93]. Это, конечно, не исключает необходимости рассмотрения при детальных исследованиях динамики влагозапасов почвы во всей толще зоны аэрации.

Для оценки запасов влаги в верхнем метровом слое почвы в речном бассейне обычно используются результаты их измерения на агрометеорологических и воднобалансовых станциях, расположенных на водосборе, а иногда и вблизи его. При наличии данных декадных измерений влажности почвы среднее ее значение $\bar{M}$ за месячный интервал времени в пункте наблюдения определяется по выражению

$$\bar{M} = (M_1 + M_2 + M_3 + M_4)/4, \quad (3.73)$$

где M_1, M_2, M_3 — значения влаги соответственно на начало 1, 2 и 3-й декад; M_4 — значения запаса влаги на конец 3-й декады (на начало следующего месяца).

При отсутствии данных декадных наблюдений за влажностью почвы среднее значение $\bar{M}$ за месячный интервал времени определяется методом среднего арифметического по данным значений влажности почвы на начало и конец расчетного интервала.

В зимние месяцы запасы влаги в почве, за исключением постоянных воднобалансовых участков, на агрометеорологических станциях не измеряются. В это время запасы влаги в почве оцениваются по интерполяции от конечных осенних значений до значений, измеренных на начало весеннего снеготаяния. Совершенно очевидно, что с помощью интерполяции могут быть получены лишь весьма приближенные значения запасов влаги в почве.

Изменение запасов влаги в верхнем метровом слое почвогрунтов за расчетный интервал времени для каждого участка агрометстанции определяется по формуле

$$\Delta M = M_k - M_n. \quad (3.74)$$

Среднее для бассейна значение запасов влаги в почве и их изменений оценивается методом среднего взвешенного: взвешивание производится по типам почв.

С помощью формул (3.73) и (3.74) оцениваются средние по бассейну значения запасов влаги в почве и их изменения как при наличии данных наблюдений, так и при их значениях, рассчитанных в соответствии с приемами, описанными ниже.

Для расчета запасов влаги в бассейне на конец расчетного периода М. И. Будыко [21] впервые предложил метод совместного решения уравнений водного и теплового балансов. Указанный метод расчета запасов влаги в почвогрунтах бассейна описан в главе 1.

Метод совместного решения уравнений водного и теплового балансов для расчета запасов влаги в почве при отсутствии данных наблюдений за ее влажностью для речных бассейнов использовал В. Г. Андреянов [3], а для сельскохозяйственных полей

С. И. Харченко [130]. Андреяновым предложено несколько формул для определения запасов влаги в почве на начало и конец расчетного интервала. Эти формулы имеют следующий вид:

$$M_k = [1/(1 + c_*)][M_n(1 - c_*) + P - E_n - Y - \Delta S_n - \Delta U]; \quad (3.75)$$

$$M_k = M_n + P - E_0 - Y - \Delta S_n - \Delta U; \quad (3.76)$$

$$M_n = [1/(1 + c_*)][M_k(1 + c_*) - P + E_n + Y - \Delta S_n + \Delta U]; \quad (3.77)$$

$$M_n = M_k - P + E_0 + Y + \Delta S_n + \Delta U. \quad (3.78)$$

В выражениях (3.75) — (3.78) приняты обозначения: M_n , M_k — продуктивная влажность почвы соответственно на начало и конец расчетного интервала; P — осадки на поверхность водосбора; E_n — часть осадков, перехваченных растительным покровом, испарившаяся с его поверхности; Y — сток; ΔS_n — сумма изменений запасов воды в емкостях поверхностной зоны бассейна: озерах, водохранилищах, русловой сети, прудах, снеге и т. д.; ΔU — изменение запасов подземных вод и запасов воды в болотах; $c_* = (E_0 - E_n)/2M_f$ — параметр, определяемый для всего бассейна; E_0 — испаряемость; M_f — продуктивная наименьшая влагоемкость.

Формула (3.75) действительна при $(M_n + M_k) < 2M_f$. При $(M_n + M_k) \geq 2M_f$ запасы влаги в конце расчетного периода следует оценивать по формуле (3.76). При известном значении M_k и неизвестном M_n запас влаги на начало интервала определяется по формуле (3.77) при $(M_n + M_k) < 2M_f$. При $(M_n + M_k) \geq 2M_f$ значение запасов влаги в почвогрунтах на начало интервала рассчитывается по формуле (3.78). Последний случай наблюдается чаще всего в первый месяц половодья, для которого M_k может быть принято равным M_f , а M_n определено по формуле (3.78).

Расчетная схема Андреянова отличается от схемы Будыко большей детализацией учитываемых компонентов водного баланса. В указанном отношении она более приспособлена для расчета запасов влаги в почве за короткие интервалы времени отдельных лет.

Более точно запасы влаги в почвогрунтах на конец расчетного интервала могут быть оценены на основании совместного решения уравнения водного баланса зоны аэрации

$$M_k = M_n + i + E_r - j - Y_a - E_a \quad (3.79)$$

и формулы по оценке испарения из зоны аэрации

$$E_a = (E_0 - E_n)(M_n + M_k)/(2M_f), \quad (3.80)$$

где M_n — измеренные запасы влаги в зоне аэрации на начало расчетного интервала; Y_a — почвенно-грунтовый сток, определяемый расчленением гидрографа по методу Воронкова; E_a , E_r — испарение влаги соответственно из зоны аэрации и с зеркала грунтовых вод в зону аэрации; i , j — объемы инфильтрационных вод, поступающие соответственно в зону аэрации и в водоносные слои, дренируемые рекой.

Значение M_k при этом определяется по выражению

$$M_k = \frac{M_n [2M_f - (E_0 - E_n)] + 2M_f (i + E_r - j - Y_a)}{2M_f + E_0 - E_n}. \quad (3.81)$$

Значения элементов E_r и j могут быть определены методами С. Ф. Аверьянова [1], А. В. Лебедева [30], В. Е. Водогрецкого [30], либо с использованием метода итераций, описанного в главе 8.

3.4.4. Изменение запасов подземных вод

Изменение запасов подземных вод ΔS_r в речных бассейнах за короткие интервалы времени определяется по данным наблюдений за колебаниями их уровней в скважинах и значениям коэффициента v . При понижении уровня подземных вод параметр v характеризует значение коэффициента водоотдачи v_1 , а при подъеме — недостаток насыщения почвогрунтов над капиллярной зоной v_2 .

Оценку изменений запасов подземных вод необходимо производить отдельно для периодов подъема и спада уровня. Для приближенной оценки рассматриваемого элемента баланса можно использовать данные по недостаткам насыщения при условии равенства их значений коэффициенту водоотдачи.

Изменение запасов подземных вод для i -того однородного участка речного бассейна рассчитывается по уравнению

$$\Delta S_{ri} = -v_i \Delta H_i, \quad (3.82)$$

где ΔH_i — изменение среднего на участке уровня подземных вод, определяемое по разности его значений на конец и начало расчетного периода. Значение глубины залегания среднего уровня подземных вод на участке рассчитывается методом среднего арифметического или методом медиан.

Недостаток насыщения v_2 определяется по разности значений полной влагоемкости и естественной влажности пород в зоне колебания уровней подземных вод [92]. Коэффициент водоотдачи v_1 для супесчаных и суглинистых пород оценивается по разности полной и наименьшей влагоемкостей; для песчаных пород вместо наименьшей используют значение максимальной молекулярной влагоемкости. Значения параметров v_1 и v_2 для водосборов определяются опытным путем по образцам пород по данным наблюдений за их влажностью над водоносным слоем.

При слоистом залегании пород в зоне колебаний уровней подземных вод значение v_1 определяется по выражению

$$v_1 = \frac{1}{\Delta h} \sum_{i=1}^n v_i d_i, \quad (3.83)$$

где v_i — коэффициент водоотдачи отдельных слоев горных пород толщиной d_i ; Δh — изменение уровня воды, соответствующее

толщине пород, равной $\sum_{i=1}^n d_i$. Для речного бассейна изменения запасов подземных вод рассчитываются способом среднего взвешенного с учетом доли площадей отдельных участков в общей площади бассейна. Для устойчивого межennale периода изменение запасов подземных вод, а также среднее значение коэффициента водоотдачи может быть определено по эмпирической зависимости расходов воды в реке от уровней подземных вод в бассейне [3, 77].

При малом значении испарения с зеркала грунтовых вод ($E_r < Y_r$) среднее значение параметра водоотдачи v_1 для бассейна может быть рассчитано по формуле

$$v_1 = \Delta Q / \Delta H, \quad (3.84)$$

где ΔQ — изменение расхода воды в замыкающем створе реки, обусловленное изменением уровня подземных вод.

Обычно гидрогеологических скважин для наблюдений за колебанием уровней подземных вод недостаточно. При малом числе скважин для оценки рассматриваемого элемента баланса можно использовать наблюдения за уровнем подземных вод в обычных бытовых колодцах. Эти наблюдения целесообразно проводить в утреннее время.

При отсутствии данных о коэффициентах водоотдачи горных пород при расчете водных балансов речных бассейнов, согласно Методическим указаниям [92], используют их приближенные значения, рекомендуемые О. И. Крестовским и Н. И. Капотовой [77]. Для отдельных горных пород средние значения коэффициентов водоотдачи приведены в международном руководстве [93].

Для отдельных склонов водосбора И. Б. Вольфцун [32] рекомендует при расчетах коэффициента водоотдачи принимать его равным недостатку насыщения, оцененному по данным об осадках (водоотдаче из снега) и колебаниях уровня грунтовых вод.

В период глубокого залегания грунтовых вод при отсутствии их пополнения и испарения изменение запасов подземных вод на водосборе оценивается по соотношению

$$-\Delta S_r = Y_r. \quad (3.85)$$

Для замкнутых речных бассейнов изменение запасов грунтовых вод в речном бассейне ΔS_r определяется следующими элементами: испарением с поверхности грунтовых вод E_r , стоком грунтовых вод Y_r , инфильтрационным питанием грунтовых вод j .

Вольфцуном [32] разработаны методики расчета указанных элементов. В частности, для оценки испарения с зеркала грунтовых вод E_r им использована формула С. Ф. Аверьянова (см. главу 3). Андреянов [3, 7] для замкнутых речных бассейнов пред-

ложил определять результирующее значение водообмена зоны аэрации с грунтовыми водами ($j - E_r$) в виде

$$j - E_r = Y_r + \Delta S_r. \quad (3.86)$$

Среднее квадратическое отклонение значений изменений запасов подземных вод в бассейне за короткие интервалы времени обычно превышает среднее значение рассматриваемого элемента баланса [16]. Это обстоятельство указывает на большую его изменчивость во времени и по площади. Значение изменений запасов грунтовых вод в речном бассейне вследствие их больших колебаний, а также из-за малого числа пунктов наблюдений за короткие интервалы времени отдельных лет определяется со значительными погрешностями. Для годового интервала времени рассматриваемый элемент баланса обычно не превышает 5% суммы осадков, поэтому погрешность его определения несущественно сказывается на общей погрешности расчета водного баланса.

В бассейнах, где значительное распространение имеют болота, необходимо оценивать изменение запасов воды в болотах. При наличии данных наблюдений за уровнем воды изменение запасов воды в болотах за расчетный интервал времени определяется по соотношению

$$\Delta S_6 = -10\mu_1 \Delta H_1, \quad (3.87)$$

где μ_1 — коэффициент водоотдачи толщи почвогрунтов, в которой за расчетный интервал произошло изменение уровня болотных вод ΔH_1 .

Согласно К. Е. Иванову [60], В. В. Романову [108] и другим исследователям, значение коэффициента водоотдачи существенно изменяется по глубине. Это объясняется специфическими водно-физическими свойствами почвогрунтов и резким уменьшением коэффициента водоотдачи торфа по мере удаления от поверхности болота. Наибольшие значения коэффициентов водоотдачи торфяного слоя болот наблюдаются в верхнем слое торфяной залежи, так называемом очесе.

В пределах речного бассейна могут находиться болота различного типа: верховые, переходные и низинные. Изменение запасов воды в болотах в этом случае рассчитывается методом среднего взвешенного по выражению

$$\Delta S_6 = \Delta S_{61}f_1 + \Delta S_{62}f_2 + \Delta S_{63}f_3, \quad (3.88)$$

где ΔS_{61} , ΔS_{62} , ΔS_{63} — средние изменения запасов воды в болотах соответственно верхового, переходного и низинного типов, определяемые по формуле (3.87); f_1 , f_2 , f_3 — площади, занимаемые указанными типами болот в долях от всей площади водосбора.

Для оценки изменений запасов воды в болотах могут быть использованы предварительно построенные графики зависимости этих изменений, отнесенных к площади бассейна, от колебаний уровня

болотных вод [77]. При недостаточности данных наблюдений в ряде случаев могут быть использованы предварительно построенные по имевшимся в прошлом данным графики связи соответственных уровней воды в однотипных или разнотипных болотах и типовые значения послойных коэффициентов водоотдачи торфяной залежи [77].

Для района Северо-Запада ЕТС для приближенной оценки изменений запасов воды в болотах могут быть использованы зависимости коэффициентов водоотдачи и запасов воды в верховых и низинных болотах от уровня воды в них, опубликованные О. И. Крестовским, Н. И. Капотовой и А. А. Капотовым [77]. При наличии данных наблюдений за колебаниями уровней воды в болотах ошибки в расчетах рассматриваемого элемента водного баланса, по данным [77], составляют около 10 % значения изменения запасов болотных вод. При недостаточности данных наблюдений значение ошибок возрастает до 15—20 %. При отсутствии данных наблюдений ошибка в неучете данного элемента баланса при заболоченности бассейна до 40 % может достигать предельного значения 20—25 мм. Результаты выполненных исследований по составлению водных балансов показывают, что учитывать изменения запасов воды в болотах целесообразно для тех бассейнов, для которых площадь водосбора, занятая этим элементом ландшафта, составляет не менее 5 % всей площади водосбора. При меньшей площади, занимаемой болотами в бассейне, изменение запасов воды в них следует учитывать совместно с изменением запасов грунтовых вод.

Наряду с рассмотренными элементами общее изменение запасов воды в речных бассейнах включает в себя так называемые трудноопределяемые переходящие запасы воды. Они состоят из изменений запасов воды, сосредоточенных в микропонижениях бассейна, в растительном покрове, задержанных на растительном покрове осадков, в толще зоны аэрации, расположенной ниже верхнего метрового слоя до зеркала грунтовых вод, в грунтах водоупоров водоносных слоев.

Суммарное значение переходящих запасов влаги может быть определено расчетным путем по разности осадков и суммы всех остальных элементов баланса.

Глава 4

ВОДНЫЕ БАЛАНСЫ РАВНИННЫХ РЕЧНЫХ БАСЕЙНОВ СССР

Метод водного баланса как метод научного исследования с давних пор применяется в гидрологии. Развитие этого вида исследований сопровождалось разработкой и совершенствованием методов оценки отдельных элементов водного баланса (осадки, сток, испарение) и всего баланса в целом. В прошлом обобщение

воднобалансовых исследований выполнялось на уровне трехчленного уравнения (1.2). Такое обобщение в известной мере было вынужденным, поскольку данные непосредственных наблюдений за многими элементами баланса отсутствовали.

До начала 60-х годов настоящего столетия главнейший элемент — атмосферные осадки — при составлении водных балансов речных бассейнов оценивался недостаточно точно из-за наличия значительных инструментальных погрешностей измерения (особенно в зимний и переходные от зимы к лету и от лета к зиме периоды года). Поэтому имеющиеся в литературе [80, 88, 122] сведения даже о средних многолетних годовых водных балансах равнинных и горных речных бассейнов следует считать устаревшими. Более близкие к современным представлениям данные по средним многолетним значениям элементов водного баланса речных бассейнов приведены в работе [29].

В настоящей главе излагаются методические основы оценки водных балансов равнинных речных бассейнов за короткие и средний многолетний годовой интервалы времени и приводятся данные о структуре водного баланса ряда речных бассейнов.

4.1. МЕТОД СОСТАВЛЕНИЯ ВОДНЫХ БАЛАНСОВ РАВНИННЫХ РЕЧНЫХ БАСЕЙНОВ ЗА РАЗЛИЧНЫЕ ИНТЕРВАЛЫ ВРЕМЕНИ

Уравнения (1.40)—(1.41), разработанные ГГИ для использования в УГКС при составлении водных балансов речных бассейнов за различные интервалы времени, составляют основу Методических указаний [92]. Они вошли также в Международное руководство [93] и рекомендованы странам — участницам Международной гидрологической программы для расчетов водных балансов речных бассейнов (реки Дунай, Рейн и др.). Помимо воднобалансовых уравнений (1.40)—(1.41), связывающих все виды вод, рекомендации ГГИ включают:

- 1) методику вычисления средних по бассейну значений элементов водного баланса;
- 2) методику корректировки измеренных в пунктах наблюдений атмосферных осадков;
- 3) тепловоднобалансовую методику оценки испарения с речного бассейна;
- 4) методику оценки изменений запасов воды в отдельных емкостях бассейна (озерах и водохранилищах, русловой сети, почве, водоносных слоях и т. д.).

С использованием этих методик в УГКС оцениваются водные балансы более 100 речных бассейнов, находящихся в различных природных условиях. Рассмотрим кратко те методики, которые использованы авторами при обобщении и анализе водных балансов речных бассейнов.

В качестве основного способа осреднения по территории элементов водного баланса, наблюдения за которыми производятся

в отдельных пунктах водосбора (осадки, испарение, запасы влаги в метровом слое почвы, снегозапасы), приняты два варианта метода среднего взвешенного:

- 1) осреднение по ландшафтным участкам;
- 2) вычисление среднего арифметического.

Осреднение элементов водного баланса взвешиванием по ландшафтным участкам выполнено с учетом доли площадей этих участков в общей площади бассейна (путем определения весовых коэффициентов). Среднее значение элемента водного баланса на каждом ландшафтном участке принято равным среднему арифметическому из наблюдений в отдельных пунктах. Среднее по бассейну значение элемента водного баланса равно сумме его значений по участкам, умноженных на соответствующие весовые коэффициенты площади. Первый вариант осреднения использовался при составлении водных балансов по уравнению (1.40) за календарные и фазово-однородные интервалы времени, включая случаи, когда имелась редкая сеть пунктов наблюдений.

Метод среднего арифметического использовался при определении элементов водных балансов частных водосборов крупных бассейнов, на которых имеется густая сеть пунктов наблюдений.

При наличии всхолмленного рельефа, а также для горных частей бассейнов при осреднении элементов водного баланса использовались графические зависимости этих элементов от высоты местности, построенные с учетом экспозиции склонов.

Методика корректировки измеренных в пунктах наблюдений осадкомерами атмосферных осадков предусматривает оценку поправок на недоучет их под влиянием ветрового фактора, потерь жидкости на смачивание ведра осадкомера и испарения из него между сроками выпадения осадков и измерения. Подробно этот вопрос рассмотрен в главе 3. Для определения осадков на водосборе использованы материалы наблюдений не всех станций и постов, а тех, которые достаточно хорошо характеризуют влияние рельефа местности на количество выпадающих осадков.

Для бассейнов площадью до 20 000 км² при определении среднего слоя осадков, как правило, использованы все осадкомеры. Для бассейнов площадью 20 000 км² и более, включающих в себя частные водосборы, число пунктов наблюдений принималось исходя из условия увеличения этого числа на один пункт на каждые 2000 км² приращения площади.

Для определения испарения с поверхности речных бассейнов за короткие интервалы времени теплого периода года использованы данные наблюдений по почвенным испарителям ГГИ-500-100, болотным испарителям ГГИ-Б-1000 и лизиметром, а также данные теплосбалансовых наблюдений.

При отсутствии данных наблюдений для оценки испарения использованы те расчетные методы, которые наиболее применимы в условиях конкретных речных бассейнов. Наиболее широко использовался тепловоднобалансовый метод (см. формулу (3.48)).

При наличии на водосборе снежного покрова испарение определялось по эмпирическим формулам П. П. Кузьмина [83]. В период пестрого ландшафта (чередование снега и оголенной почвы) значения испарения приравнивались к испаряемости. Примерное число пунктов наблюдений, используемых для оценки испарения, определялось, исходя из следующих соображений:

Площадь бассейна, км ²	до 20000	21 000—60 000	61 000—100 000	более 100 000
Число пунктов	4—6	5—10	8—12	10—12 плюс одна станция на каждые 10 000 км ² приращения площади

Оценка изменений запасов воды в отдельных емкостях бассейна (озерах, водохранилищах, болотах, почвогрунтах и т. д.) произведена по разности соответствующих значений запасов на начало и конец месяца. Методические основы оценки указанных элементов баланса приведены в главе 3.

4.2. ВОДНЫЕ БАЛАНСЫ РАВНИННЫХ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЗА КОРОТКИЕ ИНТЕРВАЛЫ ВРЕМЕНИ ОТДЕЛЬНЫХ ЛЕТ

Водные балансы речных бассейнов за месячные интервалы времени составлялись за 10—15-летний период наблюдений. Несмотря на сравнительно короткий период их расчета, уже в настоящее время можно прийти к определенным результатам при оценке закономерностей формирования и структуры водного баланса речных бассейнов.

В северных районах Европейской территории СССР (бассейн р. Северной Двины) сток и испарение примерно равны друг другу, а для бассейна р. Печоры характерно превышение стока над испарением (табл. 12). В пределах остальной части ЕТС (исключая Карельскую АССР и Кольский полуостров) годовая сумма испарения превышает значение стока.

Из результатов расчета водных балансов речных бассейнов (см. табл. 12) можно установить, что закономерности формирования годового стока в годы различной водности неодинаковы. Большая или меньшая водность года зависит от сочетания ряда факторов, однако важнейшим из них является годовое количество осадков, выпавших в бассейне реки. Большое значение имеет распределение осадков внутри года по сезонам. При одинаковых суммах годовых осадков повышенное количество зимних осадков, значительное осеннее увлажнение почвы и ее промерзание на ЕТС обычно приводят к повышенной водности года. Наоборот, малые зимние осадки и сухая, талая или слабо промерзшая почва приводят к маловодным годам. Большая часть дождевых летних осадков при наличии достаточного количества тепла испаряется.

Структура водных балансов речных бассейнов

Гидрологический год	Осадки P мм	Сток Y мм	Испаре- ние E мм	Изменение запасов воды, мм		$\frac{Y}{P}$ %	$\frac{E}{P}$ %	$\frac{\Delta M}{P}$ %	$\frac{\Delta U}{P}$ %	$\frac{P}{\bar{P}}$ %
				в почве ΔM	в водоносных слоях ΔU					
р. Северский Донец — г. Лисичанск, $F=52\,400$ км ²										
1966-67	637	48,8	367	-1	13	7,7	57,6	-0,2	2,0	108,0
1967-68	678	70,3	455	29	41	1,0	67,1	4,3	6,0	115,0
1969-70	731	90,4	488	-29	-17	12,4	66,8	-3,9	-2,3	123,9
1970-71	525	51,0	509	-24	-9	9,7	97,0	-4,6	-1,7	89,0
1971-72	586	15,1	493	46	-16	2,6	84,1	7,8	-2,7	99,3
1972-73	678	28,2	594	-77	3	4,2	87,6	-11,4	0,4	115,0
1973-74	520	27,0	528	-30	28	5,2	102,0	-5,8	5,4	88,1
1974-75	317	15,8	444	-83	-87	5,0	140,1	-26,2	-27,4	53,7
1975-76	634	24,8	476	24	57	3,9	75,1	3,8	9,0	107,5
Среднее	590	41,3	484	-17	1,0	7,0	82,0	-2,9	+1,4	
р. Хопер — х. Бесплемяновский, $F=44\,900$ км ²										
1966-67	575	57	479	17	9	9,9	83,3	3,0	1,6	99,0
1967-68	661	138,4	458	33	26	21,0	69,3	5,0	3,9	113,8
1968-69	544	43,6	428	54	4	8,0	78,7	9,9	0,7	93,6
1969-70	695	118,5	445	-27	30	17,1	64,0	-3,9	4,3	119,6
1970-71	443	70,0	301	-4	-53	15,8	67,9	-0,9	-12,0	76,2
1971-72	482	31,2	334	38	-17	6,5	69,3	7,9	-3,5	83,0
1972-73	679	55,7	498	35	18	8,2	73,3	5,2	2,7	116,9
1973-74	548	96,0	545	-76	-88	17,5	99,5	-13,9	-16,1	94,3
1974-75	477	46,0	490	-48	-47	9,6	102,7	-10,1	-9,9	82,1
1975-76	706	61,0	499	81	24	8,6	70,7	11,5	3,4	121,5
Среднее	581	71,7	448	10,3	-9,4	11,0	77,1	1,8	1,6	
р. Сал — ст-ца Батлаевская, $F=19\,500$ км ²										
1966-67	454	10,8	316	-38	-2	2,4	69,6	8,4	0,4	101,3
1967-68	450	23,6	396	47	5	5,2	88,0	10,4	1,1	100,4
1968-69	360	10,5	317	6	-12	2,9	88,1	1,7	3,3	80,4
1969-70	461	22,1	429	30	-3	4,8	93,1	6,5	0,7	102,9
1970-71	426	24,9	390	8	0	5,8	91,5	1,9	0	95,1
1971-72	357	9,4	344	-40	-9	2,6	96,4	11,2	2,5	79,7
1972-73	625	8,8	585	39	28	1,4	93,6	6,2	4,5	140,0
1973-74	455	11,3	437	-61	-4	2,5	96,0	13,4	0,9	101,6
1974-75	364	8,9	269	-66	-4	2,4	73,9	18,1	1,1	81,3
1975-76	531	11,0	279	76	13	2,1	52,5	14,3	2,4	118,5
Среднее	448	14,1	376	1,0	1,2	3,1	83,9	0,2	0,3	
р. Днестр — г. Залещики, $F=24\,600$ км ²										
1968-69	836	382	578	-105	-25	45,7	69,1	12,6	3,0	98,6
1969-70	955	401	587	66	12	42,0	61,5	6,9	1,3	112,6
1970-71	768	231	542	3	-31	30,1	70,6	0,4	4,0	90,6
1971-72	791	230	542	18	2	29,1	68,5	2,3	0,3	93,3
1972-73	717	254	527	-37	-5	35,4	73,5	5,2	0,7	84,6
1973-74	929	715	527	3	38	77,0	56,7	0,3	4,1	109,6
1974-75	850	336	639	-6	-25	39,5	75,2	0,7	2,9	100,2
1975-76	939	335	608	16	-19	35,7	64,7	1,7	2,0	110,7
Среднее	848	310	569	5,4	-6,6	36,6	67,1	0,6	0,7	
р. Медведица — ст-ца Арчединская, $F=33\,700$ км ²										
1968-69	463	17,8	424	49	-14	3,8	91,6	10,6	3,0	88,5
1969-70	685	69,4	439	0	-14	10,1	64,1	0	2,0	131,0
1970-71	458	49,2	359	-34	-42	10,7	78,4	7,4	9,2	87,6
1971-72	372	18,7	296	-24	-5	5,0	79,6	6,5	1,3	71,1
1972-73	661	35,9	438	57	7	5,4	66,3	8,6	1,1	126,4
1973-74	539	49,0	466	-23	-3	9,1	86,5	4,3	0,6	103,1
1974-75	352	36,0	353	-23	-9	10,2	100,3	6,5	2,6	67,3
1975-76	653	38,0	452	57	-12	5,8	69,2	8,7	1,8	124,9
Среднее	523	39,2	403	2	-9,2	7,5	77,1	0,4	1,8	

Гидрологический год	Осадки P мм	Сток Y мм	Испаре- ние E мм	Изменение запасов воды, мм		$\frac{Y}{P}$ %	$\frac{E}{P}$ %	$\frac{\Delta M}{P}$ %	$\frac{\Delta U}{P}$ %	$\frac{\pm P}{\bar{P}}$ %
				в почве ΔM	в водоносных слоях ΔU					
р. Вятка — г. Киров, $F=48\ 300$ км ²										
1967-68	788	270	390	29	19	34	50	4,0	2,4	112
1968-69	628	233	378	5	-12	37	60	0,8	1,9	88
1969-70	773	262	409	-9	2	34	53	1,2	0,2	110
1970-71	759	235	405	-22	26	31	53	2,9	3,4	108
1971-72	726	283	390	12	-15	39	54	1,6	2,1	103
1972-73	636	135	351	70	5	21	55	11,0	0,8	90
1973-74	716	334	434	-91	9	47	61	12,7	1,3	102
1974-75	590	143	397	-9	-16	24	67	1,5	2,7	84
1975-76	709	202	397	42	-2	28	56	5,9	2,8	101
Среднее	703	233	394	3	-1,8	33	56	4,3	2,6	
р. Гауя — г. Сигулда, $F=8510$ км ²										
1967-68	759	229	497	-1	-6	30,2	65,5	0,1	0,8	103,3
1968-69	757	217	509	10	2	28,7	67,2	1,3	0,3	103,0
1969-70	703	227	475	-49	-1	32,3	67,6	7,0	0,1	95,7
1970-71	744	200	556	-52	-14	26,9	74,7	7,0	1,9	101,2
1971-72	756	215	513	-7	-7	28,4	67,9	0,9	0,9	102,9
1972-73	779	189	528	-91	9	24,3	67,8	11,7	1,2	106,0
1973-74	767	241	499	-12	25	31,4	65,1	1,6	3,3	104,4
1974-75	656	240	577	-38	-57	36,6	87,9	5,6	8,7	89,3
1975-76	693	160	405	88	41	23,1	58,4	12,7	5,9	94,3
Среднее	734,9	213,1	506,6	-16,9	-8,0	29,1	61,6	2,3	1,1	
р. Неман — г. Каунас, $F=45\ 700$ км ²										
1967-68	656	169	450	13	-11	25,8	68,6	2,0	1,7	94,5
1968-69	607	129	488	20	-5	21,2	80,4	3,3	0,8	87,5
1969-70	831	212	526	-2	28	25,5	63,3	0,2	3,4	119,8

1970-71	608	185	479	12	-36	30,4	78,8	2,0	5,9	87,6
1971-72	765	149	602	69	21	19,5	78,7	9,0	2,7	110,2
1972-73	795	187	643	-1	-22	23,5	80,9	0,1	2,8	114,6
1973-74	660	152	514	11	3	23,0	77,9	1,7	0,4	95,1
1974-75	762	241	605	-84	-16	31,6	79,4	11,0	2,1	109,8
1975-76	561	147	459	-30	-27	26,2	81,8	5,3	4,8	80,8
Среднее	693,9	174,6	529,6	0,9	-7,2	25,6	76,6	0,1	1,0	

р. Пярну — д. Орехола, $F=5180$ км²

1967-68	718	246	466	-15	-1	34,3	64,9	2,1	0,1	103,0
1968-69	655	197	448	-25	-19	30,1	68,4	3,8	2,9	93,9
1969-70	655	196	439	-6	8	29,9	67,0	0,9	1,2	93,9
1970-71	701	198	373	14	-10	28,2	53,2	2,0	1,4	100,5
1971-72	757	199	528	-8	12	26,3	69,7	1,1	1,6	108,6
Среднее	697,2	207,2	450,8	-8,0	-2,0	29,8	64,6	1,1	0,3	

р. Северная Двина — с. Усть-Пинега, $F=348\ 000$ км²

1967-68	592	317	333	-8	9	0,54	0,56	1,4	1,5	99,9
1968-69	548	273	170	25	10	0,50	0,31	4,6	1,8	92,4
1969-70	566	260	378	11	-16	0,46	0,67	1,9	2,8	95,5
1970-71	584	288	290	-9	8	0,49	0,50	1,5	1,4	98,5
1971-72	499	253	247	-13	-17	0,51	0,50	2,6	3,4	84,2
1975-76	768	299	429	56	12	0,39	0,56	7,3	1,6	129,6
Среднее	592,8	281,7	307,8	10,3	1,0	0,48	0,52	1,7	0,2	

р. Печора — с. Усть-Цильма, $F=248\ 000$ км²

1968-69	498	430	411	65	13	86,2	82,5	13,0	2,6	84,0
1969-70	503	324	260	0	-11	64,5	51,7	0,0	2,2	84,9
1970-71	635	462	241	43	5	72,8	38,0	6,8	0,8	107,1
1975-76	735	441	293	5	-34	60,0	39,8	0,7	4,6	124,0
Среднее	592,8	414,3	404,8	28,3	-6,8	70,9	53,0	4,8	1,1	

Результаты расчетов соотношений основных элементов водного баланса, выполненных для десяти речных бассейнов, находящихся в различных природных условиях (р. Кола — 1429-й км Октябрьской ж. д., $F=3780$ км²; р. Ока — г. Кашира, $F=68700$ км²; р. Дон — г. Георгиу-Деж, $F=69100$ км²; р. Северский Донец — г. Лисичанск, $F=52400$ км²; р. Белая — г. Уфа, $F=100000$ км²; р. Тобол — г. Кустанай, $F=44800$ км²; р. Кеть — п. Максимкин Яр, $F=38400$ км²; р. Лена — д. Змеиново, $F=140000$ км²; р. Амга — п. Буяга, $F=23900$ км²; р. Колыма — п. Усть-Среднекан, $F=99400$ км²), показывают, что в многоводные годы модульные коэффициенты годовых осадков равны 1,1—1,2, а в южных районах в степной зоне они достигают 1,4—1,7. Модульные коэффициенты речного стока многоводных лет колеблются в пределах 1,2—1,6, а в степных районах они достигают 3,0.

Коэффициенты стока в многоводные годы составляют 0,60—0,65 в северной части СССР, 0,30—0,50 в лесной зоне, 0,15—0,30 в лесостепной и до 0,10—0,15 в степной.

Модульные коэффициенты испарения в многоводные годы колеблются по всей территории, кроме степных районов, в пределах 0,70—1,20, а в степных районах они достигают 1,45.

Коэффициенты испарения колеблются на севере от 0,30 до 0,50, в остальных районах — от 0,50 до 0,90.

В маловодные годы модульные коэффициенты годовых сумм осадков изменяются от 0,75 до 0,90 для всех природных зон. Модульные коэффициенты стока для северных рек колеблются от 0,80 до 0,95, для лесной зоны от 0,50 до 0,70 и для степных районов от 0,09 до 0,50. При этом коэффициенты стока в маловодные годы изменяются на севере от 0,40 до 0,60, в лесной зоне от 0,15 до 0,25, в лесостепи от 0,06 до 0,15 и в степи от 0,003 до 0,06. Модульные коэффициенты испарения в маловодные годы по всей территории колеблются от 0,70 до 1,25, а на Крайнем Севере от 0,50 до 0,65.

Коэффициенты испарения в маловодные годы на севере изменяются от 0,25 до 0,55, в лесной зоне от 0,50 до 0,85, в лесостепи от 0,70 до 1,12, в степи около 0,90—0,95.

В средние по водности годы соотношения между основными элементами водного баланса близки к норме.

Из данных табл. 12 видно, что в целом за год изменение запасов влаги в почвогрунтах бассейна мощностью в 1 м, как правило, не превышает 10 %, а в водоносных слоях — 5 % годовой суммы осадков. Однако в отдельные годы суммарная сработка запасов влаги в почвогрунтах и водоносных слоях на сток и испарение рек южного склона СССР (р. Хопер — х. Бесплемяновский, р. Ингода — с. Атамановка и др.) достигает 30 % и более годовой суммы осадков. На реках северной части СССР (р. Северная Двина — с. Усть-Пинега, р. Печора — с. Усть-Цильма и др.) объем суммарных изменений запасов влаги в почвогрунтах

и водоносных слоях значительно ниже и не превышает 15 % годовой суммы осадков.

В настоящее время представляется возможность оценить трудноопределяемый элемент баланса — переходящие запасы воды в речных бассейнах. Как отмечалось в главе 3, непосредственно измерить изменения запасов воды в толще почвогрунтов, расположенной между верхним метровым слоем зоны аэрации и грунтовыми водами, пока что трудно. Нейтронные влагомеры НИВ-1 и НИВ-2, позволяющие выполнить указанную оценку, только что стали внедряться в практику измерений влажности почвы. При воднобалансовых исследованиях еще не учитываются некоторые виды изменений запасов воды, сосредоточенных на поверхности бассейна (в растительном покрове, лесной подстилке, микрорельефах), и осадки, задержанные растительным покровом и др.

Переходящие запасы влаги в речном бассейне определяются по разности атмосферных осадков и суммарного значения остальных элементов баланса. Выполненная оценка переходящих от года к году запасов влаги в речных бассейнах, находящихся в различных природных условиях СССР, позволяет сформулировать следующие выводы:

1) в бассейнах рек лесной (тайга) и тундровой зон переходящие запасы воды в бассейнах в отдельные годы могут достигать 20 % и более суммы атмосферных осадков (реки Печора, Вага, Кола и др.). В бассейнах рек лесной зоны (смешанные леса) переходящие запасы воды в бассейне, как правило, не превышают 10 % осадков (реки Волхов, Ловать, Мста и др.). В бассейнах рек лесостепной и степной зон значения переходящих запасов влаги в отдельные годы могут достигать 15—20 % осадков (реки Ока, Сура, Большой Иргиз и др.);

2) вследствие того что переходящие от года к году запасы воды в речных бассейнах накапливаются как на поверхности бассейна, так и в зоне аэрации, они часто имеют знак, не совпадающий со знаком изменений запасов влаги в метровом слое почвогрунтов и в водоносных слоях;

3) среднее годовое значение переходящих запасов влаги в бассейнах за период наблюдений в 7 лет и более для рек, протекающих в тундре и тайге, составляет 5 %, в лесной зоне — 0,5 %, в лесостепной и степной зонах — 0,8 % суммы осадков.

Амплитуда изменений основных элементов водного баланса отдельных сезонов в различные по увлажненности годы (сухой, средний, влажный) во многих речных бассейнах весьма значительна. В табл. 13 в качестве иллюстрации приведены данные о сезонных значениях элементов баланса для четырех речных бассейнов (р. Хопер — х. Бесплемяновский, р. Вятка — г. Киров и др.).

Из рассмотрения табл. 13 видно, что на реках южного склона (р. Хопер — х. Бесплемяновский и др.) сумма зимних осадков в отдельные годы может различаться в 5 раз, весенних в 2,5 раза, летних в 2 раза, осенних в 4 раза. Сток за зимний период может

Обобщенные данные по элементам водных

Сезон	Осадки			Сток		
	наиб.	наим.	средн.	наиб.	наим.	средн.

р. Северский Донец — г. Лисичанск,

Зима (XII—II)	305	59	163	17,2	2,2	8,5
Весна (III—V)	176	86	122	57,7	4,0	23,1
Лето (VI—VIII)	266	119	169	6,6	1,6	3,9
Осень (IX—XI)	237	73	137	9,3	2,0	5,7
Год (XII—XI)	731	317	590	90,4	15,1	41,3

р. Хопер — х. Бесплемяновский,

Зима (XII—II)	250	51	149	8,0	5,0	6,6
Весна (III—V)	170	70	108	115	23,5	50,9
Лето (VI—VIII)	213	128	168	44,5	6,3	11,2
Осень (IX—XI)	241	65	156	138,4	43,6	74,1
Год (XII—XI)	706	443	581	138,4	31,2	

р. Сал — ст-ца Батлаевская,

Зима (XII—II)	190	60	102	9,7	0,9	3,1
Весна (III—V)	177	68	98	13,2	2,0	5,0
Лето (VI—VIII)	257	84	138	4,4	3,0	4,0
Осень (IX—XI)	148	67	108	4,8	1,6	3,4
Год (XII—XI)	625	357	448	24,9	8,9	14,1

р. Днестр — г. Залещики,

Зима (XII—II)	191	74	124,7	50	28	40
Весна (III—V)	315	140	207,5	189	39	104
Лето (VI—VIII)	517	231	386	209	78	124
Осень (IX—XI)	194	—80	130,6	75	19	42
Год (XII—XI)	939	717	848	401	230	310

р. Вятка — г. Киров,

Зима (XII—II)	344	194	275	62	18	133
Весна (III—V)	180	37	106	228	81	137
Лето (VI—VIII)	285	112	198	64	17	47
Осень (IX—XI)	175	60	124	24	10	16
Год (XII—XI)	788	590	703	283	135	233

балансов речных бассейнов, мм

Испарение			Изменение запасов воды					
наиб.	наим.	средн.	в почве			в водоносных слоях		
			наиб.	наим.	средн.	наиб.	наим.	средн.

F=52 400 км², 1967—1976 гг.

95	7	29	109	20	42,8	39	—9	21,3
206	141	172	11	—90	40,2	63,0	—5	56
239	155	200	—20	—102	—59	—2	—64	—29,6
121	59	81,6	118	—31	41	13	—36	—7,2
594	367	484	46	—82	17	57	—87	1,0

F=44 900 км², 1966—1976 гг.

31	8	13	94	—12	27	27	—24	3,6
209	110	152	33	—75	—29	52	—44	20,0
289	193	219	—11	—83	—45	—29	—73	—44,0
98	42	63	126	9	57	38	—11	11,3
545	301	448	81	—76	10,3	30	—88	—9,4

F=19 500 км², 1966—1976 гг.

32	7	22,1	136	24	55,9	8	—8	1,5
152	38	129,2	—37	—92	—55,6	11	—7	2,6
252	91	156,7	4	—40	—21,2	10	—9	—2,2
113	35	68,0	58	—1	26,0	8	—4	0
585	269	376	76	—66	1,0	13	—12	1,2

F=24 600 км², 1968—1976 гг.

41	11	22,4	65	—14	18,6	54	—18	9,0
204	169	188	34	—49	—12,2	29	—22	8,5
331	261	292	5	—104	—26,4	30	—54	—12,2
111	60	66	73	—26	21,0	9	—45	—11,9
639	527	569	66	—195	—5,4	2	—31	—6,6

F=48 300 км², 1967—1976 гг.

38	22	29	62	—7	22,5	17	—31	—2,4
116	103	108	8	—47	—17	27	—18	8,1
244	199	224	—15	—115	—54,6	2	—28	—10,8
55	19	33	118	5	52	15	—2	6,9
434	351	394	70	—64	2,9	26	—16	1,8

Коэффициенты равномерности стока, осадков и испарения
в различные по водности годы

Год	Водность года	Сток, мм	Осадки, мм	Испарение, мм	Коэффициент равномерности			
					стока	осадков	испарения	
р. Сал — ст-ца Батлаевская								
1970-71	Многоводный	24,9	426	390	0,68	0,81	0,70	
1972-73	Маловодный	8,8	625	585	0,81	0,75	0,69	
1971-72	Средний	12,3	357	344	0,77	0,76	0,66	
р. Десна — с. Разлеты								
1968-69	Средний	142	730	510	0,60	0,82	0,59	
1969-70	Многоводный	237	899	501	0,44	0,86	0,62	
1971-72	Маловодный	110	561	559	0,75	0,81	0,70	
р. Зей — с. Белогорье								
1960-61	Многоводный	391	648	262	0,50	0,55	0,58	
1967-68	Маловодный	192	437	241	0,57	0,62	0,59	
1970-71	Средний	250	514	369	0,54	0,60	0,56	
р. Витим — г. Бодайбо								
1970-71	Многоводный	327	492	313	0,51	0,53	0,54	
1971-72	Маловодный	155	279	196	0,55	0,65	0,56	
1968-69	Средний	215	402	237	0,77	0,57	0,40	
р. Алдан — с. Усть-Миль								
1973-74	Многоводный	374	575	277	0,49	0,67	0,49	
1969-70	Средний	322	530	219	—	0,70	—	
1972-73	Маловодный	282	502	245	0,51	0,68	0,53	

различаться в 2 раза, за весенний в 5 раз, за летний в 7 раз, за осенний в 3 раза. Испарение за зимний период в отдельные годы различается в 4 раза, за весенний в 2 раза, за летний в 1,5 раза, за осенний в 2,5 раза. Наиболее значительны различия в изменениях запасов влаги в почвогрунтах и водоносных слоях бассейна. Указанные элементы баланса за рассматриваемые сезоны в различные годы могут иметь прямо противоположные значения и изменяться в 5—10 раз и более. В лесной зоне (р. Вятка — г. Киров и др.) основные элементы баланса (осадки, сток и испарение) по сезонам различаются менее существенно. Сезонные изменения запасов влаги в почвогрунтах бассейна лесной зоны несущественно отличаются от аналогичных изменений для лесостепной и степной зон.

Распределение основных элементов баланса по месяцам характеризуется большой неравномерностью. Для оценки степени неравномерности распределения осадков, стока и испарения по месяцам отдельных лет может служить коэффициент равномерности Ψ . Числовое значение этого коэффициента равно отношению нижней части площади диаграммы месячных значений элемента баланса до его среднего значения ко всей площади диаграммы.

Коэффициент равномерности изменяется от нуля до единицы. При значениях $\Psi < 0,6$ рассматриваемый элемент баланса считается неравномерно распределенным внутри года, при значениях Ψ от 0,61 до 0,70 — распределение переходное от неравномерного к равномерному, при значениях Ψ в пределах 0,71—0,80 — равномерное, при $\Psi > 0,8$ — распределение считается выравненным. Значения коэффициентов равномерности стока, осадков и испарения в различные по водности годы приведены в табл. 14.

Оценка степени неравномерности внутригодового хода осадков с помощью указанного коэффициента показывает, что в речных бассейнах лесостепной и степной зон ЕТС (Десна, Сал и др.) независимо от увлажненности отдельных лет осадки равномерно распределяются в течение года. Речные бассейны Азиатской территории СССР (Зей, Витим, Алдан и др.) характеризуются либо неравномерным, либо переходным от неравномерного к равномерному распределению осадков внутри года.

В отличие от осадков распределение стока внутри года, как правило, зависит от его водности. Сток распределяется в средние и маловодные годы более равномерно по сравнению с распределением в многоводные годы. Реки, протекающие по Азиатской территории СССР, характеризуются более неравномерным распределением стока по сравнению с реками Европейской территории СССР.

Испарение более равномерно распределяется по месяцам в засушливые годы.

Изменения запасов воды в озерах, водохранилищах, болотах, русловой сети в отдельные месяцы года могут быть весьма значительны, достигая 10—15% слоя стока, а иногда и более. В целом эти изменения заметны в балансе лишь в месяцы переходного

периода года. Для месяцев межлетнего периода эти изменения невелики, как правило, около 1%. Более существенны в переходные периоды изменения запасов воды в снежном покрове. В безоттепельные периоды эти изменения определяются в основном разностью между суммами осадков и испарения.

Авторами оценены коэффициенты корреляции между отдельными элементами водного баланса за месячные интервалы времени семи речных бассейнов, находящихся в различных природных условиях (р. Большой Черемшан — г. Новочеремшанск, р. Днестр — г. Бендеры, р. Северский Донец — г. Лисичанск, р. Вятка — г. Киров, р. Шуя — д. Бесовец, р. Ингода — д. Атамановка, р. Арсеньевка — с. Яковлевка).

Анализ полученных данных показывает, что теснота корреляционных зависимостей стока от осадков и испарения от осадков для речных бассейнов в существенной мере нарушается в отдельные месяцы неучетом изменений запасов влаги в их поверхностных и подземных емкостях, затрачиваемых, помимо осадков, на формирование стока и испарения. Значения коэффициентов

корреляции между испарением и изменениями запасов влаги в почве и отдельно в водоносных слоях в месяцы теплого периода обычно не превышают 0,5. Это обстоятельство показывает, что испарение с речного бассейна зависит от многих факторов одновременно, в том числе от осадков и указанных бассейновых изменений запасов воды.

В отдельные месяцы отмечены очень высокие значения коэффициентов корреляции между изменениями запасов влаги в почвогрунтах и водоносных слоях и осадками. В связи с зависимостью стока от осадков теснота коррелятивной связи стока и изменений запасов грунтовых вод обычно не превышает 0,5. Почвогрунты бассейна являются своеобразным посредником, делаящим влагу, поступающую из атмосферы, в различных пропорциях между стоком и испарением. Как правило, корреляция между стоком и изменением запасов влаги в почвогрунтах бассейна в силу многофакторности явлений также невысока и лишь в отдельные месяцы достигает 0,6 и 0,7.

Значения парных коэффициентов корреляции между аккумуляционными элементами баланса за месячные интервалы времени обычно невелики ($r \leq 0,5$), от месяца к месяцу могут менять знаки и часто не превышают удвоенных значений средних квадратических ошибок. Это обстоятельство указывает на то, что однозначного накопления или сработки запасов воды в различных емкостях речного бассейна для месячных интервалов времени часто не наблюдается, вследствие чего за год суммарные изменения запасов влаги в бассейнах, как правило, невелики.

4.3. ВОДНЫЕ БАЛАНСЫ ОСНОВНЫХ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ СССР ЗА МНОГОЛЕТНИЙ ПЕРИОД

Оценка средних многолетних водных балансов речных бассейнов за полный средний многолетний годовой цикл (календарный или гидрологический год) по выражению (1.2) дает исходное представление о водных ресурсах водосбора. Водные балансы основных речных бассейнов СССР рассчитаны на основании использования данных по осадкам и испарению, снятых с карт А. П. Бочкова, и стоку, оцененному в ГГИ по материалам многолетних наблюдений УГКС. Карты норм атмосферных осадков и испарения составлены Бочковым в 1973 г. по данным 2000 метеостанций [91]. В основу корректировки осадков положена методика, разработанная в ГГИ [16].

Первая карта осадков нашей страны была помещена в «Климатическом атласе Российской империи» (1900 г.). Для некоторых районов она являлась схематической вследствие отсутствия там данных наблюдений. Позднее были опубликованы карты С. И. Небольсина, В. А. Троицкого, О. А. Дроздова и др. [91]. На всех этих картах показаны значения осадков, не исправленные на недоучет их осадкомерными приборами.

Карта, составленная Бочковым в 1973 г. применительно к территории СССР, несколько отличается от карты осадков, опубликованной в монографии [94]. Расхождения в значениях осадков на этих картах в отдельных районах обусловлены различиями в схеме учета ветрового фактора. В методике, разработанной Бочковым, наибольшая ветровая поправка с положительным знаком для снежных осадков принята для скорости ветра 7,5 м/с. С увеличением скорости ветра поправочный коэффициент на ветровой фактор уменьшается. Таким приемом учитывается преувеличение снежных осадков, измеренных осадкомером, вследствие попадания при сильных ветрах в осадкомер частиц снега, поднятых ветром с его поверхности. В методике ГГО указанное обстоятельство не учтено, поэтому значения норм атмосферных осадков, определенные по карте, приведенной в монографии [94], в ряде районов СССР на 1—5 % выше соответствующих значений, снятых с карты Бочкова.

Норма атмосферных осадков по карте Бочкова может быть определена с погрешностью 5—10 %. Наибольшую погрешность имеют значения осадков, показанные для недостаточно изученных равнинных и горных районов, где погрешность их определения для отдельных пунктов может достигать 20 % и более.

По карте атмосферных осадков и стока (по разности) Бочковым построена карта испарения для территории СССР. При ее составлении для каждого градуса географической сетки оценивалась разность между осадками и стоком, снятыми с соответствующих карт. Эта разность принималась за испарение, значения которого наносились на физико-географическую карту масштаба 1:12 500 000. Параллельно для каждой точки пересечения географических координат через 2,5° рассчитывалось испарение по уравнению Будыко. При расхождении результатов расчетов, выполненных двумя указанными методами, не более чем на 10 %, принималось испарение, полученное по разности осадков и стока. Если эта разница превышала 10 %, то выяснялась возможная причина невязки. В частности, для контроля сравнивались средние многолетние значения рассчитанного испарения с поверхности данного водосбора с суммой испарения с соседних территорий.

К объяснению причин невязок широко привлекались результаты расчетов водных балансов речных бассейнов, выполняемых в УГКС. Рассматриваемая карта суммарного испарения отличается от аналогичных карт В. А. Троицкого [122], П. С. Кузина [80], карты ГГО [21] и др. в основном за счет использования при ее построении значений осадков исправленных путем внесения инструментальных поправок. Среднее годовое испарение с поверхности суши, снимаемое с карты, для большей части территории СССР имеет погрешность 7—12 %; для горных районов и районов Крайнего Севера возможная погрешность возрастает до 20 %.

Осадки и испарение определяются планиметрированием карт осадков и испарения в пределах речных бассейнов. Водный баланс основных речных бассейнов СССР приводится в табл. 15.

Анализ данных таблицы показывает, что на рассматриваемых реках ЕТС осадки колеблются от 600 до 760 мм, испарение — от 290 до 590 мм, а сток — от 74 до 410 мм. Наибольшие значения коэффициентов стока (0,58—0,43) характерны для рек Печоры и Северной Двины, а наименьшие (0,12—0,16) — для рек южного склона ЕТС (Дон, Днепр). Самая большая река Европы — Волга — характеризуется коэффициентом стока, равным 0,28.

Таблица 15

Водный баланс основных речных бассейнов СССР, мм

Река—пункт	Площадь, км ²	Элементы баланса			Коэффициент стока
		осадки	сток	испарение	
Печора — с. Оксино	312 000	705	410	295	0,58
Северная Двина — с. Усть-Пинег	348 000	706	306	400	0,43
Нева — д. Новосаратовка	281 000	727	281	446	0,39
Западная Двина — с. Дзельс	81 000	765	222	543	0,29
Неман — г. Смалиниш	81 200	742	209	533	0,28
Днепр — пгт Лоцманская Каменка	459 000	705	114	591	0,16
Дон — ст-ца Раздорская	378 000	598	73,8	524	0,12
Кура — с. Сурра	178 000	601	142	459	0,24
Волга — г. Волгоград	1 360 000	673	187	486	0,28
Ока — г. Муром	188 000	699	153	546	0,22
Кама — с. Соколы Горы	507 000	693	225	468	0,32
Урал — с. Тополи	229 000	407	48,3	359	0,12
Обь — г. Салехард	2 890 000	543	133	410	0,24
Иртыш — г. Тобольск	969 000	449	69	380	0,15
Тобол — с. Липовское	423 000	451	71	380	0,16
Енисей — г. Игарка	2 470 000	515	229	286	0,44
Ангара — г. Братск	736 000	405	123	282	0,30
Селенга — г. Улан-Удэ	440 000	350	66	284	0,19
Подкаменная Тунгуска — ф. Черный Остров	241 000	511	221	290	0,43
Нижняя Тунгуска — ф. Большой порог	435 000	519	239	280	0,46
Лена — с. Кюсюр	2 430 000	463	212	251	0,46
Витим — г. Бодайбо	186 000	454	255	195	0,56
Алдан — с. Усть-Миль	269 000	567	317	250	0,56
Вилуй — с. Сунтар	202 000	377	117	260	0,31
Яна — мест. Джангкы	216 000	328	133	195	0,41
Инди́гирка — мест. Воронцово	305 000	350	160	190	0,46
Колыма — Среднеколымск	361 000	426	201	225	0,47
Анадырь — с. Снежное	106 000	538	323	215	0,60
Камчатка — с. Ключи	45 600	789	569	220	0,72
Амур — г. Комсомольск-на-Амуре	1 730 000	605	190	415	0,31
Зея — с. Малая Сазанка	207 000	606	246	360	0,41
Сырдарья — г. Казалинск	219 000	370	170	200	0,46
Амударья — с. Чатлы	314 000	369	219	150	0,59
Или — с. Уч-Джарма	129 000	315	115	200	0,36

Для рек Азиатской территории СССР значения норм осадков изменяются от 330 мм (Яна) до 790 мм (Камчатка), стока от 50 мм (Урал) до 570 мм (Камчатка), испарение от 190 мм (Инди́гирка) до 415 мм (Амур). На большей части речных бассейнов АТС значения осадков составляют 400—500 мм. Однако вследствие суровых климатических условий на рассматриваемой территории значения осадков и стока близки между собой. Самый большой по площади в СССР бассейн р. Оби характеризуется значением коэффициента стока, равным 0,24. Бассейны Енисея и Лены практически имеют одинаковые коэффициенты стока. Реки Средней Азии и Казахстана (Сырдарья, Амударья, Или), формирующие свой сток в горах, при выходе на равнину в значительной мере разбираются на орошение и прочие хозяйственные нужды. В естественном состоянии они характеризуются довольно высокими значениями коэффициентов стока.

В целом речные бассейны, водный баланс которых представлен в табл. 15, охватывают примерно 67 % площади территории СССР. На их поверхность выпадает 73 % осадков, выносится 61 % стока и испаряется в атмосферу 77 % влаги от соответственных данных, приходящихся на всю территорию СССР.

Глава 5

ОСОБЕННОСТИ РАСЧЕТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА ГОРНЫХ ВОДОСБОРОВ

В связи с возрастающими масштабами освоения горных территорий нашей страны большую актуальность приобретают воднобалансовые исследования горных территорий, которые позволяют изучить все звенья процесса влагооборота, выявить закономерности режима элементов водного баланса и произвести количественную оценку водных ресурсов. Несмотря на то что к настоящему времени накоплен определенный опыт воднобалансовых исследований в горах, тем не менее они не получили еще достаточного развития. Наибольшее число работ относится к территории Кавказа и Тянь-Шаня. Значительно хуже в воднобалансовом отношении изучены горные районы Средней Азии, Урала, Алтая, Дальнего Востока. Что касается обширных горных территорий Восточной Сибири, расположенных в междуречье Енисея и Лены, а также Северо-Востока СССР, то наши знания о водном балансе этих территорий весьма скудны. Это объясняется в значительной мере труднодоступностью горных областей, вследствие чего гидрометеорологическая сеть в горах, особенно в высокогорной зоне, развита слабо, а экспедиционные исследования по своим масштабам незначительны и кратковременны. В настоящее время наметились два основных направления воднобалансовых исследований в горах [39]. Первое, преобладающее, заключается в изуче-

нии водного баланса на основании имеющихся обычно скудных данных сетевых гидрометеорологических наблюдений. Второе направление связано с организацией и производством воднобалансовых исследований в горах.

В первом случае неизбежно значительное осреднение по территории и во времени элементов водного баланса. Ограниченность информации вынуждает использовать в качестве объектов исследований значительные по площади водосборы. Часто применяются методические приемы, разработанные для равнинной территории, что не всегда оправдано. Эти исследования позволяют выяснить лишь общий характер формирования элементов водного баланса для крупных водосборов и их частей. Среди работ данного направления следует отметить исследования Б. Д. Зайкова [57] и Л. А. Владимирова [28] по территории Кавказа, И. Д. Цигельной [132] по горным районам Средней Азии, И. Н. Гарцмана [43] по территории Дальнего Востока, М. И. Кирилюка [70] по бассейнам горных рек Закарпатья, В. С. Вуглинского [37] по территории Забайкалья, С. Г. Рустамова и Р. М. Кашкай по территории Азербайджанской ССР [110] и др.

В работах данного направления оценка отдельных элементов водного баланса производится по-разному. В некоторых случаях при расчетах для среднего многолетнего годового периода сток и осадки определяются по данным гидрометеорологической информации, а испарение — как остаточный элемент уравнения водного баланса. Такой способ в условиях современной слабой изученности горных территорий, в особенности атмосферных осадков в высокогорной зоне, может привести к существенным погрешностям в определении испарения. Значительно более корректным является независимое определение всех членов воднобалансового уравнения, при котором получаемая невязка баланса служит в определенной мере критерием правильности оценки отдельных элементов баланса. Наиболее эффективным при этом является теплоэнергетический подход к изучению процесса влагообмена в пределах горной территории. Этот путь, рассмотренный, в частности, в работах Вуглинского [37, 39], базируется на применении физически обоснованных расчетных зависимостей, основанных на совместном решении уравнений водного и теплового балансов.

Другое направление воднобалансовых исследований, как было отмечено выше, заключается в детальном изучении элементов водного баланса путем организации специальных полевых работ. Хотя экспериментальные воднобалансовые исследования вследствие их значительной трудоемкости носят ограниченный характер, тем не менее представляют значительный интерес, так как позволяют детально изучить закономерности формирования элементов водного баланса в конкретных горных условиях и способствуют пополнению крайне скудных данных наблюдений. Среди работ данного направления следует отметить исследования И. С. Соседова [117], А. Ф. Литовченко [87], К. В. Цыценко [133], В. Г. Шпака и В. И. Михайловой [138], А. Г. Ильясова [64], Л. П. Мазур [89]

в горах Тянь-Шаня, исследования Г. М. Курдгеландзе [85] в горах Кавказа и др. К сожалению, экспериментальные воднобалансовые исследования в горах весьма ограничены. Развитие их требует улучшения существующих и разработки новых приборов и оборудования, приспособленных для эксплуатации в горной местности, совершенствования методики наблюдений. В особенности это касается атмосферных осадков и снежного покрова, которые в горах изучены весьма слабо. Методы корректировки осадков, измеренных осадкомерами Третьякова, применительно к горным территориям не разработаны.

Нуждаются в дальнейшем расширении экспериментальные воднобалансовые исследования в высокогорной зоне и в пределах слабо изученных горных районов Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. Дальнейшее расширение наших знаний о закономерностях влагооборота в пределах горных территорий затруднительно без существенного развития гидрометеорологической сети в этих районах.

5.1. ВЛИЯНИЕ ВЫСОТНОЙ ПОЯСНОСТИ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА ГОРНЫХ ВОДОСБОРОВ

Большинство работ, связанных с исследованиями водного баланса горных территорий, до недавнего времени основывались на учете эффекта вертикальной поясности. Еще в 1886 г. К. Ишковский [117] установил, что распределение среднего годового коэффициента стока в горных районах подчиняется закону вертикальной поясности. Последующие работы подтвердили возможности построения таких региональных эмпирических зависимостей и в отношении других элементов водного баланса. Наиболее эффективно их применение для изучения зависимости от высоты осредненных во времени или по территории элементов гидрометеорологического режима.

Согласно современным представлениям, высотная поясность является одной из форм проявления природной зональности. И. Н. Гарцман [43] выделяет два рода зональности: радиационно обусловленную и адвективно обусловленную. В рамках каждой из них он рассматривает несколько самостоятельных видов зональности. В равнинных районах приток солнечной радиации к земной поверхности определяется ее широтным положением (широтная зональность), в горах — экспозицией (экспозиционная зональность) и высотой (высотная зональность). По отношению к адвективным потокам тепла и влаги Гарцман выделяет продольно-циркуляционную (удаленность от очагов формирования потоков), экспозиционно-циркуляционную (ориентация по отношению к направлению переноса тепла и влаги) и барьерную (пересечение дислоцированных горных систем) зональность. В условиях отдельных горных систем сочетание элементарных форм зональности

приводит к образованию сложных форм зональности, которые Гарцман назвал дислокационными.

И. С. Соседов [117] обратил внимание на то обстоятельство, что схема зональности Гарцмана хотя и охватывает достаточно полно общие закономерности тепло- и влагопереноса, слабо учитывает особенности подстилающей поверхности, которые могут оказывать существенное влияние на гидрометеорологические процессы в горах. По мнению Соседова, «в пределах района с однородным характером высотно-экспозиционной зональности определенному сочетанию вида поверхности, высоты и экспозиции соответствуют и определенные гидрологические свойства. Это открывает возможности для территориальной интерполяции составляющих водного баланса и их факторов». Сказанное, однако, справедливо, если под экспозицией понимать не только ориентацию склонов по странам света, но также и по отношению к направлению влагопереноса. Как будет показано ниже, при исследовании процессов формирования элементов водного баланса в горах следует, наряду с другими, учитывать такой показатель, как уклон склона.

Вполне очевидно, что высотная зональность элементов водного и теплового балансов особенно отчетливо должна проявляться для склонов одинаковой ориентации с близкими уклонами. Этот вывод хорошо подтверждают результаты исследований, выполненных в различных горных районах СССР. Для территории Забайкалья, например, Вуглинским установлены самостоятельные зависимости осадков и стока от средней высоты водосборов для трех отдельных районов, различающихся по характеру ориентации — северо-западного, восточного и западного [37]. Графики связи осадков с высотой местности для указанных выше районов представлены на рис. 10.

О влиянии высотной поясности на распределение элементов водного баланса дают представление графики, приведенные на рис. 11. Эти графики получены для бассейнов рек Чон-Кызылсу и Алаарча, расположенных на склонах северного Тянь-Шаня [13]. Графики характеризуют изменения осадков, стока и испарения с высотой местности. Анализируя эти зависимости, можно заметить, что связь осадков с высотой местности для обоих водосборов примерно одинакова, а стока и испарения — различна. До высоты 3200 м испарение в бассейне р. Алаарча меньше, чем на водосборе р. Чон-Кызылсу. Это в значительной степени связано с тем, что в первом бассейне, начиная с высоты 2500 м, много осыпей и скал, испарение с которых намного меньше, чем с луговых поверхностей, которыми на этих высотах представлена поверхность бассейна р. Чон-Кызылсу. В то же время из-за различия подстилающих поверхностей сток р. Алаарча в этой зоне выше, чем сток р. Чон-Кызылсу. Этими различиями объясняется также тот факт, что сток по высотным зонам в бассейне р. Алаарча изменяется более плавно, чем в бассейне р. Чон-Кызылсу [13].

Если сравнить зависимости отдельных элементов водного баланса от высоты местности, построенные для различных горных

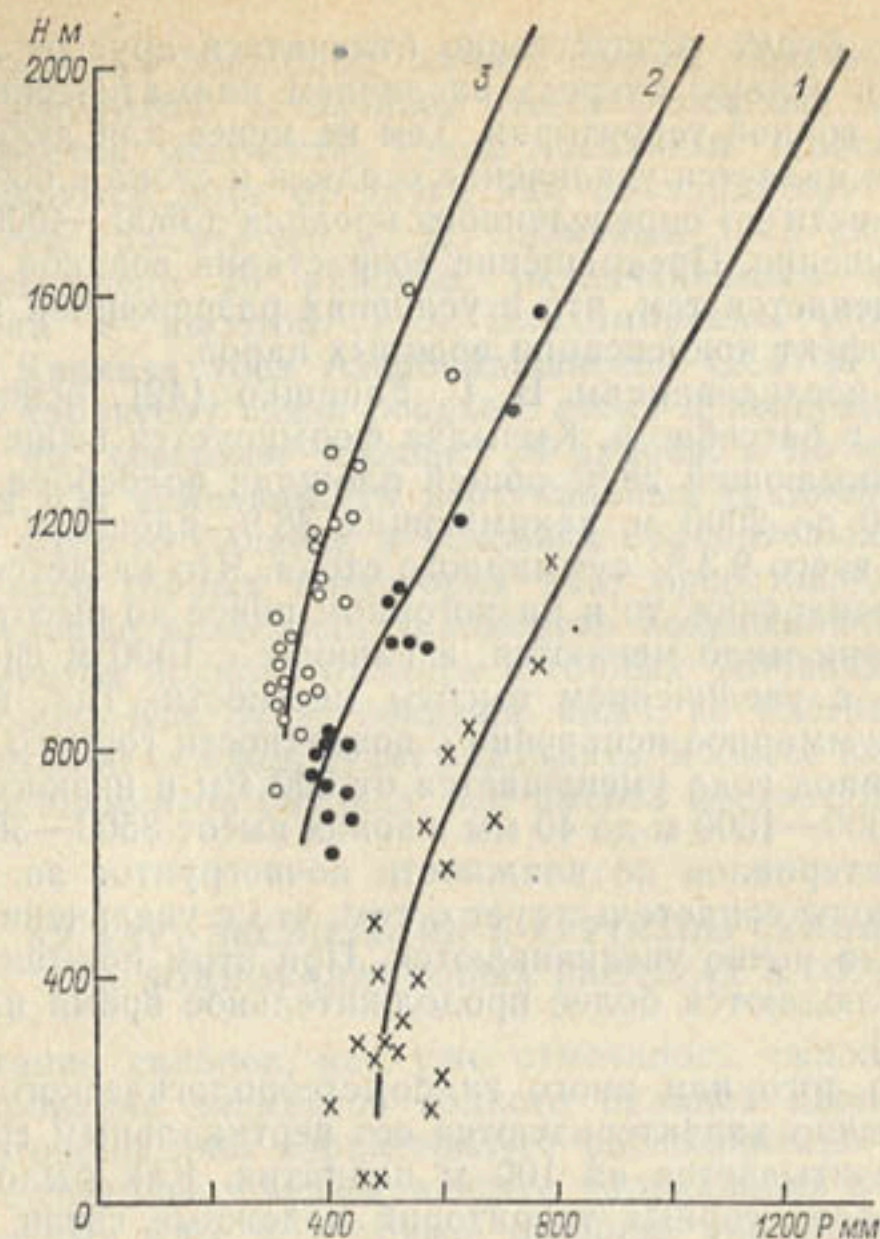


Рис. 10. Графики связи нормы годовых осадков с высотой местности для бассейна р. Витим.

1 — северо-западный район; 2 — восточный район; 3 — западный район.

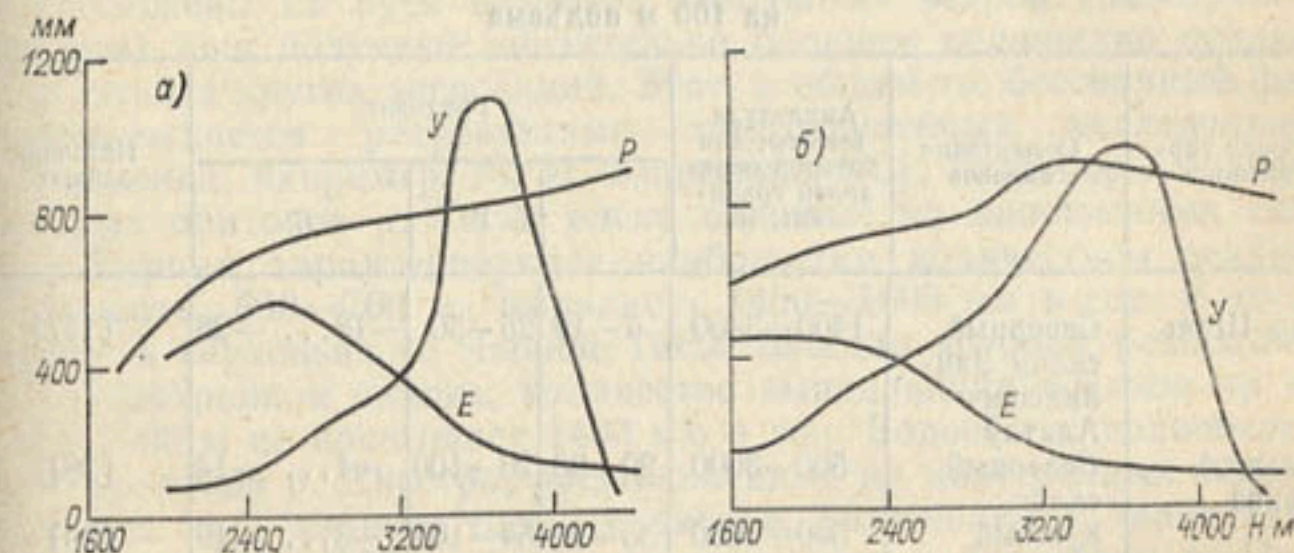


Рис. 11. Изменение с высотой элементов водного баланса (E — испарение, P — осадки, Y — сток).

а) бассейн р. Чон-Кызылсу; б) бассейн р. Алаарча.

систем, они будут существенно отличаться друг от друга. Это объясняется в первую очередь различием климатических условий той или иной горной территории. Тем не менее для любых горных систем общим является увеличение осадков и стока с возрастанием высоты местности до определенного предела (3500—4000 м), а затем их уменьшение. Прекращение возрастания осадков на данных высотах объясняется тем, что в условиях разреженной атмосферы снижается эффект конденсации водяных паров.

Согласно исследованиям В. Г. Гапишко [42], основная доля стока (67 %) в бассейне р. Кызылча формируется выше 2600 м на площади, занимающей 28 % общей площади водосбора. На высотах от 1200 до 2000 м, занимающих 38 % площади водосбора, формируется всего 9,3 % суммарного стока. Что касается значений суммарного испарения, то в низкогорном поясе до высот примерно 800—1000 м они мало меняются, а начиная с 1000 м систематически убывают с увеличением высоты местности. Так, в бассейне р. Кызылча суммарное испарение с поверхности горного водосбора за теплый период года уменьшается от 300 мм в низкогорной зоне с высотами 1300—1500 м до 40 мм в зонах высот 3500—3800 м [42].

Анализ материалов по влажности почвогрунтов за различные по водности годы свидетельствует о том, что с увеличением высоты запасы влаги в почве увеличиваются. При этом повышенные влагозапасы наблюдаются более продолжительное время на больших высотах [117].

Изменения того или иного гидрометеорологического элемента с высотой обычно характеризуются его вертикальным градиентом, который рассчитывается на 100 м поднятия. Как было отмечено выше, в условиях горных территорий надежные связи элементов водного баланса с высотой могут быть установлены для однородных по характеру ориентации и крутизны горных ландшафтов. По-

Таблица 16

Вертикальные градиенты основных элементов водного баланса мм на 100 м подъема

Горная территория	Ориентация склонов	Амплитуда высоты, для которой определен градиент, м	Градиент			Источник данных
			P	У	E	
Тянь-Шань	Северный склон Занглийского Алатау	1400—3400	7—19	25—50	—16... —26	[117]
Большой Кавказ	Северный склон	500—3000	20—90	20—100	—1... —14	[28]
	Южный склон	500—3000	35—90	54—105	—3... —19	[28]
Забайкалье	Западный склон	1000—1500	24—32	20—30	—1... —10	Данные В. С. Вуглинского

этому в пределах обширных горных систем выделяются районы, имеющие достаточно устойчивые связи отдельных элементов баланса с высотой местности. Такие локальные зависимости с высотой отличаются друг от друга как по характеру связи, так и по значениям градиентов. Б. Д. Зайковым [57] для территории Кавказа выделено 29 районов, различающихся по характеру связи стока с высотой. Л. А. Владимировым [28] в пределах Большого Кавказа (без Азербайджанской ССР и Дагестанской АССР) по характеру связи осадков, стока и испарения с высотой выделено на северном склоне 24 района, а на южном склоне 25 районов. Об изменчивости вертикальных градиентов основных элементов водного баланса в условиях сравнительно однородных по ориентации горных территорий дает представление табл. 16.

Значительные колебания градиентов показывают, что зональность элементов водного баланса в горных условиях проявляется весьма сложно. Как будет показано ниже, во многих случаях эффект ориентации склонов будет оказывать большее влияние на распределение элементов баланса, чем высота местности.

5.2. УЧЕТ ЭКСПОЗИЦИИ И КРУТИЗНЫ СКЛОНОВ ПРИ ВОДНОБАЛАНСОВЫХ РАСЧЕТАХ В ГОРАХ

Ориентация склонов, как уже отмечалось, оказывает влияние на формирование элементов водного баланса двояким образом. С одной стороны, она характеризует расположение гор и горных систем относительно преобладающего направления переноса влажных воздушных масс и, с другой стороны, определяет различный радиационный баланс разно ориентированных горных поверхностей. Если рассматривать первый аспект, то в этом случае влияние ориентации сказывается в первую очередь на режиме осадков и через них на режиме стока. В тех случаях, когда горные склоны расположены на пути влажных воздушных ветров (наветренные склоны), они получают значительно большее количество осадков, чем склоны других экспозиций. Этот, в общем-то, бесспорный факт подтверждается результатами многочисленных исследований. По данным, например, М. И. Кирилюка [70], водосборы правобережных притоков р. Тисы, расположенные на наветренных склонах Карпат, характеризуются наибольшим количеством осадков: на высоте 600—700 м выпадает 1400—1600 мм в год. В то же время в верховьях р. Черной Тисы, бассейн которой расположен на подветренном склоне, количество выпадающих осадков на высоте 1000 м не превышает 1400 мм в год. Водосборы правобережных притоков р. Днестра, расположенные на наветренных склонах Карпат, по данным того же автора, увлажняются значительно лучше (1450—1650 мм/год) по сравнению с бассейном р. Прут, расположенным на подветренном склоне (1050—1300 мм/год). На территории Забайкалья [37], которая находится под воздействием циклонов, приходящих с Атлантики, и муссонных воздуш-

ных масс, формирующихся над дальневосточными морями и Тихим океаном, наиболее увлажненными являются северо-западные и восточные склоны, где градиент осадков составляет 40—50 мм/год на 100 м подъема. В то же время западные склоны, находящиеся в ветровой «тени», получают значительно меньшее количество осадков и градиент осадков здесь 25—30 мм/год на 100 м подъема. По данным Б. Т. Кирсты [71], наибольшее количество осадков в горах Копетдага выпадает в западной их части, которая более доступна для влажных воздушных масс. В замкнутых котловинах и узких долинах осадков выпадает значительно меньше.

Второй аспект влияния ориентации сказывается в неодинаковом поступлении и расходовании солнечного тепла на склонах различной экспозиции и крутизны. Вуглинским совместно с В. Г. Никитиным выполнены теоретические расчеты среднего многолетнего радиационного баланса склонов различной экспозиции и крутизны с использованием данных стандартных актинометрических наблюдений [38]. Расчеты выполнены за периоды от 6 до 10 лет для шести актинометрических станций, расположенных на территории Забайкалья и прилегающих районов и имеющих высоты до 800 м над ур. м. Для этих станций были рассчитаны средние многолетние месячные значения радиационного баланса склонов крутизной 0; 5; 10; 15; 20 и 25° для восьми азимутов, взятых через каждые 45°. Под азимутом понимался угол между направлением на юг ($A_z = 0^\circ$) и горизонтальной проекцией нормали к склону, отсчитываемый по часовой стрелке. Расчет производился по формуле (2.2). При этом суммарная солнечная радиация определялась по формуле

$$(Q_{\text{скл}} + q_{\text{скл}})_n = m \int_{t_1}^{t_2} \left\{ Q^* [\cos H_\odot (\cos A_\odot \cos A_z + \sin A_\odot \sin A_z) \sin \beta + \sin H_\odot \cos \beta] + q \cos^2 \frac{\beta}{2} \right\} dt, \quad (5.1)$$

где Q^* и q — соответственно средние значения прямой и рассеянной солнечной радиации, приходящей на перпендикулярную лучам Солнца поверхность в основные сроки наблюдений; t_1 и t_2 — соответственно время восхода и захода Солнца, мин; $H_\odot$ — высота Солнца в основные сроки наблюдений; $A_\odot$ — азимут Солнца в основные сроки наблюдений; β — крутизна склона; A_z — азимут склона; m — число дней в соответствующем месяце.

Расчет эффективного излучения склонов производился по формуле

$$I_{\text{скл}} = 0,95\sigma T^4 (11,7 - 0,23e) (1 - cn) \cos \beta, \quad (5.2)$$

где $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-12}$ Вт/(см²·К⁴) — постоянная Стефана—Больцмана; T — абсолютная температура воздуха; e — средняя месячная упругость водяного пара, мбар.

Средние месячные значения альбедо в формуле (2.2) для рассматриваемых станций были взяты из «Справочников по климату СССР». Результаты расчетов показали, что необходимость учитывать изменения радиационного баланса склонов в зависимости от их экспозиции и крутизны возникает для рассматриваемой территории лишь с мая по сентябрь. В остальные месяцы этими изменениями можно пренебречь вследствие малости значений R . На основании полученных расчетных данных оказалось возможным составить для рассматриваемой территории сводную таблицу годовых значений радиационного баланса склонов в процентах от радиационного баланса горизонтальной поверхности (табл. 17).

Таблица 17

Годовой радиационный баланс склонов в процентах от радиационного баланса горизонтальной поверхности

Экспозиция склона	Крутизна склона, °				
	5	10	15	20	25
Ю	103	106	108	109	110
З	99	98	96	94	92
С	96	91	86	81	75
В	100	99	98	96	93

Анализ данных табл. 17 показывает, что годовые значения для склонов различной ориентации и крутизны могут существенно различаться. Для склонов небольшой крутизны изменения R в зависимости от их экспозиции незначительны. С увеличением крутизны эти изменения возрастают, и при крутизне 25° радиационный баланс северного склона оказывается на 25 % меньше, а южного — на 10 % больше радиационного баланса горизонтальной поверхности. Для других экспозиций эти изменения менее значительны, но также весьма ощутимы. Для большей наглядности характер изменений годовых значений радиационного баланса склонов в зависимости от их ориентации и крутизны показан на диаграмме (рис. 12). Выводы, полученные для территории Забайкалья, совпадают с результатами аналогичных исследований, выполненных в других горных районах.

В. А. Боков [12], рассматривая вопрос о влиянии экспозиции и крутизны склонов на радиационный баланс в условиях западной Башкирии, получил следующие данные (табл. 18).

Таким образом, при оценке отдельных элементов баланса в горных условиях с использованием расчетных схем, в которые в качестве параметра входит радиационный баланс, необходимо учитывать его изменения для склонов различной экспозиции и крутизны. В частности, при использовании для расчетов нормы годового испарения с горных водосборов уточненного уравнения связи М. И. Будыко (см. формулу (5.9)) значения возможных ошибок

вследствие неучета изменений радиационного баланса на склонах разной экспозиции при крутизне склонов 20° могут достигать следующих значений (табл. 19).

На примере двух горных водосборов бассейна р. Витим было рассчитано испарение по уравнению (5.9) с учетом и без учета изменений значений R в зависимости от экспозиции и крутизны склонов, на которых расположены водосборы. Результаты расчетов представлены в табл. 20.

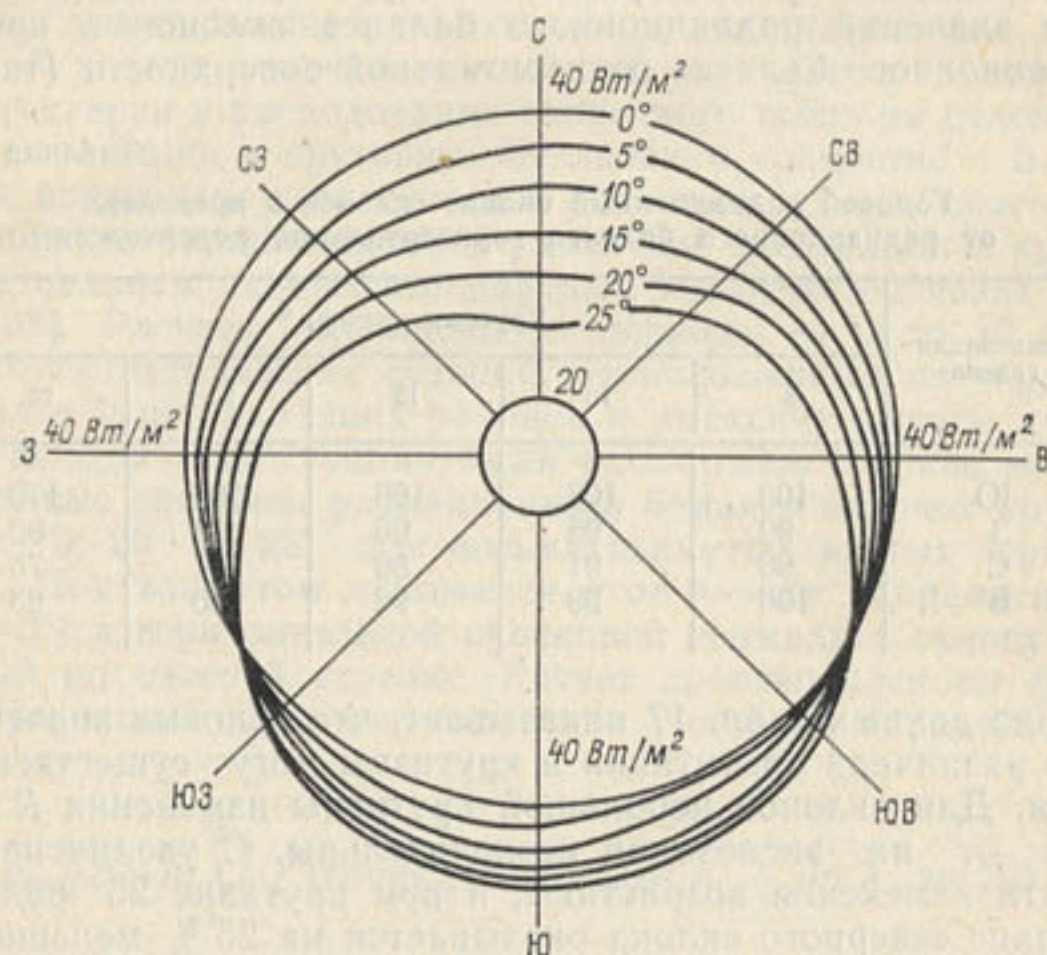


Рис. 12. Диаграмма значений радиационного баланса в зависимости от экспозиции и крутизны склонов при радиационном балансе горизонтальной поверхности, равном 40 Вт/м^2 (Забайкалье).

Полученные данные свидетельствуют о необходимости учета изменений радиационного баланса склонов в зависимости от их ориентации и крутизны при расчетах испарения по уравнениям связи. Что касается других элементов водного баланса: осадков, стока, изменения влагозапасов, то на распределение их годовых значений крутизна и экспозиция склонов прямого воздействия не оказывают. В данном случае более существенное влияние имеет ориентация склонов по отношению к направлениям переноса влагонасыщенных воздушных масс. Так, например, в бассейне р. Кызылча (юго-западный Тянь-Шань) многолетние средние годовые слои стока распределяются в зависимости от экспозиций склонов следующим образом [42]. На южных склонах годовой слой стока

Таблица 18

Радиационный баланс склонов в процентах от радиационного баланса горизонтальной поверхности для территории Башкирии (теплый период года) [12]

Крутизна склона	Экспозиция склона							
	Ю	ЮЗ	З	СЗ	С	СВ	В	ЮВ
$1^\circ 30'$	102	101	100	99	99	99	101	102
3 00	102	101	99	97	96	97	100	102
5 00	105	102	98	94	92	85	100	104
8 30	109	104	97	90	88	93	101	107
17 30	117	112	96	85	78	86	101	114
30 00	127	117	94	71	66	77	101	122

Таблица 19

Ошибки определения по уравнению (5.9) нормы годового испарения с различно ориентированных горных склонов крутизной 20° при радиационном балансе горизонтальной поверхности $26,6$ и $53,2 \text{ Вт/м}^2$ и разных нормах годовых осадков

Экспозиция склона	Осадки, мм	Ошибка определения E %	Экспозиция склона	Осадки, мм	Ошибка определения E %
При $R=53,2 \text{ Вт/м}^2$			При $R=26,6 \text{ Вт/м}^2$		
С	300	+5	С	300	+11
	500	+10		500	+18
	700	+14		700	+21
Ю	300	-2	Ю	300	-5
	500	-4		500	-6
	700	-5		700	-7

Таблица 20

Расчет по уравнению (5.9) нормы годового суммарного испарения с использованием значений радиационного баланса горизонтальной поверхности R и с учетом радиационного баланса склонов R'

Река — пункт	P мм	R, R' Вт/м 2	T Вт/м 2	E мм	Ошибка определения, %
Расчет E по P и R'					
Мама — пос. Чукча	790	32,0	9,0	259	—
Энгажимо — пос. Энгажимо	683	37,8	7,7	322	—
Расчет E по P и R					
Мама — пос. Чукча	790	39,8	9,0	343	+37
Энгажимо — пос. Энгажимо	683	34,4	7,7	287	-11

составляет 907 мм, на юго-восточных 864 мм, на северо-восточных 854 мм и на юго-западных 800 мм. В данном случае распределение стока аналогично распределению снеготопав, а последние тесно связаны с характером ориентации склонов по отношению к направлениям влагопереноса.

5.3. ОСОБЕННОСТИ РАСЧЕТОВ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА РАЗЛИЧНЫХ ГОРНЫХ ЛАНДШАФТОВ

Бассейн крупной горной реки со средними высотами водосборов 2500—3000 м охватывает, как правило, несколько высотных поясов. В общем случае можно последовательно выделить степной, лесо-лугово-степной, альпийский и гляциально-нивалый пояса. Степной вертикальный пояс характерен для предгорий, гляциально-нивалый имеет место в горно-ледниковых бассейнах, верхние зоны которых расположены обычно выше 4000 м над ур. м. Расчеты основных элементов водного баланса в степном поясе мало отличаются от обычных расчетов составляющих водного баланса для зоны степей в равнинных условиях, так как в большинстве случаев указанный высотный пояс достаточно освещен данными гидрометеорологических наблюдений. Для расчетов отдельных элементов баланса здесь могут применяться те же методы, которые используются в равнинных условиях для данной природной зоны.

Лесо-лугово-степной пояс в отношении закономерностей формирования элементов водного баланса изучен также довольно хорошо. Большинство экспериментальных воднобалансовых исследований в горах выполнены или выполняются именно в данном поясе. Расчеты отдельных элементов водного баланса имеют здесь следующие особенности. Несмотря на существующую сеть осадкомерных пунктов определение среднего для водосбора слоя атмосферных осадков в этом поясе встречает значительные трудности. Это связано с необходимостью корректировки измеренных значений осадков, методика которой применительно к горным условиям разработана весьма слабо. Как известно, в равнинных условиях при воднобалансовых исследованиях в показания стандартного осадкомера Третьякова вводятся четыре вида поправок: на смачивание, испарение из осадкомерного ведра, ветровой недоучет и надувание «ложных» осадков (см. п. 3.1). Первая поправка не зависит от места расположения прибора (равнинные или горные условия), в связи с чем в условиях гор можно использовать методику ее определения, разработанную для равнинных территорий [111]. В связи с уменьшением теплоэнергетических ресурсов по мере увеличения высоты местности значение поправки на испарение из осадкомерного ведра будет постепенно уменьшаться с ростом высоты местности. Учитывая малые значения этой поправки, ею можно пренебречь [117]. Определение поправки на ветровой недоучет в горных условиях осложняется особым режимом ветра в горах. Для ее определения рекомендуется методика ГГО, уточ-

ненная за счет учета особенностей ветрового режима при снегопадах и условий защищенности метеостанций в горах [117]. Для корректировки месячных сумм осадков в горах может использоваться формула В. С. Голубева [49]

$$P = (P' + P_c)(1 + kN^2U_2^2\lambda), \quad (5.3)$$

где P — исправленные осадки, мм; P' — измеренные осадки; P_c — сумма потерь на смачивание, мм; λ — коэффициент; U_2 — средняя месячная скорость ветра на высоте 2 м, м/с; k — средний месячный коэффициент ветрового недоучета; N — показатель структуры и скорости падения осадков.

Еще более сложной представляется корректировка осадков, измеренных суммарными осадкомерами. Единая методика такой корректировки отсутствует.

Для оценки суммарного испарения с луговых горных склонов используются обычно расчетные методы, так как применение почвенных испарителей в горах ограничено. Эти методы можно подразделить на две группы: методы, основанные на эмпирических зависимостях испарения от гидрометеорологических факторов, и методы, основанные на совместном рассмотрении уравнений водного и теплового балансов. Большинство предложенных расчетных формул относятся к первой группе методов. Так, В. П. Вальсаян [24] при расчете суммарного испарения с территории Армянской ССР использовал зависимость испарения от температуры воздуха, количества осадков и времени года.

И. С. Соседов и Л. Н. Филатова предложили рассчитывать интенсивность испарения dE (мм/сут) в условиях Заилийского Алатау по следующей формуле:

$$dE = 1/[(at_{13} + b) \cos \alpha], \quad (5.4)$$

где a и b параметры, значения которых определяются в зависимости от высоты, экспозиции и времени года; α — угол наклона склона; t_{13} — температура воздуха в 13 ч.

Л. П. Мазур [89] для условий Заилийского Алатау предложила формулу

$$E = 0,074H^{0,71} \sqrt[3]{d} \cdot 1,08^t \zeta, \quad (5.5)$$

где E — месячное значение испарения, мм; H — высота над уровнем моря, м; d и t — средние месячные значения дефицита влажности воздуха и температуры воздуха на склоне расчетной экспозиции; ζ — суммарный коэффициент, учитывающий продолжительность дня и высоту стояния Солнца над горизонтом.

Близкие по смыслу формулы для расчета испарения в горах Заилийского Алатау ранее были предложены А. Ф. Литовченко [87].

Рассматривая эмпирические зависимости, необходимо иметь в виду, что они получены для конкретных горных водосборов

в условиях определенной горной территории и поэтому являются локальными. Использование их для других горных районов приводит, как правило, к значительным погрешностям.

Методика расчета испарения с залесенных частей горных водосборов почти не разработана. Однако опытные данные свидетельствуют о том, что испарение с леса всегда выше, чем испарение с луговых поверхностей. По данным В. А. Семенова, это превышение за теплый период в среднем составляет 15—20 % [111]. И. С. Соседов установил, что для условий Заилийского Алатау потери на испарение с хвойного леса на северных склонах за теплый период года в 1,4—1,6 раз превышают суммарное испарение с луговых склонов [117].

В последние годы все большее распространение при оценке суммарного испарения с горных водосборов лесо-лугово-степной зоны получает метод совместного решения уравнений водного и теплового балансов. Подробно данный метод рассмотрен в следующем разделе.

Использование для оценки испарения с луговых горных склонов методик, разработанных для равнинных территорий, в большинстве случаев приводит к неудовлетворительным результатам. Это касается и комплексного метода [37], и метода В. С. Мезенцева, и метода А. Р. Константинова [39].

Альпийский высотный пояс в воднобалансовом отношении изучен намного слабее, чем два нижерасположенных пояса. В пределах данного пояса большое распространение имеют осыпи. Как указывает Соседов [117], важной характеристикой осыпей, определяющей во многом их гидрологические свойства, является крупность камней.

Осыпи обладают большой скважностью, малой гигроскопичностью и особым температурным режимом. Поверхностный сток на осыпях не наблюдается. Влага, образующаяся в результате снеготаяния или выпадения дождевых осадков, просачивается вглубь осыпи, формируя грунтовый сток. Для оценки возможного наибольшего задержания влаги в осыпи В. С. Соседовым предложена следующая зависимость [117]:

$$B_{\pi} = Sh_{\pi}, \quad (5.6)$$

где S — суммарная поверхность камней; h_{π} — соответствующий ей наибольший слой смачивания.

В. Г. Голубцовым [50] для определения влагозапасов в осыпях предложено следующее выражение:

$$M = (M_0 + x) \exp(-E_0/M_{\max}), \quad (5.7)$$

где M — влагозапасы в определенном слое осыпи, мм; M_0 — влагозапасы в начальный момент времени, мм; $M_{\max}$ — максимальная водоудерживающая способность осыпи, мм; E_0 — максимально возможное испарение, мм; x — параметр, определяемый в зависимости от соотношения осадков и дефицита влагозапасов осыпи.

Испарение с осыпей в высокогорной зоне, как показали результаты выполненных исследований, в 4—5 раз меньше, чем испарение с луговых склонов [50]. Для практических расчетов испарения с осыпей Соседовым [117] рекомендована следующая формула:

$$E' = \tilde{c}N', \quad (5.8)$$

где N' — число случаев наличия осадков в осадкомерном ведре при двухсрочных наблюдениях; $\tilde{c}$ — параметр, зависящий от крупности осыпей, высоты местности и экспозиции склона; для северного склона Заилийского Алатау этот параметр изменяется от 0,70 до 1,60.

Некоторое представление о месячных и сезонных значениях испарения с осыпей дает табл. 21.

Таблица 21

Испарение с осыпей на северном склоне Заилийского Алатау (по И. С. Соседову [117]), мм

Склон	Крупность каменей, см	Месяц				Сумма за период
		VI	VII	VIII	IX	
		H=2270 м, 1971 г.				
Южный	Крупные (15,5)	14,2	33,3	20,7	10,3	78,5
		H=3340 м, 1971 г.				
Южный	Крупные (15,2)	(40,0)	33,2	24,7	12,2	110
		H=3340 м, 1971 г.				
Северный	Мелкие (7,2)	(42,0)	39,0	27,1	13,9	122
		H=3340 м, 1969 г.				
Северный	Крупные (20,0)	6,2	20,3	6,5	10,8	43,8

Особенности формирования и расчета основных элементов водного баланса в гляциально-нивальном поясе рассмотрены в п. 5.5.

5.4. СОВМЕСТНОЕ РЕШЕНИЕ УРАВНЕНИЙ ТЕПЛОВОГО И ВОДНОГО БАЛАНСОВ ГОРНЫХ ВОДОСБОРОВ

В последнее время при оценке суммарного испарения с горных водосборов стали применяться методики, основанные на совместном решении уравнений теплового и водного балансов. М. И. Кирилюк при расчетах годовых значений испарения с водосборов

Закарпатской стоковой станции использовал уравнение связи М. И. Будыко (2.8), результаты расчетов по которому оказались вполне удовлетворительными [70]. В. А. Позмогов [117] применил для оценки испарения с водосборов неизученных рек Северной Киргизии уравнение связи В. С. Мезенцева (3.49). По данным этого автора, расчеты по уравнению (3.49) дают также вполне удовлетворительные результаты (ошибки до $\pm 10\%$ при значении параметра $n=2$). В. С. Вуглинским [37] была исследована возможность использования формулы М. И. Будыко (2.8) для определения нормы годового испарения с горных водосборов бассейна р. Витим. Рассчитанные значения испарения оказались систематически завышенными по сравнению со значениями испарения, определенными методом водного баланса при исправленных значениях осадков (табл. 22).

Таблица 22

Рассчитанные значения среднего годового суммарного испарения с горных водосборов бассейна р. Витим, мм

Река — пункт	Средняя высота водосбора, м	Способ расчета	
		по уравнению (2.8)	по уравнению водного баланса
Амалат — с. Усть-Антосе	1190	335	313
Малый Амалат — с. Малый Амалат	1210	333	298
Чина — пгт Троицкий	1440	361	311
Богдарин — с. Богдарин	1230	340	300
Калакан — с. Калакан	1060	393	318
Бодайбо — ст. Красноармейская	850	378	312
Мама — пос. Чукча	1960	347	219

Результаты расчетов по формуле (2.8) оказываются тем более завышенными, чем меньше значения радиационного баланса увлажненной поверхности R_0 и чем больше значение осадков P . Расхождение рассчитанных значений испарения может быть объяснено тем, что при выводе формулы (2.8) Будыко принял для оценки испаряемости выражение $E_0 = R_0/L$ без учета турбулентного теплообмена с атмосферой T , который в горах нередко сопоставим со значением радиационного баланса. В этом случае неправомерно считать, что испаряемость определяется только радиационным балансом. Количество тепловой энергии, которое может быть использовано на испарение, в этом случае будет определяться разностью радиационного баланса и турбулентного теплообмена, на что в свое время указывали Андреянов [3] и Будаговский [19]. Таким образом, использование формулы (2.8) для расчета испарения с достаточно увлажненных горных территорий возможно лишь при уточнении зависимости для определе-

ния испаряемости, т. е. принятии $E_0 = (R - T)/L$. В этом случае уточненная формула Будыко приобретает вид

$$E = \sqrt{\frac{P(R-T)}{L} \operatorname{th} \frac{PL}{R-T} \left(1 - e^{-\frac{(R-T)}{PL}}\right)}. \quad (5.9)$$

По формуле (5.9) были рассчитаны средние многолетние годовые значения испарения с 23 водосборов бассейна р. Витим. Значения радиационного баланса определялись по формуле [37]

$$R = 144,7 - 1,98\varphi - 0,0254(H - 500)^{0,7}, \quad (5.10)$$

где φ — широта местности; H — высота местности над уровнем моря, м. При этом учитывались экспозиция и крутизна склонов и турбулентный теплообмен путем совместного решения уравнения теплового баланса и уравнения Магнуса (см. п. 2.1). Сопоставление значений суммарного испарения, рассчитанных по формуле (5.9) и методом водного баланса, показало их достаточно хорошую сходимость (отклонения в большинстве случаев не превышали $\pm 10\%$).

В. Е. Чуб при определении месячных значений испарения с малых горных водосборов юго-западного Тянь-Шаня также использовал уточненную Андреяновым расчетную схему Будыко. При этом им были внесены дополнения, касающиеся способов определения радиационного баланса R_0 и влагозапасов почвы [135]. Как и Кирилюк [70], автор определял радиационный баланс с учетом экспозиции и крутизны склонов. Расчет средних влагозапасов почвы для малых горных водосборов производился Чубом по методике, несколько отличной от предложенной Андреяновым с построением «розы экспозиций» [135]. Влажность почвы рассчитывалась как средневзвешенная по экспозициям и типам растительности.

Совместное решение уравнений водного и теплового балансов с вышеуказанными изменениями позволило Чубу получить удовлетворительные результаты [135]. Вместе с тем необходимо отметить, что предложенная им схема расчета может быть применима лишь при наличии фактических данных наблюдений за влажностью почвы, что в большинстве случаев трудно выполнимо.

5.5. ВОДНЫЙ БАЛАНС ГЛЯЦИАЛЬНО-НИВАЛЬНОГО ПОЯСА

Структура водного баланса гляциально-нивального пояса существенным образом отличается от структуры нижерасположенных поясов. Это связано, во-первых, с особым характером подстилающей поверхности в неледниковой части территории, представленной, как правило, осыпями и скалами и, во-вторых, с наличием ледниковых покровов, играющих важную роль в формировании водного баланса в пределах данного высотного пояса.

Уравнение водного баланса высокогорного речного бассейна для годового периода может быть представлено в следующем виде:

$$P - E_{\text{сн}} - E_{\text{л}} - Y_{\text{л}} - Y_{\text{з}} + \Delta S = 0, \quad (5.11)$$

где P — годовая сумма осадков (жидких и твердых); $E_{\text{сн}}$ и $E_{\text{л}}$ — испарение со снега и с незаśnieженной поверхности бассейна; $Y_{\text{л}}$ — ледниковый сток; $Y_{\text{з}}$ — сток в замыкающем створе; ΔS — изменение запасов влаги в бассейне. Составляющие уравнения — P , $E_{\text{сн}}$, $E_{\text{л}}$, ΔS — относятся к неледниковой части речного бассейна.

Речной сток в замыкающем створе бассейна $Y_{\text{з}}$ вычисляется по данным гидрометрических измерений. Организация таких измерений в гляциально-нивальной зоне представляет достаточно сложную задачу. На территории СССР существует лишь несколько гидрометрических постов, регулярно измеряющих сток в высокогорье. Подавляющее большинство горных систем не охвачены стандартными наблюдениями за речным стоком. В этом случае для определения стока с неледниковой части бассейна используются различные косвенные методы. Одним из возможных путей является расчет стока по осадкам и среднему значению коэффициента стока. Данный прием, согласно работе [46], применим как для годовых, так и более коротких интервалов времени (сезон и месяц). Следует подчеркнуть, что для неледниковых частей высокогорных бассейнов характерны высокие коэффициенты стока. Так, для Кавказа годовой коэффициент стока $\eta = 0,90$, для Альп $\eta = 0,87 \dots 0,91$, для Полярного Урала $\eta = 0,94$, для Заилийского Алатау $\eta = 0,95 \dots 1,0$. Можно также определять сток за годовой период по уравнению водного баланса как разность осадков и испарения. При этом сезонные суммы испарения рекомендуется определять по графическим зависимостям их от высоты и экспозиции склонов с последующим их суммированием. Для оценки осадков используются связи с высотой местности. Однако экстраполяция на высокогорье связей осадков и испарения с высотой местности, полученных, как правило, по данным нижерасположенных поясов, в большинстве случаев дает мало надежные результаты.

Данные о стоке ледниковых областей в большинстве случаев отсутствуют, поэтому для оценки данной составляющей уравнения (5.11) используются различные методические подходы. Одним из них является решение уравнения водного баланса ледника относительно стока за теплый период года $Y_{\text{т}}$:

$$Y_{\text{л}} = Y_{\text{т}} + P + E_2 - E_1 - L_1 - \Delta S_{\text{л}}, \quad (5.12)$$

где $Y_{\text{т}}$ — вода, образующаяся в результате таяния льда, фирна и снега; P — жидкие осадки, выпадающие на поверхность ледника; E_1 и E_2 — соответственно испарение и конденсация воды, происходящие в основном на поверхности ледника; L_1 — повторное замерзание талых и дождевых вод на поверхности ледника и в его толще; $\Delta S_{\text{л}}$ — изменение запасов воды на поверхности ледника, в его толще и под ним.

Определяющую роль в формировании ледникового стока играет характер таяния, которое служит главной составной частью процесса абляции ледника. Физически наиболее обоснованным приемом определения величины таяния является решение уравнения теплового баланса тающей поверхности ледника. Однако реальные возможности таких расчетов сильно ограничены отсутствием необходимой информации, поэтому наибольшее применение получили зависимости таяния или абляции ледника от температуры воздуха. Наиболее распространенной зависимостью для оценки величины таяния за весь период абляции является формула А. Н. Кренке и В. Г. Ходакова [76]:

$$Y_{\text{т}} = (t_{\text{VI-VIII}} + 9,5)^3, \quad (5.13)$$

где $Y_{\text{т}}$ — абляция за сезон; $t_{\text{VI-VIII}}$ — средняя температура воздуха за июнь—август.

Другим важным компонентом уравнения (5.11) являются жидкие осадки, которые могут составлять от 15 до 30 % абляции. Остальные компоненты этого уравнения, как правило, играют подчиненную роль. Для примера в табл. 23 представлен водный баланс ледника Джанкуат [46].

Таблица 23

Водный баланс ледника Джанкуат (Кавказ) [46], млн. м³

Характеристика	Год		
	1968-69	1969-70	1970-71
Таяние льда, фирна и зимнего снега	11,3	7,8	9,8
Летние осадки	1,1	1,6	1,2
Приход	12,4	9,4	11,0
Сток	12,2	8,9	10,2
Повторное замерзание талых вод	0,5	0,5	0,5
Расход	12,7	9,4	10,7
Невязка	-0,3	0,0	0,3

Заканчивая рассмотрение вопроса о стоке в гляциально-нивальном поясе, следует отметить важную роль этого пояса в формировании общих ресурсов влаги крупных и средних рек, нижние части водосборов которых расположены на предгорных равнинах. Согласно исследованиям М. Н. Большакова, В. И. Михайловой и К. В. Цыценко [13], основные ресурсы влаги в горах северного Тянь-Шаня образуются в высотной зоне между концами ледников и фирновой линией. Авторы отмечают, что высокогорная область выше отметок 3000—3300 м, которая включает ледниковые, скальные и крупнообломочные поверхности, в отдельные годы дает 80—88 % годового стока речных бассейнов по выходе рек из гор, в связи с чем эта область может быть названа областью наиболее активного формирования стока. В среднем на данную зону

приходится от 30 до 40 % общего речного стока горных рек в зоне формирования.

Осадки в неледниковой части высокогорного бассейна определяются по данным осадкомерных приборов (преимущественно суммарных осадкомеров), а для твердых осадков также и путем проведения снегомерных съемок. Суммарные осадкомеры в сложных горных условиях могут быть установлены без дополнительных затрат на содержание жилых и подсобных помещений. Условия их установки приводят к дополнительным, в сравнении с обычными, погрешностям измерений (например, за счет надувания снега с окружающих склонов, образования «снежных шапок», закрывающих приемное отверстие и др.). По данным А. Ф. Литовченко [87], исследовавшего вопрос о погрешностях показаний суммарных осадкомеров, недоучет осадков в горах Заилийского Алатау в многолетнем разрезе составил 10—16 %. В качестве эталона Литовченко использовал ямочные дождемеры, установленные вровень с поверхностью земли.

Переход от точечных показаний в горах к оценке слоя осадков в бассейне достаточно сложен, так как основная часть осадкомеров приурочена к дну долин, а режим осадков на склонах освещен значительно хуже. Что касается снегомерных съемок, то в связи с большой трудоемкостью их проведения в горных условиях они не получили значительного распространения. Заслуживает внимания опыт САНИИ по проведению аэровизуальных наблюдений за высотой снега с вертолета по специально установленным рейкам [116].

При отсутствии натурных данных наблюдений для оценки осадков в высокогорной зоне может быть применен метод Кренке и Ходакова, согласно которому годовая сумма осадков на уровне фирновой линии принимается равной снегозапасам, которые рассчитываются по сумме положительных значений температуры воздуха и стаиванию на 1 °С. При этом полученное значение должно быть исправлено на значение испарения. Детальное изложение вопроса о закономерностях поступления осадков на горные склоны дано в монографии [117].

Вопрос об оценке испарения с горных водосборов детально рассмотрен в работе Л. Н. Филатовой [129]. В качестве основной зависимости для расчета средней месячной интенсивности испарения снега в горах Заилийского Алатау ею предложена формула

$$I_* = 0,26k_U(e_0 - 0,9e_2 + 0,3), \quad (5.14)$$

где k_U — поправочный коэффициент; e_0 — влажность насыщения, определенная по температуре подстилающей поверхности; e_2 — влажность воздуха на высоте 2 м.

Для расчета e_0 Филатовой предложен вспомогательный график, связывающий эту величину с температурой воздуха и экспозицией склона. Поправочный коэффициент k_U изменяется в зависимости от скорости ветра от 0,8 (при $U = 1$ м/с) до 2,1 (при $U = 7$ м/с).

М. И. Иверонова, детально исследовавшая процесс испарения снега в горах Терской-Алатау, получила следующую зависимость для расчета интенсивности испарения [62]:

$$I_* = (0,0096 + 0,0036U_2)(e_0 - e_2). \quad (5.15)$$

Предложен также ряд аналогичных формул, полученных в разных горных районах страны. Как справедливо отмечает Соседов [117], такого рода эмпирические зависимости имеют региональное значение и не могут претендовать на универсальное использование во всех горных районах.

Характерным видом поверхности в высокогорной зоне, как было отмечено, являются осыпи и скалы. Испарение с осыпей в зимний период, согласно Соседову [117], соответствует испарению снега на луговых склонах, расположенных на тех же высотных отметках. На скалах в связи с отсутствием снега на значительной части скальных покровов вследствие его ветрового сноса или обрушения в виде лавин и обвалов суммарное испарение ниже, чем на луговых склонах той же высоты.

При расчете водного баланса за периоды меньше года должна выполняться оценка изменений влагозапасов в неледниковой части бассейна. Практически такие оценки не производятся из-за большой сложности организации соответствующих измерений. Объемы этих изменений, как правило, невелики и практически не сопоставимы с остальными элементами уравнения (5.11).

Глава 6

АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВОДНОГО БАЛАНСА РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Среди многочисленных проблем современной гидрологии, привлекающих внимание исследователей, проблема управления водным балансом отдельных территорий занимает одно из важных мест. Ее решение непосредственным образом связано с эффективностью использования водных ресурсов в будущем. Стержнем данной проблемы является вопрос о роли антропогенных факторов в формировании элементов водного баланса.

Деятельность человека с давних пор оказывала определенное воздействие на элементы гидрологического цикла. Это связано с ростом численности населения, расширением производства, вырубкой лесов, сельскохозяйственным освоением обширных территорий и др. В южных районах нашей страны (Кавказ, Средняя Азия) в течение многих сотен и даже тысяч лет развивалось орошаемое земледелие, сопровождающееся прямым изъятием стока из русел рек с последующей подачей воды на поля. В течение долгого времени влияние хозяйственной деятельности на речной сток и другие элементы водного баланса не было заметным на фоне их значительных естественных колебаний. Такое положение

сохранялось вплоть до начала нынешнего столетия, когда в пределах ограниченных территорий и малых водосборов были отмечены изменения стока и испарения под влиянием антропогенных факторов.

В России научный интерес к данной проблеме возник в последней четверти прошлого века в связи с интенсивной вырубкой лесов и началом осушения болот после крестьянской реформы. В нашем веке она вновь привлекла к себе внимание в 30-е годы, когда были начаты широкие мелиоративные мероприятия по повышению плодородия сельскохозяйственных земель южной зоны ЕТС. В 1939 г. Б. В. Поляков [104] высказал предположение о том, что под влиянием агротехнических и лесомелиоративных мероприятий в степных и лесостепных районах страны возможно уменьшение годового стока. В дальнейшем вопросы антропогенного влияния на водные ресурсы и водный баланс речных бассейнов находились в поле зрения многих отечественных ученых — М. И. Львовича [88], С. В. Басса [8], Л. В. Дунин-Барковского [55], К. Е. Иванова [60], С. И. Харченко [130], А. Г. Булавко [22], А. П. Бочкова [15], В. Е. Водогрецкого [30] и др. К настоящему времени межбассейновые переброски, заборы и сбросы вод на хозяйственные нужды в отдельных речных бассейнах достигли таких размеров, что стали сопоставимы с остальными элементами баланса. Они учитываются при изучении баланса в качестве самостоятельных элементов. Крупной обобщающей работой в рассматриваемой области явилась монография И. А. Шикломанова [137], в которой впервые на единой методической основе с широким использованием данных многолетних гидрометеорологических наблюдений выполнена оценка влияния хозяйственной деятельности на годовой сток основных рек страны и дан прогноз изменения их водности на далекую перспективу.

Авторы не ставили перед собой задачу подробного рассмотрения результатов исследований по данной проблеме. Этот вопрос достаточно полно освещен в работе [137]. Ниже изложены некоторые общие соображения, касающиеся методики подобных исследований, а также результаты оценок влияния хозяйственной деятельности в бассейнах отдельных рек, полученные при участии авторов в последние годы на основании материалов Единой системы государственного учета вод и их использования.

6.1. МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ЭЛЕМЕНТЫ ВОДНОГО БАЛАНСА РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Согласно современным представлениям [137], все факторы хозяйственной деятельности по характеру воздействия на гидрологические процессы подразделяются на две группы:

1) факторы, оказывающие основное воздействие в русле реки (создание и эксплуатация водохранилищ, заборы и сбросы вод, переброски стока и др.);

2) факторы, оказывающие основное влияние на условия стока талых и дождевых вод в результате воздействия на поверхность водосбора (агротехнические и лесомелиоративные мероприятия, урбанизация, осушение, орошение и др.).

В пределах отдельных крупных водосборов, расположенных в наиболее обжитых районах страны, действует большое число факторов, относящихся к обеим группам. Факторы первой группы в своем большинстве оказывают непосредственное влияние на режим и значение речного стока, почти не затрагивая других элементов баланса. Только при создании водохранилищ несколько увеличивается суммарное испарение с водосборов. Вторая группа факторов приводит к более существенным изменениям таких элементов баланса (не говоря о речном стоке), как испарение, запасы влаги в почвогрунтах и запасы подземных вод. С практической точки зрения наиболее важным является вопрос об оценке возможного изменения речного стока под влиянием хозяйственной деятельности, так как именно этот элемент водного баланса отражает в конечном итоге суммарное воздействие антропогенных факторов на отдельные составляющие гидрологического цикла в пределах речного водосбора.

Задача гидрологических исследований обычно заключается в восстановлении значений естественного стока в замыкающем створе водосбора, т. е. того стока, который имел бы место при отсутствии влияния хозяйственной деятельности. Одним из возможных приемов восстановления стока является использование следующего уравнения:

$$Y = Y_1 + Y_\alpha - Y_\beta \pm Y_\gamma + Y'_\alpha - Y'_\beta + \Delta E \pm \Delta S_{\text{вдх}}, \quad (6.1)$$

где Y — восстановленный сток; Y_1 — сток, измеренный в замыкающем расчетный участок створе; Y_α — водозаборы из основного русла реки; Y_β — сбросы вод в основное русло; Y_γ — переброска вод по каналам из одной речной системы в другую; Y'_α — водозаборы из боковых притоков; Y'_β — сбросы вод в боковые притоки; $\Delta S_{\text{вдх}}$ — изменение запасов воды в водохранилищах (аккумуляция); ΔE — превышение испарения с водной поверхности водохранилища над испарением с поверхности суши, равной по площади зеркалу водохранилища (без площади русла).

Для засушливых районов величина Y в выражении (6.1) может быть названа условно восстановленным стоком вследствие неучета естественных потерь воды на испарение и фильтрацию в руслах рек. Результаты расчетов показывают, что эти потери не превышают 5—10 % среднего многолетнего годового стока реки. При использовании уравнения (6.1) также не учитываются возможные изменения речного стока в результате проведения различных хозяйственных мероприятий на водосборе, поскольку отсутствует методика такой оценки для реальных лет. Современные оценки, выполненные для средних многолетних условий, показывают [30], что снижение стока под влиянием таких мероприятий для многих

рек увлажненной зоны не превышает 1—5 % его среднего многолетнего годового значения.

Несколько слов следует сказать и об учете при восстановлении стока так называемых компенсационных факторов, влиянию которых в работах, посвященных оценке влияния орошения на сток, отводилась существенная роль [55]. В качестве основных факторов, компенсирующих потери воды при развитии орошения, рассматривались осушение ранее заболоченных земель, замена влаголюбивой дикорастущей растительности, уменьшение разливов рек, сокращение продолжительности затопления пойменных участков. Не вдаваясь в подробности, отметим, что основная роль отводится компенсационным факторам в бассейнах рек районов орошаемого земледелия, вследствие чего в этих случаях их неучет может снижать надежность восстановления речного стока по выражению (6.1).

Применение предложенного метода восстановления речного стока наиболее перспективно при использовании данных непосредственных гидрометрических наблюдений за речным стоком, получаемых на сети станций и постов Госкомгидромета, и данных по использованию вод, получаемых органами Минводхоза СССР в рамках единой общегосударственной системы учета вод и их использования в народном хозяйстве. Техническим приемом, с помощью которого осуществляется увязка гидрометрических измерений и данных учета использования вод, является уравнение руслового водного баланса

$$Y_0 + Y_2 + Y_3 - Y_\alpha + Y_\beta - Y_1 + P - E \pm \Delta S_{\text{вдх}} = \eta, \quad (6.2)$$

где Y_0 — приток речных вод, измеренный на верхнем (входном) гидростворе участка реки; Y_2 — боковая приточность на участке, определенная по данным гидрометрических измерений; Y_3 — боковая приточность на участке, не учитываемая гидрометрическими измерениями. Эта величина определяется расчетными приемами и является поэтому приближенной; Y_α — забор вод из русла по данным учета использования вод; Y_β — сброс вод в пределах расчетного участка русла после их использования по данным учета использования вод; Y_1 — сток реки в нижнем гидростворе участка; P — атмосферные осадки, выпадающие на зеркало водохранилищ, расположенных в пределах расчетного участка; E — испарение с зеркала водохранилищ; $\Delta S_{\text{вдх}}$ — изменение запасов воды в водохранилищах (аккумуляция); η — невязка баланса, включающая неучитываемые элементы баланса, такие, как потери стока на испарение с русел рек и с поймы при разливах, неучитываемые водозаборы и сбросы вод, а также суммарную ошибку определения всех учитываемых уравнением (6.2) элементов.

Изложенная выше методика восстановления речного стока по зависимости (6.1) с использованием данных по учету вод выгодно

отличается от приемов оценки влияния хозяйственной деятельности на сток, предложенных различными авторами [30, 88] для многолетних условий, так как позволяет оценить влияние антропогенных факторов на сток за реальные годы.

6.2. ИЗМЕНЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ ПОД ВЛИЯНИЕМ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Оценка изменений годового стока ряда крупных рек СССР под влиянием антропогенных факторов была выполнена по изложенной выше методике на основании данных по учету вод и их использования за 1976 и 1977 гг. Потери стока за счет влияния отдельных видов хозяйственной деятельности представлены в табл. 24. Они получены на основании составления русловых

Таблица 24

Потери стока под влиянием отдельных видов хозяйственной деятельности

Река	Разность заборов и сбросов воды, км³	Переброска вод, км³	Аккумуляция в водохранилищах, км³	Потери на дополнительное испарение с водохранилищ, км³	Суммарные потери, км³
1976 г.					
Волга	2,30	-1,55	2,68	1,80	5,20
Днепр	0,37	4,57	2,07	0,45	7,46
Кубань	3,47	2,87	0,03	0,01	6,38
Урал	1,80	—	—	—	1,80
1977 г.					
Волга	3,12	-1,47	18,5	2,07	22,2
Днепр	1,59	3,28	-0,76	0,65	4,76
Дон	2,38	0,41	4,50	0,42	7,71
Кубань	3,83	2,88	1,58	0,01	8,30
Терек	3,03	—	—	—	3,03
Кура	10,0	—	-0,86	0,22	9,4
Урал	1,76	—	—	—	1,76
Амударья	45,91	—	—	—	45,91

Примечание. Положительные значения характеризуют накопление запасов воды в водохранилище, отрицательные — их сработку.

водных балансов по отдельным участкам некоторых рек с использованием зависимости (6.2). Невязки русловых водных балансов (табл. 25) свидетельствуют о достаточной надежности гидрометрических данных и материалов по учету использования вод, которые в дальнейшем были положены в основу при восстановлении

речного стока. Из данных табл. 25 следует, что, в большинстве случаев невязки не выходят за пределы точности измерения и подсчета стока (5 % стока в створе измерения). В основном невязки баланса зависят от точности измерения стока и определения бокового притока, а также от надежности учета водозаборов и сбросов воды.

Таблица 25

Невязки стока в бассейнах рек за 1977 г.

Река	Створ	Невязка стока, %	Река	Створ	Невязка стока, %
Волга	Угличский гидроузел	5,38	Днепр	Днепровская ГЭС им. Ленина	1,30
"	Рыбинский гидроузел	3,60	"	Каховская ГЭС	1,98
"	Горьковский гидроузел	5,16	"	устье	0,10
Ока	г. Муром	3,98	Дон	г. Георгиу-Деж	5,90
"	г. Горбатов	2,75	"	ст-ца Казанская	1,80
Волга	г. Горький	1,29	"	г. Калач	8,45
"	г. Козьмодемьянск	0,26	"	Цимлянская ГЭС	6,95
Кама	г. Набережные Челны	0,30	"	ст-ца Раздорская	9,69
Волга	Волжская ГЭС им. В. И. Ленина	0,51	"	устье	0,22
"	ГЭС им. Ленинского комсомола	0,04	Кубань	г. Армавир	3,10
"	Волжская ГЭС им. XXII съезда КПСС	1,38	"	г. Усть-Лабинск	5,40
"	с. Верхнелебяжье	5,48	"	г. Краснодар	6,40
Днепр	г. Речица	1,80	Терек	ст. Котляревская	9,80
"	Киевская ГЭС	7,90	"	г. Моздок	10,0
"	Каневская ГЭС	0,30	Кура	г. Тбилиси	0,30
"	Кременчугская ГЭС	2,70	"	с. Хулуф	9,90
"	Днепродзержинская ГЭС	0,55	"	с. Моллакенд	0,48
			"	г. Сальяны	3,70
			Урал	пос. Махамбет	2,60
			"	г. Гурьев	14,2
			Амударья	кишл. Ильчик	-3,40
			"	тесн. Тюямуюн	-1,46
			"	кишл. Саманбай	-9,20
			"	кишл. Кызылджар	-8,10

Из анализа восстановленных значений естественного стока восьми крупных рек СССР (табл. 26) следует, что сток рек, расположенных в увлажненной зоне, в отдельные годы уменьшается под влиянием хозяйственной деятельности на 3—10 %. В 1977 г. сток Днестра оказался меньше естественного на 9 %, р. Камы — на 3,8 %, р. Днепра — на 9,4 %, р. Дона — на 25 %; сток р. Оки оказался больше естественного на 8,8 % вследствие дополнительной переброски воды в эту реку по каналу им. Москвы.

Изменения стока рек южных районов интенсивного орошения являются более значительными. Так, в 1977 г. было использовано 42 % стока р. Урала, 43 % стока р. Куры, 49 % стока р. Кубани, 84 % стока р. Амударьи.

Таблица 26

Измеренный и восстановленный сток ряда рек СССР за 1976 и 1977 гг.

Река	Сток, км³				Разность восстановленного и измеренного стока			
	1976		1977		1976		1977	
	измеренный	восстановленный	измеренный	восстановленный	км³	%	км³	%
Ока	33,1	31,3	40,6	37,3	-2,0	6,4	-3,3	8,8
Кама	67,2	68,4	85,1	88,4	1,2	1,8	3,37	3,8
Днепр	29,3	36,1	45,3	50,4	6,8	19	4,76	9,4
Дон	—	—	23,0	30,7	—	—	7,78	25,0
Кубань	9,99	16,4	8,54	16,8	6,38	39,0	8,27	49,0
Терек	—	—	8,02	11,0	—	—	3,03	27,0
Кура	—	—	13,4	23,4	—	—	10,0	43,0
Урал	3,60	5,39	2,53	4,33	1,79	33,4	1,8	42,0
Северский Донец	2,95	4,98	7,18	8,88	2,03	67,6	1,7	23,6
Днестр *	12,5	13,5	10,2	11,2	1,0	8,0	1,0	9,0

* Сток восстановлен А. И. Шерешевским.

Общее представление о наличии водных ресурсов и степени их использования в речных бассейнах, а также об особенностях хозяйственного воздействия человека на сток можно получить из анализа данных за 1977 г. по стоку рек Волги и Амударьи, находящихся в различных природных условиях.

Годовой сток р. Волги в замыкающем створе с. Верхнелебяжье в 1977 г. был равен 194,90 км³; суммарная разность забора и сброса вод 3,12 км³. Дополнительное испарение, т. е. разность испарения с водной поверхности и суши, затопленной в результате создания водохранилищ в пределах всего волжско-камского каскада, составило 2,071 км³. На пополнение запасов воды в водохранилищах (аккумуляцию) пошло 18,456 км³. Общие потери стока в бассейне р. Волги за год составили 22,179 км³, или 9 % естественных водных ресурсов, оцениваемых в 254 км³ в год.

В 1977 г. в бассейне р. Волги наблюдалось маловодье. Модульный коэффициент стока этого года был равен 0,85. Тем не менее аккумуляция в волжско-камских водохранилищах в данном году составила более 18 км³.

Наращение потерь стока по длине р. Волги под влиянием хозяйственной деятельности показано в табл. 27. Основные изменения стока в бассейне р. Волги, связанные с влиянием хозяйственной деятельности, были вызваны регулированием стока системой водохранилищ. Невязка расчета руслового баланса для р. Волги в целом составила 2,4 км³ (1 %).

В бассейне р. Амударьи характер использования стока в значительной мере отличается от того, который характерен для бассейна р. Волги. В бассейне р. Амударьи выделяются зоны форми-

Наращение потерь воды по длине р. Волги, связанных с хозяйственной деятельностью в ее бассейне в 1977 г.

Река	Створ	Разность заборов и сбросов воды, км ³	Переброска вод, км ³	Аккумуляция в водохранилище, км ³	Потери на дополнительное испарение с водохранилищ, км ³	Суммарные потери, км ³
Волга	Иваньковский гидроузел	-0,084	0,745	0,041	0,026	0,728
"	Углинский гидроузел	-0,093	0,745	0,032	0,046	0,730
"	Рыбинский гидроузел	0,029	0,745	4,166	0,187	5,127
"	Горьковский гидроузел	0,089	0,745	4,437	0,410	5,681
Ока	г. Калуга	-0,031	—	—	—	0,031
"	г. Муром	-1,222	-2,068	—	—	-3,290
"	г. Горбатов	-1,278	-2,068	—	—	-3,346
Волга	г. Горький	-1,188	-1,323	4,437	0,410	2,336
"	г. Козьмодемьянск	-1,185	-1,323	4,437	0,410	2,339
Кама	Камская ГЭС	0,210	—	0,620	0,130	0,960
"	г. Набережные Челны	1,682	—	1,470	0,130	3,282
Волга	Волжская ГЭС им. В. И. Ленина	0,642	-1,323	14,250	1,133	14,702
"	ГЭС им. Ленинского комсомола	1,093	-1,323	17,546	1,448	18,764
"	Волжская ГЭС им. XXII съезда КПСС	1,914	-1,323	18,456	2,071	21,118
"	с. Верхнелебяжье	3,125	-1,473	18,456	2,071	22,179

рования и рассеяния стока. Обычно к зоне формирования относят ту часть речного бассейна, в пределах которой формируется естественный сток.

Зона формирования стока р. Амударьи замыкается створом, расположенным несколько выше г. Керки. В пределах указанной части бассейна сток р. Амударьи формируется реками Пяндж, Вахш, Кундуз, Кафирниган, Сурхандарья и Шерабад. Ряд притоков р. Амударьи теряется в конусах выноса и не доходит до нее поверхностным путем (Зеравшан, Кашкадарья). Сток р. Амударьи у г. Керки существенно отличается от естественного вследствие значительных водозаборов и сбросов воды выше по течению. Так, забор воды в Каракумский канал составил в 1977 г. 9,468 км³, а в Каршинский — 3,17 км³. Общая разность забора и сброса вод в зоне формирования стока Амударьи с учетом заборов Каракумским и Каршинским каналами в данном году составила 18,36 км³.

Измеренный сток р. Амударьи у г. Керки в 1977 г. составил 42,58 км³. По водности год на р. Амударье был несколько ниже среднего. Ниже г. Керки в зоне использования стока на протяже-

нии около 1045 км р. Амударья не имеет поверхностного притока. Значительная доля транзитного стока разбирается на орошение сети оросительных каналов.

Суммарная разность водозаборов и сбросов воды р. Амударьи до кишл. Кызылджар (102 км от устья) в 1977 г. составила 45,55 км³. Измеренный сток у кишл. Кызылджар был равен 9,02 км³. Невязка стока, равная 6,43 км³, или 10 % естественных водных ресурсов, может быть объяснена потерями на испарение и фильтрацию в различных протоках русла р. Амударьи и неточностью учета водозаборов и сбросов воды.

Анализ данных по использованию стока р. Амударьи в 1977 г. позволил определить важнейшие статьи расходования стока реки на участке г. Керки — кишл. Кызылджар (сток в створе г. Керки принят за 100 %):

1) водозабор на хозяйственные нужды — 64 %;

2) естественные потери на испарение и фильтрацию — 15 %.

Оставшаяся часть стока (21 %) поступила на нижележащий участок реки.

Выполненные исследования по восстановлению стока ряда рек СССР показывают, что данные Государственного учета вод и их использования в народном хозяйстве в ближайшем будущем позволят на новом уровне восстанавливать значения речного стока в районах его интенсивного использования. Это обстоятельство имеет большое значение для развития гидрологической науки в целом.

Наряду с оценкой влияния хозяйственной деятельности на речной сток несомненный интерес представляют исследования по учету изменений других элементов водного баланса. Согласно современным представлениям, среди разнообразных факторов хозяйственной деятельности только орошение и крупномасштабные переброски стока способны вызвать увеличение количества выпадающих осадков. Однако при существующих темпах развития орошения ожидать сколько-нибудь ощутимого увеличения осадков за счет дополнительного испарения с орошаемых массивов нет оснований в связи с тем, что большая часть водяного пара в атмосфере формируется за счет его транзитного переноса из областей формирования влажных воздушных масс [36]. По этой же причине нельзя ожидать увеличения осадков и при осуществлении перебросок части стока северных и сибирских рек в южные районы страны (во всяком случае при реализации первых очередей этих перебросок).

Некоторые виды хозяйственной деятельности приводят к изменению суммарного испарения с речного бассейна. Наибольшее влияние на режим испарения оказывает орошение, приводящее к значительному увеличению испарения с орошаемых массивов. Так, например, развитие орошения в бассейнах рек Амударьи, Сырдарьи и Куры привело к увеличению суммарного испарения с водосборов этих рек в отдельные годы соответственно на 200, 160 и 60 мм в год. Увеличению суммарного испарения способ-

Река	Участок	Измеренный сток	Факторы антропогенного влияния на изменение речного стока						Изменение стока		Восстановленный сток
			забор стока		сброс вод	изменение запасов воды в водохранилище	дополнительные потери на испарение с водохранилища	переброска стока	на участке		
			поверхностного	подземного, дренируемого рекой							
Нева	Исток—д. Новосаратовка	64,6	1,67	0,01	-1,08				0,60	65,2	
Западная Двина	Исток—г. Витебск	8,1	0,03	0,02	-0,03				-0,01	8,11	
То же	г. Витебск—г. Даугавпилс	15,0	0,36	0,03	-0,10				0,29	15,3	
"	г. Даугавпилс—х. Липши	21,6	0,17	0,12	-0,28				-0,10	21,8	
Неман	Исток—г. Столбцы	0,74	0	0,01	0				0,01	0,75	
"	г. Столбцы—г. Гродно	7,72	0,10	0,05	-0,03				0,12	7,85	
Гауя	Исток—г. Сигулда	2,04	0,02	0,01	-0,02				0,01	2,05	
Ока	Исток—д. Костомарово	0,76	0,22	0,01	-0,04				-0,01	0,75	
"	д. Костомарово—г. Калуга	10,9	0,40	0,21	-0,67				-0,06	10,8	
"	г. Калуга—г. Муром	38,1	4,15	0,47	-2,82			-1,14	0,66	38,7	
"	г. Муром—г. Горбатов	49,1	0,59	0,22	-0,89				-0,08	48,5	
Южный Буг	Исток—г. Сабаров	2,14	0,22	0,22	-0,11				0,13	2,27	
То же	г. Сабаров—с. Александровка	6,24	1,02	0,07	-0,83				0,26	6,63	
Терек	Исток—г. Орджоникидзе	1,06	0,02	0,03	0				0,05	1,11	
"	г. Орджоникидзе—ст. Котляревская	3,43	0,56	0,02	-0,13				0,45	3,93	
"	ст. Котляревская—г. Моздок	6,05	2,55	0,08	-0,11				2,52	9,07	
"	г. Моздок—ст. Каргалинская	8,03	3,72	0,07	-0,52				3,27	14,3	
Северский Донец	Исток—г. Готвальд	2,80	0,58	0,18	-0,50				0,28	3,08	
То же	г. Готвальд—г. Лисичанск	4,50	2,31	0,55	-1,03			0,53	1,83	7,14	
"	г. Лисичанск—ст. Большая Калитва	5,70	0,68	1,16	-0,94				0,90	9,24	

ствует также создание водохранилищ и прудов в пределах речных бассейнов. Однако даже в тех бассейнах, где созданы каскады крупных водохранилищ (бассейны рек Волги, Днепра, Ангары, Сырдарьи), согласно нашим данным, этот вид хозяйственной деятельности не приводит к возрастанию суммарного испарения с бассейна более чем на 1—2 %.

На режим подземных вод основное влияние оказывают горно-рудные разработки и крупные водозаборы подземных вод. В условиях неглубокого залегания грунтовых вод их интенсивная эксплуатация может приводить к снижению подземного питания рек на 25—70 %. В то же время в тех бассейнах, куда сбрасываются шахтные воды, не дренируемые реками, сток может возрасти в несколько раз [52]. В итоге характер изменения подземных вод в условиях их интенсивной эксплуатации зависит от природных физико-географических условий бассейна и характера взаимосвязи речных и подземных вод. В табл. 28 приведены данные о ресурсах речного стока и их использовании для некоторых рек Европейской территории СССР за 1980 г. Из данных таблицы следует, что забор дренируемых реками подземных вод в отдельных речных бассейнах ЕТС колеблется от 3 до 60 % забора поверхностных вод. Особенно значительны заборы подземных вод, гидравлически связанных с речными, в бассейнах рек Северского Донца и Оки. В бассейне р. Северский Донец объем забираемых подземных вод, гидравлически связанных с речными, составляет 20 % объема речного стока и практически полностью используется в народном хозяйстве.

В заключение отметим, что работы по оценке влияния антропогенной деятельности на отдельные элементы баланса речных бассейнов за реальные годы требуют дальнейших исследований.

Глава 7

ТОЧНОСТЬ СОСТАВЛЕНИЯ ВОДНЫХ БАЛАНСОВ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Вопросы, связанные с оценкой точности воднобалансовых расчетов, имеют большое значение для их практического использования. При их рассмотрении возникают трудности, так как точность определения отдельных элементов баланса зависит от репрезентативности данных наблюдений, от применяемых методов и приборов для их измерения и расчета. Этим объясняется тот факт, что в настоящее время существуют противоречивые представления относительно вероятной ошибки расчета водного баланса речных бассейнов особенно за короткие интервалы времени. В одних случаях значения ошибок расчета водного баланса

преуменьшаются, в других, наоборот — преувеличиваются. Это вызывает необходимость рассмотрения двух взаимосвязанных вопросов: методов оценки точности определения среднего значения отдельных элементов баланса и баланса речного бассейна в целом.

7.1. МЕТОДЫ ОЦЕНОК СРЕДНИХ ЗНАЧЕНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Использование в гидрологических расчетах уравнения водного баланса связано с определением среднего значения тех элементов, наблюдения за которыми производятся в отдельных пунктах водосбора. Применяемые в настоящее время методы оценки среднего значения элемента баланса на водосборе по существу являются вариантами способа среднего взвешенного. Согласно этому методу среднее по водосбору значение какого-либо элемента $\bar{q}$ за определенный интервал времени оценивается по выражению

$$\bar{q} = a_1 q_1 + a_2 q_2 + \dots + a_n q_n = \sum_n a_n q_n, \quad (7.1)$$

где $q_1, q_2, \dots, q_n$ — числовые значения составляющей баланса, наблюдаемой в отдельных точках водосбора; $a_1, a_2, \dots, a_n$ — весовые коэффициенты, определенные каким-либо приемом для данных пунктов наблюдений.

При сравнительно густой сети пунктов наблюдений, расположенных на равнинной территории, допускается принятие весовых коэффициентов равными друг другу. Оценка среднего значения осуществляется в данном случае методом среднего арифметического. Этот метод, несмотря на его недостатки, все еще широко используется в воднобалансовых исследованиях для расчета средних значений элементов и погрешностей их определения.

Начиная с работ Шрейбера [150] при вычислении среднего слоя осадков часто используют метод квадратов. Суть этого метода состоит в том, что речной бассейн разделяется на сеть квадратов. В каждом квадрате подсчитывается среднее значение элемента по данным того количества пунктов наблюдений, которое находится в квадрате. Общее среднее значение элемента на водосборе оценивается как среднее взвешенное из средних его значений в каждом полном и неполном квадратах. При этом весовые коэффициенты имеют следующие значения: у полных квадратов они равны единице, у неполных — отношению площади бассейна, попавшей в данный квадрат, ко всей площади квадрата.

Аналогично оценивается среднее значение элемента баланса методом Тиссена (медиан). Различие состоит в том, что водосбор на схеме покрывается сетью треугольников, поэтому весовые коэффициенты в данном случае определяются отношением площади треугольника (многоугольника) ко всей площади речного бассейна.

В последние годы при оценке среднего значения элемента баланса в речном бассейне широко используется взвешивание элемента по площадям, занятым определенным видом ландшафта (поле, лес, овраги и т. д.). При этом на однородных видах участков (например, поле, лесная растительность и т. д.) осреднение осуществляется по методу среднего арифметического, а окончательный результат — с учетом долей этих участков в общей площади водосбора. Согласно Методическим указаниям [92] и Международному руководству [93], для оценки среднего значения элемента в речных бассейнах рекомендуется метод среднего взвешенного: для осадков — их взвешивание в пределах отдельных высотных зон с учетом экспозиции склонов, а для остальных элементов — взвешивание по долям площадей ландшафтных угодий в общей площади бассейна.

Перечисленные методы и приемы определения весовых коэффициентов в значительной мере субъективны. Полученные при их использовании весовые коэффициенты принимаются постоянными для каждой методики (квадратов, медиан и др.) независимо от того, для какого периода времени и какого элемента баланса выполняется осреднение.

От недостатков вышеуказанных схем в значительной мере свободен метод линейной интерполяции (метод изолиний), который применяется при сравнительно равномерном расположении на территории пунктов наблюдений.

В условиях горного рельефа при построении изолиний (например, изогнет) учитывается зависимость элементов баланса (осадков) от высоты местности.

В. А. Румянцевым [109] предложены два подхода к задаче осреднения с учетом анизотропности поля и его статистической структуры. Первый из них основан на численном моделировании поля исследуемого элемента, по которому производится оптимальная линейная интерполяция значений элемента во все узловые точки регулярной сетки, предварительно построенной на рассматриваемом водосборе.

Среднее значение данного элемента определяется методом среднего взвешенного из значений элемента во всех узлах сетки по формуле

$$\bar{f}_I = \left(\sum_{i=1}^{N'} \frac{1}{\sigma_{hi}^2} f_{hi} \right) / \left(\sum_{i=1}^{N'} \frac{1}{\sigma_{hi}^2} \right), \quad (7.2)$$

где N' — общее число узлов интерполяционной сетки; f_{hi} — площадь выделяемого квадрата; σ_{hi} — средняя квадратическая погрешность интерполяции в i -тый узел [109].

В основу второго способа осреднения также положен метод среднего взвешенного, но при этом пункту, характеризующемуся большей площадью тяготения, придается больший вес, а при одинаковых площадях тяготения весовой коэффициент принимается большим для того пункта, у которого исходные данные более точны.

Весовые коэффициенты в окончательном виде определяются по выражению

$$a_i = \left(\frac{b_i}{\sigma_{hi}^2} \right) / \left(\sum_{i=1}^N \frac{b_i}{\sigma_{hi}^2} \right), \quad (7.3)$$

где b_i — относительная площадь тяготения при i -той станции; σ_{hi} — погрешность исходных данных в i -том пункте.

Для определения площадей тяготения рекомендуется построение карты изокоррелят, расстояние между которыми снимается с графика предварительно сглаженной и откорректированной корреляционной функции. Граница между любыми двумя пунктами наблюдений определяется как геометрическое место точек, имеющих одинаковую связанность с обеими станциями. Полученные площади тяготения определяются планиметрированием.

Рассмотрение существующих методов осреднения показывает, что они отличаются друг от друга приемами оценки весовых коэффициентов. Во всех методах довольно слабо (чаще всего косвенно) учитываются основные факторы формирования исследуемого элемента баланса и относительное местоположение точек на водосборе.

Данные фактических измерений, например, осадков за короткие конкретные интервалы времени (например, месячные отдельных лет) показывают, что распределение их может быть весьма различным. Оно зависит от направления движения циклонов и положения фронтов раздела воздушных масс, от происхождения самой влажной воздушной массы и ее мощности, от рельефа местности и экспозиции склонов и от ряда других причин. Каждый бассейн имеет специфическое строение поверхности и различную конфигурацию, в связи с чем распределение осадков за реальные месяцы в бассейнах может быть весьма пестрым, а их так называемое «поле» — неоднородным и неизотропным. Следовательно, рассмотренные выше методы осреднения без учета конкретных условий выпадения осадков могут приводить к заметным ошибкам.

В. И. Бабкин [5] в 1971 г. предложил более строгий новый метод оценки среднего значения элемента с учетом пространственного его распределения за реальный период и закономерностей формирования.

Теоретической основой выполненных им разработок послужила теорема, доказанная в 1885 г. Вейерштрассом: «Любую функцию $f(x)$, непрерывную в интервале (a, b) , можно представить в этом интервале с любой степенью точности через многочлен, т. е. можно найти такой многочлен $P(x)$, что

$$|f(x) - P(x)| < \varepsilon \quad (7.4)$$

для любого значения x в интервале (a, b) , где ε — любая заранее заданная величина».

В качестве исходной функции распределения элемента в речном бассейне принимается функция $P(x, y, z)$, заданная в таблич-

ном виде, где P — значение элемента в пунктах наблюдений; x, y, z — прямоугольные (условные) координаты пунктов наблюдений. Функция распределения элемента в бассейне, заданная в табличном виде, преобразовывалась в аналитическое выражение на основе указанной теоремы Вейерштрасса путем распространения ее на случай нескольких переменных.

Таким образом, было предложено заменить данные наблюдений в отдельных пунктах водосбора аппроксимирующей функцией трехмерной нелинейной (полиномиальной) интерполяции по методу наименьших квадратов.

Средний слой элемента баланса ($\bar{P}$) в бассейне площадью F км² в данном случае определяется по выражению

$$\bar{P} = \frac{1}{F} \int_F P_1(x, y) dx dy, \quad (7.5)$$

где $P_1(x, y)$ — преобразованная функция $P(x, y, z)$ путем замены в ней z числовым средним значением (средней высотой водосбора).

Формула (7.5) выражает элементы водного баланса в виде среднего слоя воды на водосборе, имеющего переменную высоту. Эта формула и подынтегральная функция неоднократно приводились в работах П. Н. Лебедева [5], М. А. Великанова [25].

В отличие от традиционных приемов осреднения предложенный метод обладает большим физическим смыслом и соответствует природе формирования конкретного элемента баланса. При этом не требуется определения весов отдельных площадей, в пределах которых значения элемента принимаются неизменными и равными его значению в пункте наблюдений. Записав значение элемента в виде функции от координат местности, практически можно описать его распределение на местности. Задав определенные уровни (шаги) значений элемента, можно получить систему его изолиний на карте.

При вычислении среднего слоя элемента в бассейне, представленного на карте изолиниями, в гидрологической практике пользуются планиметром или палеткой. В предложенном же методе для вычисления среднего значения слоя элемента используется алгоритм, реализуемый на ЭВМ. Алгоритмическая программа, согласно которой функция, заданная в табличном виде, представляется аналитическим выражением, включая оценку ее параметров по методу наименьших квадратов и вычисления двойного интеграла по прямоугольной области интегрирования, была разработана в 1972 г. О. А. Гусевым и реализована на ЭВМ БЭСМ-6 В. А. Новиковой.

При репрезентативном расположении пунктов наблюдений с охватом ими точек локальных максимумов и минимумов элемента пространственная полиномиальная интерполяция второго порядка (например, для осадков) обеспечивает довольно точное описание распределения элемента в бассейне. Среднее значение

элемента, вычисленное по выражению (7.5), получается более точным. Уместно отметить, что использование в некоторых случаях обычной линейной (регрессионной) зависимости для оценки среднего значения по выражению (7.5) вполне приемлемо.

Из теоремы Вейерштрасса, положенной в основу предлагаемого метода оценки среднего значения, следует, что этот метод применим к элементам и к тем интервалам времени, в которые указанный компонент изменяется непрерывно по территории.

Применимость предложенного метода для оценки среднего значения слоя элемента водного баланса в речном бассейне проверялась по данным об осадках и стоке в бассейнах рек Дона, Камы и Печоры. Сопоставление рассчитанных средних значений слоев осадков и стока по линейным уравнениям с наблюдаемыми в замыкающем створе показало высокую точность метода (в обоих случаях различие составило около 1 %).

Преимущество предложенного метода по сравнению с известными в гидрологии, например, В. А. Румянцев [5], Р. Л. Кагана [65], опирающимися на использование пространственно-временных корреляционных функций, состоит в том, что с его помощью можно сравнительно точно определять среднее значение элемента за реальный месяц года без использования информации за месяцы прошлых лет. Именно описание колебаний элемента в пространстве в функции координат местности позволило использовать только пространственные корреляционные функции, а не пространственно-временные.

7.2. ТИПЫ ОШИБОК ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА И МЕТОДЫ ИХ ОЦЕНКИ

При выполнении натурных воднобалансовых исследований проводятся точечные (в отдельных пунктах), линейно-маршрутные и площадные (на участках, полях частных водосборах) измерения. На первое место при точечных наблюдениях выступают инструментальные погрешности, определяемые путем сравнения полученных результатов с эталонными значениями, а также ошибки, возникающие из-за дискретности сроков измерения, не позволяющих непрерывно фиксировать ход изучаемого процесса. Наблюдатель также привносит в результаты измерения какую-то ошибку. Таким образом, погрешности каждого наблюдения (измерения) складываются из приборных погрешностей и ошибок наблюдателя.

При выполнении линейно-маршрутных и площадных измерений в дополнение к названным прибавляются ошибки, зависящие от способов выбора маршрутов и участков, степени их репрезентативности, способов размещения на них промерных точек.

Второй источник получения данных, а следовательно, и появления ошибок — расчет элементов баланса для бассейна на

основании их значений, определенных в отдельных пунктах наблюдений.

Из изложенного следует, что необходимой (заданной) точности расчета водного баланса речного бассейна можно достигнуть только тогда, когда будут учтены погрешности оценки исходных данных и используемых при обобщении методик. Погоня за высокой точностью расчета может создать иллюзию надежности определения элемента баланса там, где ее в действительности нет.

Обозначив точное значение элемента баланса буквой A , а его приближенное значение — a , получим выражение для оценки погрешности ϵ' числа a :

$$\epsilon' = A - a. \quad (7.6)$$

Очевидно, что погрешность может иметь положительный или отрицательный знак или может быть равна нулю. Абсолютное (по модулю) значение погрешности числа a обычно называют абсолютной погрешностью

$$\epsilon = |A - a|. \quad (7.7)$$

Абсолютная погрешность (ошибка) ϵ приближенного числа a помогает установить границы, в которых находится точное значение числа A , т. е.

$$a - \epsilon \leq A \leq a + \epsilon \quad (7.8)$$

или

$$A = a \pm \epsilon.$$

Для характеристики точности приближенных величин, какими являются, как уже отмечалось выше, элементы водного баланса, необходимо пользоваться понятием относительной погрешности (ошибки). Относительная ошибка числа A — это отношение его абсолютной погрешности (ошибки) ϵ к абсолютному значению приближенной величины a , т. е.

$$\delta = \epsilon / |a|. \quad (7.9)$$

Точное значение (A) получаемого элемента баланса всегда неизвестно, вследствие этого неизвестна и истинная абсолютная погрешность. На практике фактически всегда пользуются приближенным значением погрешности, условно принимая за точное значение элемента значение, принятое за эталон. Например, при измерении осадков в пункте наблюдения за эталон принимаются данные, полученные по дождемеру ГГИ-3000, либо по осадкомеру, установленному в кустарнике, приемная поверхность которого находится на уровне подстриженного кустарника [128]. Абсолютная ошибка выражается в тех же единицах, что и измеряемая (наблюдаемая) величина, а относительная ошибка — чаще всего в процентах.

В зависимости от происхождения и способов оценки при расчетах водного баланса встречаются три типа ошибок: грубые (промахи), систематические и случайные.

Суммарное влияние всех элементарных систематических ошибок порождает систематическую часть ε , а суммарное влияние всех элементарных случайных ошибок — случайную часть Δ общей погрешности δ результатов измерения и расчета элемента баланса, т. е.

$$\delta = \varepsilon + \Delta. \quad (7.10)$$

Оценку систематических погрешностей измерения (расчета) элемента баланса производят методом сравнения полученных результатов с данными, определенными одновременно по «эталонному» прибору (методу расчета). При этом используют следующую формулу оценки систематической погрешности:

$$\varepsilon = (x - x') + (\Delta x' - \Delta x) + \varepsilon', \quad (7.11)$$

где x, x' — значения элемента, оцененные соответственно сетевым и эталонным прибором (методом); $\Delta x, \Delta x'$ — значения случайных погрешностей, определенные соответственно сетевым и эталонным прибором (методом); $\varepsilon, \varepsilon'$ — значения систематических погрешностей элемента баланса, присущих сетевому и эталонному методам измерения (расчета).

Так как измерения по сетевому и эталонным приборам проводятся в одинаковых условиях, то можно допустить, что случайные погрешности определения элемента баланса для них в большинстве случаев будут равны друг другу. У эталонных приборов (методов расчета) систематические погрешности невелики либо устранены полностью, поэтому можно предположить, что $\varepsilon' \approx 0$. При указанных допущениях систематическая погрешность сетевого прибора (метода) оценивается по упрощенной формуле

$$\varepsilon = x - x'. \quad (7.12)$$

Случайная средняя квадратическая погрешность $\sigma_{\bar{x}}$ оценки среднего значения элемента $\bar{x}$ методом среднего арифметического по данным n пунктов наблюдений (%) определяется обычно по выражению

$$\sigma_{\bar{x}} = (\sigma_x \cdot 100) / (\sqrt{n} \bar{x}), \quad (7.13)$$

где σ_x — среднее квадратическое отклонение элемента баланса.

Г. А. Алексеев [2], полагая, что наблюденное значение какого-либо гидрометеорологического элемента φ отличается от его истинного φ_0 на значение случайной погрешности $\sigma_{n\varphi}$, после нескольких предположений (отсутствие корреляции между исходными величинами и их случайными погрешностями, равенство относительных значений дисперсий исходных величин для всех пунктов наблюдений) предложил формулу для расчета средних

квадратических ошибок $\sigma_{n\varphi}$ рассматриваемого элемента в каждом из пунктов наблюдений

$$\sigma_{n\varphi} = \sigma_{\varphi} \sqrt{1 - \bar{r}(0)}, \quad (7.14)$$

где $\bar{r}(0)$ — значение корреляционной функции исследуемого компонента водного баланса, экстраполированное на ось ординат, при нулевом значении расстояния между пунктами наблюдений; σ_{φ} — среднее квадратическое отклонение этого компонента.

При оценке вероятных ошибок расчета путем анализа применяемых формул [84] исходят из функционального выражения для некоррелированных переменных следующего вида:

$$y = y(x_1, x_2, \dots, x_n). \quad (7.15)$$

Общую случайную ошибку σ_y оценивают, исходя из формулы

$$\sigma_y = \sqrt{\left(\frac{\partial y}{\partial x_1}\right)^2 \sigma_{x_1}^2 + \left(\frac{\partial y}{\partial x_2}\right)^2 \sigma_{x_2}^2 + \dots + \left(\frac{\partial y}{\partial x_n}\right)^2 \sigma_{x_n}^2}, \quad (7.16)$$

где $\sigma_{x_1}, \sigma_{x_2}, \dots, \sigma_{x_n}$ — средние квадратические ошибки определения $x_1, x_2, \dots, x_n$; $\frac{\partial y}{\partial x_1}, \frac{\partial y}{\partial x_2}, \dots, \frac{\partial y}{\partial x_n}$ — соответствующие частные производные.

В. С. Голубевым [48] и Л. К. Вершининой [26] предложены аналогичные эмпирические приемы оценок ошибок среднего значения осадков и запасов воды в снежном покрове. Сущность методик поясним на примере исследований Голубева. За эталонное количество осадков ($\bar{P}_1$) на площади принимается их значение, рассчитанное как среднее арифметическое при максимальной плотности сети. Путем последовательного и равномерного разряжения сети пунктов наблюдений определяются различные значения ее плотности и соответствующие им значения среднего по территории слоя осадков ($\bar{P}$). Значения относительных ошибок вычислялись по формуле (7.9) для различных интервалов времени (сутки, декада, месяц, сезон), разных площадей и различной плотности сети пунктов наблюдений.

На основании проведенных расчетов им для площадей от 50 до 50 000 км² зоны достаточного увлажнения и для площадей от 50 до 3750 км² зоны недостаточного увлажнения и указанных интервалов времени построены зависимости относительных ошибок 75 %-ной обеспеченности от плотности сети станций. Графики Голубева использовались авторами для оценки ошибок среднего слоя осадков в бассейнах отдельных рек.

7.3. ПОГРЕШНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА В РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ ЗА ОТДЕЛЬНЫЕ ГОДЫ

В п. 3.1.2 со ссылкой на исследования Э. Г. Богдановой [10, 11] показано, что за счет привнесения случайных ошибок в измеренные суммы осадков при их корректировке значение случайной ошибки в отдельных пунктах наблюдений может составлять до

30 % поправки. При осреднении осадкомерных данных по площади бассейна вследствие разного знака случайных ошибок их суммарное значение для бассейна при числе станций 10 и более будет малым и с ним можно практически не считаться.

Ниже дана оценка точности среднего значения осадков, получаемого на основании использования различных вариантов способа среднего взвешенного.

Оценка ошибок среднего слоя осадков произведена за ряд характерных по увлажненности лет по речным бассейнам, находящимся в различных климатических условиях. Ввиду дискуссионности вопроса о размерах поправок, вводимых в измеренные осадкомером значения осадков, и самих значений поправочных коэффициентов оценка точности определения среднего слоя осадков выполнена за отдельные годы для осадков, исправленных поправкой только на смачивание и для осадков, исправленных на все виды поправок, согласно методике ГГИ [16].

Если предположить, что распределение сумм осадков в бассейнах рек за месячные интервалы времени является случайным (например, не зависящим от рельефа местности и других факторов), а расположение станций в бассейнах рек равномерное по территории, тогда можно полагать, что среднее выборочное значение слоя осадков будет отличаться от «истинного» среднего значения в 68 % случаев на значение средней квадратической ошибки.

Результаты оценок средних квадратических ошибок вычисления среднего слоя осадков по площади методом среднего арифметического для бассейнов рек Клязьмы — г. Ковров, р. Оки — г. Кашира, р. Волги — Угличская ГЭС, р. Волги на участке от Угличской ГЭС до Рыбинской ГЭС, р. Волги на участке от Рыбинской ГЭС до Горьковской ГЭС, р. Оки на участке г. Кашира — г. Горбатов приведены в табл. 29. Из данных этой таблицы следует, что в целом для рассматриваемых бассейнов случайные средние квадратические ошибки невелики и практически не достигают 20 %. Более того, для отдельных бассейнов отмечается их довольно равномерное внутригодовое распределение.

Значения случайных относительных средних квадратических ошибок за месячные интервалы времени не превосходят 10 % для бассейнов рек в следующем числе случаев:

- а) р. Клязьма — г. Ковров в 33 месяцах из 48 (69 % случаев);
- б) р. Ока — г. Кашира в 40 месяцах из 48 (83 % случаев);
- в) р. Волга — Угличская ГЭС в 36 месяцах из 36 (100 % случаев);
- г) р. Волга на участке Угличская ГЭС — Рыбинская ГЭС в 46 месяцах из 48 (96 % случаев);
- д) р. Волга на участке Рыбинская ГЭС — Горьковская ГЭС в 45 месяцах из 48 (94 % случаев);
- е) р. Ока на участке г. Кашира — г. Горбатов в 46 месяцах из 48 (94 % случаев).

Средняя квадратическая ошибка (%) среднего слоя осадков на некоторых водосборах бассейна р. Волги по имеющимся пунктам наблюдений (n), вычисленная по формуле (7.13)

Год	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
р. Клязьма — г. Ковров, $F=24\,900\text{ км}^2$, $n=11$												
1968-69	6,9	6,9	14,5	7,9	12,1	3,6	8,3	6,9	7,6	8,0	7,3	7,1
1969-70	4,9	10,6	4,6	8,8	8,1	5,5	8,5	12,4	12,7	10,0	7,9	3,0
1970-71	6,3	9,5	8,5	10,5	16,0	8,2	9,9	13,8	6,0	13,7	2,9	6,7
1971-72	8,9	4,9	12,3	11,8	8,3	6,7	15,1	19,0	16,9	16,3	5,7	4,8
р. Ока — г. Кашира, $F=68\,700\text{ км}^2$, $n=22$												
1968-69	4,5	4,1	10,9	6,7	11,3	12,3	7,7	5,9	8,3	6,5	6,7	6,6
1969-70	3,4	7,2	3,4	3,4	4,9	5,1	11,5	5,8	6,2	6,4	6,0	2,7
1970-71	6,4	7,4	7,0	9,0	7,2	6,5	10,5	6,0	5,8	8,6	4,9	6,5
1971-72	2,9	5,0	9,4	12,0	4,4	3,9	9,0	12,2	12,7	9,1	4,0	5,0
р. Ока на участке г. Кашира — г. Горбатов, $F=150\,400\text{ км}^2$, $n=58$												
1968-69	3,7	3,1	11,4	7,9	9,5	5,9	4,5	5,8	5,0	4,1	3,3	4,1
1969-70	2,6	4,9	4,4	6,4	6,6	5,4	6,3	5,7	4,8	5,1	3,4	3,3
1970-71	2,7	4,0	3,5	4,5	6,6	6,2	5,7	5,9	5,7	4,9	7,8	4,2
1971-72	2,8	3,0	5,0	6,7	5,1	3,0	7,5	6,2	9,7	18,5	2,8	2,4
р. Волга — Угличская ГЭС, $F=60\,000\text{ км}^2$, $n=37$												
1969-70	1,7	3,9	3,7	5,9	3,7	3,0	6,0	7,2	4,7	6,1	3,1	3,6
1970-71	3,1	2,8	2,9	6,1	3,5	4,7	8,3	5,6	3,4	7,0	4,2	2,7
1971-72	7,1	1,0	3,9	2,2	2,6	6,3	6,9	4,4	4,2	4,4	6,3	6,8
р. Волга на участке Угличская ГЭС — Рыбинская ГЭС, $F=90\,000\text{ км}^2$, $n=31$												
1968-69	3,2	3,6	5,2	7,4	5,9	3,6	3,4	6,8	7,7	5,2	4,5	5,4
1969-70	3,4	4,7	5,8	6,8	4,9	3,8	7,9	6,1	5,8	6,5	5,2	5,0
1970-71	5,0	4,9	4,7	5,9	5,0	12,6	6,1	5,4	5,2	9,4	6,1	2,7
1971-72	5,0	3,6	7,0	8,1	5,6	7,7	5,0	7,4	7,6	11,3	5,0	3,1
р. Волга на участке Рыбинская ГЭС — Горьковская ГЭС, $F=79\,000\text{ км}^2$, $n=31$												
1968-69	3,5	3,9	6,8	6,1	5,0	3,6	2,5	7,4	5,8	4,5	6,1	5,9
1969-70	2,7	3,7	4,5	4,0	3,6	4,9	7,4	3,6	6,1	7,0	4,3	3,2
1970-71	5,6	4,1	6,3	7,2	4,7	4,0	6,5	7,4	5,8	3,8	6,5	9,7
1971-72	4,1	4,0	9,5	10,2	4,7	5,0	7,9	8,1	11,2	10,8	3,6	2,9

Если принять во внимание, что метод среднего арифметического является менее точным способом определения среднего слоя осадков в бассейне по сравнению со способом среднего взвешенного, то очевидно, что полученные значения ошибок, справедливые для указанной оценки, являются завышенными по отношению к среднему слою осадков, оцененному методами квадратов, медиан, и т. д.

Для оценки среднего слоя осадков за месячные интервалы времени отдельных лет использовались линейные пространственные корреляционные функции¹ вида $P = f(x, y, z)$, где x, y, z — прямоугольные координаты (условные) осадкомерных пунктов наблюдений. Оценка среднего слоя осадков в бассейне реки за месячные интервалы времени осуществлялась путем подстановки в соответствующие линейные уравнения слоя осадков вместо переменных x, y, z их средних для бассейна значений $\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$. Полученные средние значения осадков за месяцы отдельных лет сравнивались со средними арифметическими их значениями. Рассчитанные месячные суммы осадков объединялись в соответствующие сезонные величины, а последние в годовые.

Согласно формулам (7.6) и (7.9) определялись абсолютные и относительные ошибки среднего значения, получаемого методом среднего арифметического.

Подобные исследования выполнены для ряда частных речных бассейнов, входящих в речные системы Волги, Камы, Днепра, Дона, Южного Буга, Днестра, Северной Двины, Печоры, Зеи и других рек нашей страны (табл. 30). Данные этой таблицы показывают, что для равнинных речных бассейнов, хорошо освещенных пунктами наблюдений, например для частных бассейнов р. Волги, ошибки среднего слоя осадков, вычисленного методом среднего арифметического за месячные интервалы времени, невелики (как правило, менее 5 %, лишь иногда, как исключение, в отдельные месяцы достигают 20 %). Среднее значение ошибок вычисления слоев атмосферных осадков за сезонные интервалы времени методом среднего арифметического, например для частных бассейнов р. Волги до створа Горьковская ГЭС, как правило, не превышает 5 %, а максимальное — 8 %. Аналогично вычисленные ошибки за годовой интервал времени, как правило, для частных бассейнов р. Волги составляют около 1 %, а максимальные достигают 4 %. Для бассейнов остальных речных систем получены несколько иные значения ошибок. Особенно следует отметить сравнительно невысокую точность вычисления среднего слоя осадков в бассейнах рек со слабо развитой сетью пунктов осадкомерных наблюдений, нерепрезентативным их расположением в бассейне и при наличии холмистого либо горного рельефа местности. Так, например, в бассейне рек Печоры и Зеи ошибки в определении среднего слоя осадков за месячные интервалы времени достигают 30—50 % [102]. Объясняется это тем, что в данных бассейнах осадкомерные пункты наблюдений расположены преимущественно в пониженных участках местности, в которых осадков выпадает, как правило, меньше по сравнению со средними и особенно возвышенными ее частями.

Для бассейна р. Печоры до с. Усть-Цильма, например, средняя высота бассейна составляет 165 м абс., а среднее арифметическое

¹ В каждом отдельном случае проверялось путем графического сопоставления наличие линейной связи между осадками и высотой местности.

Таблица 30
Абсолютные ε' (мм) и относительные δ (%) ошибки определения среднего слоя осадков $\bar{P}$ за месячные, сезонные и годовой интервалы времени

Характеристика	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	(XI-III) Зима	(III-V) Весна	(VI-III) Лето	(IX-X) Осень	(X-IX) Год
р. Клязьма — г. Ковров, $F=24\,900$ км ² , 1968-69 г.																	
$\bar{P}$	32	36	7	12	14	37	50	59	46	51	51	34	86	102	155	85	428
ε'	-1	-2	-1	0	-1	-3	-1	1	-2	-2	0	-5	-5	-4	-4	-5	-18
δ	3	6	14	0	7	8	2	2	4	4	0	15	6	4	3	6	4
1969-70 г.																	
$\bar{P}$	89	23	80	42	43	64	29	63	57	40	54	118	234	136	160	172	702
ε'	5	1	2	4	4	0	3	-3	1	0	-1	3	12	7	-2	2	19
δ	6	4	2	10	9	0	10	+5	2	0	+2	3	5	5	1	1	3
1970-71 г.																	
$\bar{P}$	46	29	35	16	15	54	28	56	130	34	62	110	126	97	220	172	615
ε'	-1	2	1	1	1	5	0	7	5	-2	-2	-2	1	6	10	-4	13
δ	2	7	3	6	7	9	0	12	4	6	3	2	1	6	5	2	2
1971-72 г.																	
$\bar{P}$	65	37	5	12	35	52	38	48	28	16	46	67	119	125	92	113	449
ε'	0	2	1	0	-2	-1	4	-10	3	0,2	4	-3	3	1	-6,8	1	-1,8
δ	0	5	20	0	6	2	10	21	11	1,2	9	4	2	1	7,4	1	0,4
р. Ока — г. Кашира, $F=68\,700$ км ² , 1968-69 г.																	
$\bar{P}$	22	31	18	19	24	42	81	54	126	44	32	90	112	261	76	539	539
ε'	0,9	0	0	1,5	0	-1	-1	0	-4	-3	-1	0	2,4	-1,0	-1,0	-1	-0,6
δ	4,9	0	0	7,9	0	2	2	0	7	2	2	0	2,7	-1,0	0	-1	+0,1

Характеристика	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	(XI-III) Зима	(III-V) Весна	(VI-IX) Лето	(X-XI) Осень	(XII-XI) Год
1969-70 г.																	
$\bar{P}$	83	41	66	63	51	92	17	43	59	64	65	108	253	160	166	173	752
ε'	0	1	1	3	1	0	-1	2	4	0	2	2	5	0	6	4	15
δ	0	2	2	5	2	0	6	5	7	0	3	2	2	0	4	2	2
1971-72 г.																	
$\bar{P}$	65	46	4	5	26	48	36	50	56	21	61	62	120	110	127	123	480
ε'	0	0	0	0	2	0	0	-1	-5	2	0	0	0	2	-4	0	-2
δ	0	0	0	0	8	0	0	2	9	10	0	0	0	2	3	0	0
р. Печора — с. Троицко-Печорск, $F=35\ 600\ \text{км}^2$, 1968-69 г.																	
$\bar{P}$	36,0	16,0	8,0	25,3	58,6	60,0	76,9	55,4	114	60,7	48,5	45,8	85,3	195,5	230,1	94,3	605
ε'	5,2	0,4	1,2	1,9	6,7	4,8	13,4	-5,0	4,0	16,9	0,1	15,7	8,7	24,9	15,9	-15,6	34
δ	16,9	2,6	18,1	8,1	12,9	8,7	21,1	8,3	3,6	38,6	0,2	25,5	11,4	14,6	7,4	14,2	5,6
р. Медведица — ст-ца Арчединская, $F=38\ 700\ \text{км}^2$, 1969-70 г.																	
$\bar{P}$	36,9	36,8	30,0	43,6	36,5	46,5	116,4	32,2	78,4	116,0	60,5	77,9	103,7	126,7	157,0	184,4	571,8
ε'	1,3	1,8	2,2	-1,9	-2,8	4,6	2,3	-1,5	2,8	4,8	1,7	-1,0	5,3	-0,1	3,6	5,5	14,3
δ	3,5	5,1	7,3	4,3	7,7	9,9	5,0	4,6	3,6	10,4	2,8	1,3	5,1	0,0	2,3	3,0	2,5
р. Зей — с. Белогорье, $F=229\ 000\ \text{км}^2$, 1969-70 г.																	
$\bar{P}$	41,4	26,5	4,3	3,5	8,7	15,5	24,6	114	84,5	117	141	126	67,9	31,9	223,1	384	706,9
ε'	-16,6	8,5	1,3	0,5	-3,3	2,5	5,6	42	19,5	7	17	-9	-8,1	0,9	67,1	0	74,9
δ	29,1	47,2	43,4	17,1	27,5	19,2	29,5	58,4	30,0	6,4	13,7	6,7	10,7	2,9	43,0	0	11,8

значение высоты станций и постов, производящих наблюдения за осадками, составляет всего 140 м абс. Для данных физико-географических условий указанная разница в высотах весьма значительна и существенно влияет на точность рассчитанных средних по площади слоев осадков. Еще большее несоответствие средней высоты водосбора и средней арифметической высоты осадкомерных пунктов наблюдений характерно для р. Зей (разница высот более 300 м абс.). В связи с тем что осадкомерные пункты наблюдений преимущественно расположены в пониженных частях местности, а также учитывая, что наши исследования относятся к коротким интервалам времени отдельных лет (месяц, сезон, год), следует ожидать значительных ошибок различного знака при оценке средних слоев осадков методом среднего арифметического. Данные табл. 30 подтверждают изложенные выше соображения. Отсюда следует необходимость усовершенствования месторасположения сети пунктов осадкомерных наблюдений в отдельных бассейнах. При существующем их расположении в указанных бассейнах все статистические способы оценки точности и изменчивости среднего слоя осадков на их территориях приведут к не вполне объективным результатам. Из результатов выполненных исследований вытекает, что известные способы оценок ошибок среднего слоя осадков не учитывают в явном виде это обстоятельство и поэтому являются менее точными.

В практике составления водных балансов речных бассейнов в УГКС используются Методические указания [92]. Этими указаниями для оценки среднего слоя осадков на равнинных территориях с равномерным расположением пунктов наблюдений рекомендуется использовать метод среднего арифметического; в остальных случаях — различные варианты способа среднего взвешенного. Для большей части речных бассейнов, по которым в УГКС составляются водные балансы речных бассейнов за короткие интервалы времени, использование формулы (7.13) и методов Р. Л. Кагана [65], В. С. Голубева [48] для оценки точности определения среднего слоя осадков может приводить не всегда к убедительным результатам. Так, например, применение графиков Голубева для оценки точности среднего слоя осадков за месяцы отдельных лет в бассейнах рек Клязьмы, Оки, Волги показывает, что ошибки 75 %-ной обеспеченности для указанных бассейнов являются предельными по сравнению с данными табл. 30. Для р. Клязьмы — г. Ковров ошибка достигает 15 %, для р. Оки — г. Кашира и р. Оки на участке г. Кашира — г. Горбатов — до 10 %, для р. Волги — Угличская ГЭС и р. Волги на участке Угличская ГЭС — Рыбинская ГЭС — до 5—7 %, для р. Волги на участке Рыбинская ГЭС — Горьковская ГЭС — до 5 %. Фактические же значения ошибок ниже предельных.

Оценку ошибок методов определения испарения по формулам Э. М. Ольдекопа, Р. Шрейбера, М. И. Будыко и теплового баланса с использованием выражения (7.16) выполнил П. П. Кузьмин [84]. Согласно Кузьмину, относительные средние квадратические

ошибки определения испарения с использованием указанных методов могут достигать 20 % и более. Аналогичные значения ошибок присущи также методам А. Р. Константинова и В. С. Мезенцева [27].

В исследованиях В. И. Бабкина, К. П. Воскресенского и других авторов [102] получено, что ошибки в оценке испарения за месячные интервалы времени отдельных лет для речных бассейнов, находящихся в различных природных условиях, близки к ошибкам в оценке осадков. Ошибки в оценке изменений запасов влаги в почвогрунтах зон аэрации и насыщения за месячные интервалы времени практически соизмеримы с самими изменениями, достигая 30—50 %, а иногда и более. Для годового интервала времени рассматриваемые элементы баланса находятся в пределах 5—10 % суммы осадков. Ошибки в оценке отдельных элементов баланса часто имеют разные знаки и частично компенсируют друг друга, поэтому значительные относительные погрешности в оценке аккумуляционных элементов несущественно сказываются на общей погрешности расчета водного баланса, которая за год обычно не превышает 5—10 % суммы осадков.

7.4. ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ВОДНОБАЛАНСОВЫХ РАСЧЕТОВ

Наряду с рассмотренными методами оценки отдельных видов ошибок элементов баланса разработаны также подходы к оценке надежности составления водного баланса в целом.

Исходя из закона сохранения вещества, алгебраическая сумма значений элементов баланса x_i в идеальных условиях должна обращаться в нуль, т. е.

$$\sum_{i=1}^k x_i = 0. \quad (7.17)$$

Однако из-за неизбежных ошибок определения элементов (различного рода «промахов», систематических и случайных погрешностей) получается несоответствие наблюдаемых (расчетных) результатов их действительным значениям. Вместо нуля в правой части уравнения (7.17) появляется суммарная ошибка расчета баланса η . При наличии многолетних данных об элементах баланса за короткие, например месячные интервалы времени, можно оценить соответствующие значения средних квадратических ошибок невязок по общеизвестной формуле (7.13). Критерием для оценки надежности составленных балансов за какой-либо интервал времени служит отношение значения невязки к ее средней квадратической ошибке:

$$\eta/\sigma_\eta \geq 2 - 3. \quad (7.18)$$

При несоблюдении условия (7.18) принимается, что значение невязки находится в пределах ошибки определения баланса, следовательно, балансы настолько надежны, насколько это позво-

ляет точность определения его элементов при существующей сети пунктов наблюдений. Это означает, что все существенные элементы водного баланса измерены и рассчитаны с приемлемой точностью, позволяющей правильно оценить роль и значение каждого из них.

Рассматриваемая методика оценки точности составления водных балансов речных бассейнов использовалась в исследованиях О. И. Крестовского [77], В. В. Рогоцкого [106], П. П. Кузьмина [84], применительно к русловым водным балансам — И. Ф. Карасевым [69] и др.

Для коротких интервалов времени в настоящее время с помощью предлагаемой методики не удастся полностью оценить точность всех элементов баланса, поэтому невязка баланса содержит, как правило, несколько неучитываемых его элементов (например, изменение запасов влаги в слое зоны аэрации, расположенном ниже верхнего метрового слоя, в растительном покрове, подземный водообмен и т. д.) и суммарную ошибку учтенных элементов. Выделить значение неучтенных и суммарную ошибку определения учтенных элементов практически пока не удастся.

В первом приближении некоторое представление о точности составления водного баланса за гидрологический год можно составить по отношению значения невязки к сумме осадков [16]. При малом относительном значении этого отношения (1—5 %) можно полагать, что для гидрологического года водный баланс определен достаточно надежно.

В работе Бабкина, Воскресенского и других исследователей [102] элементы баланса оценивались абсолютными (с учетом знака) и относительными ошибками. Рассматриваемый путь оценки ошибок элементов и баланса в целом основан на методах сравнения и приближенных вычислений. Принимая среднее значение элемента, определяемого по формуле (7.5), в качестве «эталонного» по разности средних значений, рассчитанных соответственно по этой формуле и методом среднего арифметического, определялись значения ошибок.

Изложенный метод расчета ошибок элементов и баланса в целом проиллюстрируем на примере бассейна р. Волги до створа Угличской ГЭС. В табл. 31 и 32 приведены данные об элементах баланса и их ошибках для указанного речного бассейна за месячные интервалы времени 1970-71 гидрологического года.

Из таблиц видно, что разность ошибок в оценке месячных сумм осадков и суммарного значения остальных элементов баланса (исключая сток и изменение запасов воды в озерах и водохранилищах) не превышала 20 мм. Эта разность в отдельные месяцы имеет как положительный, так и отрицательный знаки.

Значения неучтенных элементов баланса, таких, как изменения запасов влаги в толще зоны аэрации, расположенной глубже 1 м, до зеркала грунтовых вод, в русловой сети, мелких понижениях бассейна, а также сбросов вод в реки и т. д. составило для года в целом около 90 мм.

Водный баланс р. Волги у Угличской ГЭС, площадь водосбора 60 000 км², 1970-71 г., мм

Элемент баланса	Число пунктов наблюдений	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Год
Осадки P	40	56	51	48	36	35	64	34	72	116	39	96	92	739
Сток Y	1	6	6	6	10	15	27	21	6	6	3	3	13	122
Заборы воды из реки Y_a	—	2	2	3	2	3	3	3	3	4	3	4	3	35
Испарение E	18	5	4	5	6	10	41	64	92	98	65	28	8	426
Изменение запасов воды														
в снеге ΔS_c	33	7	31	0	6	4	-48	—	—	—	—	—	—	20
в озерах и водохранилищах $\Delta S_{оз}$	—	0	-2	-3	-8	-11	23	1	-2	0	-2	0	2	—
в почве ΔM	12	-3	-35	12	60	-2	11	-45	-30	18	-39	47	31	25
в водоносных слоях ΔU	9	38	-13	14	-30	17	46	-28	-14	-3	-11	15	21	52
Неучтенные элементы и ошибки определения (невязки баланса) η	—	1	58	11	-10	-1	-39	18	17	-7	20	-1	14	81

Таблица 32

Ошибки (мм) в оценке элементов водного баланса р. Волги — Угличская ГЭС, площадь водосбора 60 000 км², 1970-71 г.

Характеристика	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Год
δP	0	0	1	0	0	0	1	1	-1	-1	1	0	2
$\delta \Delta S_c$	0	5	-0,5	-2,2	-4,5	-3	—	—	—	—	—	—	0
δE	-2,1	-2,3	0	5,0	20,0	-10	1,8	15,0	-9,0	2,2	-4,2	2,4	-13,4
$\delta \Delta M$	1	18	0	-5,0	2,9	-1	2	-16,0	-2,0	-3,0	8,0	3	25,0
$\delta \Delta U$	-6,6	-0,5	0	3,7	-14,4	-4,5	-1,1	-3,3	1,8	5,3	1,1	-1,1	-2,3
$\delta P - (\delta \Delta S_c + \delta E + \delta \Delta M + \delta \Delta U)$	7,7	-20,2	0,5	2,5	—	18,5	-1,7	5,3	8,2	-5,5	-3,9	-4,3	-7,3
Неучтенные элементы баланса η^*	-6,7	78,2	10,5	-12,5	13,4	-57,5	19,7	11,7	-15,2	25,5	2,9	18,3	88,3

Следует отметить, что предложенный автором метод оценок ошибок среднего по площади значения элемента баланса позволяет проследить динамику накопления ошибок в годовом ходе. Этот метод, как и описанные выше, лишь весьма приближенно характеризует точность балансовых расчетов. В принципе необходимо учитывать прямым путем также погрешности «эталонного» способа осреднения и данных измерений в отдельных пунктах наблюдений. Случайные погрешности измерения элементов в отдельных пунктах могут быть оценены по общеизвестным формулам (7.13), (7.14) лишь при наличии данных многолетних измерений (наблюдений). При наличии достаточного числа пунктов наблюдений за каким-либо элементом случайные погрешности его измерения (наблюдения) при осреднении должны убывать, поэтому можно полагать, что случайные ошибки в определении элементов в отдельных пунктах наблюдений при осреднении будут незначительными.

Глава 8

МОДЕЛИ УПРАВЛЕНИЯ ПРОЦЕССАМИ СТОКА И ИСПАРЕНИЯ В РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ

Моделирование как средство исследований гидрологических явлений и процессов получило в гидрологии достаточно широкое развитие.

Аналоговое моделирование применяется при построении расчетных гидрографов речного стока, при изучении режима, запасов подземных вод и др. В настоящее время становится преобладающим универсальное (цифровое) моделирование, связанное с применением современных ЭЦВМ.

Моделирование в гидрологии по существу основано на использовании динамической аналогии. Аналогия означает нетождественное подобие свойств или соотношений. Моделирование гидрологических явлений и процессов (стока, испарения, инфильтрации и др.) предполагает построение действующей математической или реальной модели, обладающей свойствами, которые подобны свойствам или соотношениям рассматриваемого явления или изучаемой системы. Таким образом, можно имитировать работу, например, речной системы, принимать решения относительно оптимизации различных видов деятельности и др.

Из многочисленных отечественных и зарубежных примеров разработки моделей гидрологических явлений и процессов следует, что можно построить модели преимущественно вероятностного или преимущественно детерминированного характера. При таком подходе естественно возможны четыре различных типа моделей (табл. 33).

Возможна детерминистическая модель вероятностной реальной системы (процессов) и наоборот. Можно построить детерми-

Типы моделей

Реальная система (процесс)	Модель	
	Детерминистическая	Вероятностная
Детерминистическая	Детерминистическая	Вероятностная
Вероятностная	Детерминистическая	Вероятностная

нистическую модель детерминистического процесса (явления). Примером связи детерминистическая модель—детерминистическая система являются уравнения гидравлики, используемые для изучения истечения жидкости из отверстий и сосудов. Примером связи вероятностная система—вероятностная модель являются стохастические модели в гидрологии. К области детерминистическая система—вероятностная модель относятся некоторые примеры применения метода Монте-Карло, методы многомерной статистики (факторный, компонентный, кластерный и регрессионные анализы) и метод осреднения элементов по площади, описанный в главе 7. Наконец, случаи вероятностная система—детерминистическая модель включают таблицы статистических осредненных данных, например, таблицы, приводимые в изданиях Ресурсы поверхностных вод.

Многочисленные методы, используемые в настоящее время при моделировании стока, испарения, инфильтрации и других явлений и процессов довольно подробно рассмотрены Л. С. Кучментом и В. И. Корнем [86], А. И. Будаговским [19], А. Беккером [139], Э. Чайлдсом [134] и др.

Особенностью математических моделей указанных процессов и в первую очередь моделей стока (Стенфордская модель, модель Доуди и Личти, Нэша, Корня и Кучмента) является воднобалансовый подход. Речной бассейн рассматривается как динамическая система, разделенная на отдельные емкости (зоны, слои). Основное внимание при построении моделей уделяется методам оптимизации решения сравнительно давно известных уравнений, описывающих отдельные звенья процессов стока. При этом основными методами оптимизации параметров являются методы наименьших квадратов, координатного спуска, градиентный, сопряженных градиентов и др. Другой важной особенностью математических моделей стока является то, что все они детерминистические.

В данной главе, естественно, невозможно рассмотреть все основные вопросы моделирования в его различных аспектах применительно к воднобалансовым исследованиям. В ней, в частности, не рассмотрены дискретные цепи Маркова — мощный аппарат исследования физических процессов, происходящих на

водосборе (испарение, диффузия, инфильтрация и др.), метод Монте-Карло, линейные статистические модели и ряд других моделей, применяемых в настоящее время в гидрологии. Рассмотрим лишь трехзонную модель водного баланса речного бассейна и ее приложение для развития теории управления процессами стока и испарения.

8.1. МОДЕЛЬ ВОДНОГО БАЛАНСА РЕЧНОГО БАСЕЙНА ПО ВЕРТИКАЛЬНЫМ ЗОНАМ

В. Г. Андреянов и В. И. Бабкин в 1971 г. предложили трехзонную модель водного баланса замкнутого речного бассейна (рис. 13). Достоинством модели является возможность оценки элементов влагообмена в речном бассейне: просачивания влаги из поверхностной зоны в зону аэрации, испарения с поверхностной зоны, а также из зон аэрации и насыщения, инфильтрационного

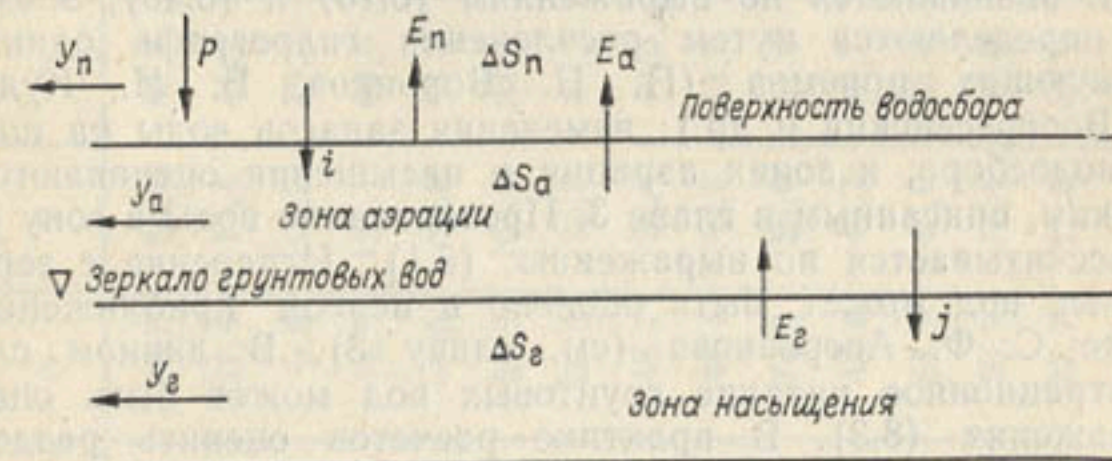


Рис. 13. Трехзонная модель формирования водного баланса речного бассейна.

пополнения запасов подземных вод. Согласно Бабкину, уравнения водного баланса для указанных зон имеют вид:

1) поверхностная зона

$$P = E_n + Y_n + i + \Delta S_n; \quad (8.1)$$

2) зона аэрации

$$i + E_r = E_a + Y_a + \Delta S_a + j; \quad (8.2)$$

3) зона насыщения

$$j = E_r + Y_r + \Delta S_r. \quad (8.3)$$

В уравнениях (8.1)—(8.3) приняты обозначения: E_n — часть задержанных растительным покровом осадков, испаряющихся непосредственно с поверхности бассейна. Сюда же относится

часть осадков, смачивающих поверхность почвы и расходуемых потом на испарение; E_a — испарение влаги из зоны аэрации (транспирация растительности плюс испарение почвенной влаги, подтягиваемой к испаряющей поверхности по капиллярам); E_r — расход грунтовых вод на испарение в зону аэрации из зоны насыщения; Y_n , Y_a , Y_r — соответственно поверхностная, почвенно-грунтовая и грунтовая составляющие речного стока; ΔS_n , ΔS_a , ΔS_r — изменения влагозапасов соответственно на поверхности водосбора, в зонах аэрации и насыщения; i — просачивание влаги в зону аэрации из поверхностной зоны; j — инфильтрационное пополнение запасов грунтовых вод.

При наличии изменений стока под влиянием хозяйственной деятельности (крупные водозаборы, сбросы вод, межбассейновые переброски стока и др.) в уравнения (8.1) — (8.3) следует подставлять восстановленные значения стока. Элементы водного баланса, представленные в уравнениях (8.1) — (8.3), определяются следующим образом: испарение с поверхностной зоны и из зоны аэрации оцениваются по выражениям (3.18) и (3.48); элементы стока определяются путем расчленения гидрографа одним из существующих приемов (П. П. Воронков, Б. И. Куделин, К. П. Воскресенский и др.); изменения запасов воды на поверхности водосбора, в зонах аэрации и насыщения оцениваются по методикам, описанным в главе 3. Просачивание воды в зону аэрации рассчитывается по выражению (8.1). Испарение с зеркала грунтовых вод может быть оценено в первом приближении по формуле С. Ф. Аверьянова (см. главу 3). В данном случае инфильтрационное питание грунтовых вод может быть оценено из выражения (8.3). В практике расчетов оценить раздельно элементы, характеризующие испарение с зеркала грунтовых вод E_r и их инфильтрационное питание j , часто затруднительно. Легче определить их разность ($j - E_r$).

В табл. 34, 35 по бассейну р. Поломети у д. Дворец приведены данные по элементам водообмена поверхностной зоны с зоной аэрации (i) и зоны аэрации с зоной насыщения ($j - E_r$), оцененные по месячным интервалам времени за период в 16 лет (1952—1967).

Из данных табл. 34 видно, что значения просачивания в зону аэрации для летних месяцев колеблются от 60 до 75 % по отношению к соответствующим суммам атмосферных осадков. Наибольшее просачивание характерно для октября и мая. Результирующее значение водообменов зон аэрации и насыщения (табл. 35) колеблется от 23 до 36 % суммы осадков. Годовые значения просачивания вод в зону аэрации и результирующей составляющей водообмена зон аэрации и насыщения составляют в среднем 486 и 115 мм, или 58 и 14 % годовых сумм осадков. Для бассейна р. Поломети у д. Дворец характерна следующая закономерность: осеннее накопление влаги в зоне аэрации значительно превосходит весеннее.

Таблица 34

Водообмен поверхностной зоны и зоны аэрации р. Поломети у д. Дворец, мм

Год	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Σ_{XI-X}
1952-53	42,0	-3,8	4,8	-0,7	48,0	6,5	33,2	82,4	125,5	64,4	79,4	62,8	544,5
1953-54	37,2	5,3	-1,0	7,3	14,4	17,4	10,4	41,9	43,1	64,2	88,9	74,4	403,5
1954-55	36,6	-1,3	18,1	16,7	30,7	5,6	143,3	79,2	36,6	35,0	42,5	71,7	514,7
1955-56	40,6	17,1	8,7	7,8	4,7	-14,3	125,1	60,6	96,8	80,2	39,7	89,9	556,9
1956-57	32,6	49,6	26,9	16,1	6,3	-8,5	69,8	89,3	66,3	85,0	84,7	108,5	626,6
1957-58	30,6	34,0	35,3	7,7	-0,2	-21,2	106,0	33,3	90,5	63,4	46,6	62,0	488,0
1958-59	45,1	22,5	22,1	40,3	-15,6	36,3	16,7	41,2	20,7	70,9	80,6	70,8	451,6
1959-60	24,2	4,3	2,8	13,1	1,8	48,1	26,4	49,5	52,2	79,0	55,8	40,8	398,0
1960-61	51,3	37,7	24,7	-0,3	78,0	45,4	59,6	33,0	46,4	126,3	42,1	15,4	559,6
1961-62	30,0	3,7	15,1	-18,2	15,7	74,6	56,0	81,0	69,4	96,7	51,1	43,9	519,0
1962-63	36,5	13,0	4,0	2,6	-10,3	47,4	45,7	58,7	20,0	42,7	28,1	94,7	383,1
1963-64	41,4	-2,4	7,5	0,9	-4,1	54,7	47,6	23,0	24,7	27,8	63,5	69,4	354,0
1964-65	62,7	29,5	1,9	1,7	22,9	20,5	76,1	20,0	88,6	44,8	32,6	75,3	476,6
1965-66	27,4	2,6	5,8	28,9	70,0	47,7	77,5	23,9	65,3	49,5	114,6	31,2	544,4
1966-67	0,5	-10,5	-2,1	7,5	38,4	47,1	92,8	77,7	26,4	63,5	34,5	101,9	477,7
Среднее	35,9	13,4	11,6	8,8	20,0	27,2	65,7	53,0	58,2	66,2	59,0	67,5	486,5

Таблица 35
Результирующий водообмен зон аэрации и насыщения для р. Поломети у д. Дворец, рассчитанный по формуле (8.3), мм

Год	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	$\Gamma_{0\lambda}$ (XI-X)
1952-53	4,8	8,2	12,3	2,5	16,0	13,1	-10,8	3,8	24,6	10,1	36,2	36,4	156,9
1953-54	6,7	-20,5	-7,0	2,6	4,4	19,0	-7,3	-15,0	3,6	2,2	41,2	38,0	67,9
1954-55	20,2	3,6	1,2	10,4	12,5	45,3	17,0	-1,2	-29,1	8,5	10,4	38,2	137,0
1955-56	7,4	5,3	4,5	1,5	3,1	68,1	-23,6	27,9	44,9	37,8	-14,8	65,8	227,5
1956-57	23,1	31,1	17,9	23,2	10,3	-18,5	-1,1	23,8	-27,4	33,1	48,0	18,8	182,3
1957-58	12,7	16,9	23,6	11,3	17,2	22,3	-5,1	-69,7	28,4	23,5	3,7	19,5	104,3
1958-59	26,9	5,7	20,9	10,3	23,2	-11,4	-55,4	-12,7	-74,9	32,3	41,8	16,0	22,7
1959-60	-0,5	-8,1	5,2	-1,9	1,8	54,2	-4,9	-6,3	4,0	17,8	8,8	26,1	96,2
1960-61	32,4	25,0	4,4	6,8	63,6	14,4	-1,5	-53,5	-2,0	64,1	-5,3	0,1	148,5
1961-62	-5,5	10,6	8,0	3,9	2,3	28,2	-8,9	8,2	24,8	38,0	3,5	26,1	139,2
1962-63	14,3	-16,5	-3,1	-1,4	-0,8	32,9	-66,0	6,5	-33,9	5,8	-7,7	64,0	-5,9
1963-64	23,2	-7,9	2,0	-4,6	-2,5	36,5	-18,4	-36,4	-7,7	15,5	20,9	44,4	65,0
1964-65	16,4	37,4	5,1	1,7	13,4	42,4	-23,3	-54,5	4,1	2,7	18,5	54,2	117,1
1965-66	10,0	5,8	1,1	24,2	30,5	75,3	-28,3	-26,6	3,0	8,8	47,6	19,4	170,8
1966-67	7,6	-13,7	-5,3	1,2	33,7	25,9	6,2	-8,0	-14,9	38,4	16,8	14,4	92,3
Среднее	13,7	5,5	6,1	6,1	15,2	29,8	-15,5	-14,3	-3,5	22,6	17,3	32,1	114,8

Для исследуемого речного бассейна характерен преимущественно нисходящий перенос влаги в зоне аэрации, который преобладает весной и осенью. Восходящий влагоперенос наблюдается зимой и летом. Горизонтальный перенос влаги происходит в виде стока поверхностных вод и верховодки весной и осенью, а также грунтового стока в течение всего года.

Значения элементов баланса, приведенные в табл. 34 и 35, характерны для водосборов, находящихся в аналогичных физико-географических условиях (зона достаточного увлажнения, сходные почвенно-растительные условия и т. д.).

Значения элементов водообмена зон аэрации и насыщения между собой и с поверхностной зоной могут быть определены для речного бассейна методом, описанным в п. 8.2. Этот метод разработан В. И. Бабкиным на основании использования полученных уравнений взаимосвязи элементов водного баланса речных бассейнов.

В табл. 36 в качестве иллюстрации приводятся данные по всем основным элементам баланса р. Медведицы у ст. Арчединской за 1973 г. Аналогичные данные были получены по ряду речных бассейнов, находящихся в лесостепной и степной зонах Европейской территории СССР.

Анализируя полученные данные, можно отметить, что в рассматриваемых физико-географических условиях в весенний период на пополнение запасов влаги в почве идет 25—85 мм, или 40—50 % осадков и запасов воды в снеге; в летние месяцы в почву попадает 140—200 мм влаги, а осенью 70—90 мм. Пополнение запасов влаги в зоне насыщения происходит главным образом в весенний (около 30—50 % влаги, поступившей в почвогрунты) и осенний (около 10 %) периоды.

До 35—40 % влаги, поступившей на речной бассейн в летний период, расходуется на испарение со смоченных поверхностей растений и почвы. В летние, а иногда в весенние и осенние месяцы, почва расходует на испарение около 70 % влаги, поступающей на водосбор. В зону аэрации за счет испарения из зоны грунтовых вод в летние месяцы поступает 1 мм влаги. В целом интенсивность влагообмена отдельных зон речного бассейна в условиях лесостепной и степной зон слабее выражена по сравнению с реками лесной зоны (см. табл. 34 и 35).

Для речных бассейнов лесостепной и степной зон ЕТС в зимнее время характерен как нисходящий, так и восходящий в зоне аэрации и преимущественно нисходящий в зоне насыщения влагоперенос при малых значениях стока. В весенний период наблюдается нисходящий и восходящий влагоперенос в зоне аэрации и горизонтальный перенос в виде стока. В летний период в зоне аэрации и насыщения отмечается лишь вертикальный влагоперенос; в осеннее время, особенно в многоводные годы, происходит пополнение запасов грунтовых вод.

Водный баланс р. Медведицы у ст. Арчединской за 1973 г., мм

Элемент баланса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	$\Gamma_{\text{од}}$ (I-XII)
P	37,0	66,0	57,0	13,0	61,0	100,0	60,0	41,0	57,0	79,0	66,0	72,0	709,0
$\Delta S_{\text{п}}$	31,0	-10,0	-6,0	-15,0	0	0	0	0	0	0	11,0	26,0	37,0
$\Delta S_{\text{а}}$	0	13,0	4,0	-38,0	-31,0	-2,0	-25,0	6,0	10,0	40,0	12,3	10,9	0,2
$\Delta S_{\text{г}}$	2,0	5,0	-15,0	13,0	8,0	-9,0	-2,0	-2,0	-1,0	2,0	5,0	5,0	11,0
$Y_{\text{п}}$	0	0	2,0	16,0	0	1,0	0,5	0,5	0,1	0,4	0,5	0,1	21,1
$Y_{\text{а}}$	0	0,5	1,0	1,0	3,0	0	0	0	0,4	0,1	0	0	6,0
$Y_{\text{г}}$	1,0	0,5	1,0	0	1,0	1,0	1,0	0,5	0,5	0,5	0,5	0,1	8,0
$E_{\text{п}}$	2,0	26,8	25,4	9,0	25,0	31,4	25,6	20,0	23,2	27,1	20,0	21,1	256,6
$E_{\text{а}}$	1,0	27,7	44,6	39,7	54,9	74,6	60,3	16,0	23,8	8,9	16,7	7,0	375,2
$E_{\text{г}}$	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	2,5
i	4,0	49,2	35,6	3,0	36,0	67,6	33,9	20,5	33,7	51,5	34,5	24,8	393,8
j	3,2	5,7	-13,8	13,3	9,2	-7,8	-1,3	-1,3	-0,3	2,7	5,7	6,2	21,5

8.2. МОДЕЛИ УПРАВЛЕНИЯ ПРОЦЕССАМИ СТОКА И ИСПАРЕНИЯ
В РЕЧНЫХ БАСЕЙНАХ

Теория оптимального управления в настоящее время находит широкое применение в различных технических приложениях. В гидрологии она практически не используется, но решение многих важных задач, таких, как оценка влияния различных видов хозяйственной деятельности на водные ресурсы рек, оценка последствий межзональных перебросок стока на гидрологический режим рек, прогнозная оценка изменения водного режима рек под влиянием орошения и осушения и решение ряда других практических задач требуют либо внедрения указанной теории, либо модернизации и разработки отдельных ее положений применительно к водным объектам. Напомним общие положения теории управления.

В теории управления основное внимание сосредоточено на системах с входами и выходами, допускающими измерение. Те входы, которые можно изменять, называют управлениями. Упрощенно, например, создание определенного режима стока в речном бассейне можно рассматривать как непрерывный подбор таких управлений, при которых выходы, например, сток и испарение, принимают желаемые значения. В связи с указанным обстоятельством одной из основных задач является описание режима стока речного бассейна, обеспечивающее предсказание последствий от управления в данный момент времени. Это положение приводит к необходимости построения математических моделей, описывающих режим стока речного бассейна. Модель должна быть физически обоснованной, иметь простую форму и проявлять близкое сходство с объектом.

В идеальных условиях можно разработать математическую модель, описывающую с помощью дифференциальных уравнений режим стока за секундный и суточный интервалы времени. Эта модель должна быть обеспечена соответствующими данными. Именно отсутствие надежных данных наблюдений, а также необходимость соблюдения соответствия функционирования модели режиму стока вынуждает использовать построение более простых моделей, основанных на балансовом принципе.

В современной теории управления важное место отводится выбору сигналов управления, вынуждающих системы работать в каком-то смысле наилучшим образом. Для измерения эффективности выбранного управления вводится специальный критерий ошибки — некоторая простая мера качества управления. Задача исследователя сводится к отысканию управления, обеспечивающего наименьшее значение этого критерия.

Рассматривая речной бассейн как объект управления, мы можем схематически изобразить его взаимосвязь с окружающей природной средой системой входов и выходов (рис. 14). Под входами следует понимать всевозможные воздействия на речной бассейн, часть которых можно измерить. Например, приток энергии

суммарной солнечной радиации, атмосферные осадки и некоторые другие элементы, определяющие увлажнение бассейна и температуру его поверхности,— это входные переменные. Под выходными переменными можем понимать испарение, сток, элементы влагообмена в речном бассейне. Частью входов в принципе можно управлять, например, количеством воды, поступающей на бассейн (искусственное дождевание, активные воздействия на облака и др.), либо притоком суммарной солнечной радиации к поверхности почвы путем ее затенения каким-либо экраном, либо искусственного изменения альбедо поверхности. Входы, которыми не можем управлять,— это возмущения; ниже они не рассматриваются.

Чтобы определить значения входных элементов, которые следует подать на бассейн для получения заданного режима стока,

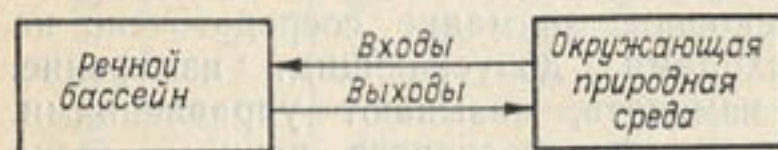


Рис. 14. Взаимосвязь речного бассейна с окружающей природной средой.

необходимо научиться предсказывать реакцию бассейна на некоторые возможные управляющие входы. Такое предсказание может быть получено по реакциям на ранее подававшиеся входы, установленные по данным наблюдений или использования соответствующей математической модели. Короче говоря, необходимо установить определенные связи между измеряемыми входами (атмосферными осадками, солнечной радиацией и др.) и выходами (сток, испарение) за конкретные интервалы времени.

Для обоснования вида зависимости испарения или стока от осадков продифференцируем уравнение среднего многолетнего водного баланса (1.2) по переменной P :

$$\frac{\partial P}{\partial P} = \frac{\partial Y}{\partial P} + \frac{\partial E}{\partial P} = 1. \quad (8.4)$$

Из уравнения (8.4) следует, что углы наклона касательных к кривым зависимости испарения (либо стока) от осадков $E = f(P)$ (либо $Y = f(P)$) имеют теоретические пределы изменения:

при

$$\frac{\partial E}{\partial P} = \operatorname{tg} \alpha_1 = 0 \quad \alpha_1 = 0^\circ;$$

тогда

$$\frac{\partial Y}{\partial P} = \operatorname{tg} \alpha_2 = 1,0 \quad \alpha_2 = 45^\circ.$$

Наоборот, при

$$\frac{\partial E}{\partial P} = \operatorname{tg} \alpha_1 = 1,0 \quad \alpha_1 = 45^\circ;$$

тогда

$$\frac{\partial Y}{\partial P} = \operatorname{tg} \alpha_2 = 0; \quad \alpha_2 = 0^\circ.$$

Полученным предельным условиям, по мнению Э. М. Ольдекопа, удовлетворяет система кривых, описываемая следующим выражением:

$$\begin{aligned} E &= E_0 \operatorname{th} \frac{P}{E_0}; \\ Y &= P - E_0 \operatorname{th} \frac{P}{E_0}, \end{aligned} \quad (8.5)$$

где E_0 — максимально возможное испарение — параметр, определяемый эмпирически в зависимости от дефицита влажности воздуха. Отметим следующие обстоятельства:

1) при переходе к коротким интервалам времени уравнение (1.2) для речного бассейна не соблюдается, поскольку в его водном балансе большое значение имеют аккумуляционные элементы [7];

2) система уравнений Ольдекопа при малых значениях отношения P/E_0 не переходит в уравнение (1.2);

3) параметр E_0 не обоснован с энергетической точки зрения. Он был подобран эмпирически, исходя из наилучшего согласования результатов расчета по уравнению (8.5) с наблюдаемыми данными за стоком некоторых рек.

Для выявления зависимости испарения и стока от осадков и других элементов в качестве основы для исследования примем уравнение водного баланса общего вида (1.40):

$$P \pm \Delta S = A = Y + E, \quad (8.6)$$

где ΔS — изменения запасов влаги в бассейне (почве, водоносных слоях, озерах, болотах и т. д.); A — общее изменение запасов влаги в бассейне (сумма осадков и аккумуляционных элементов баланса).

Вместо параметра E_0 введем другой параметр E_* , характеризующий «максимальную сумму испарения» с речного бассейна, оцениваемого по выражению (3.26). После дифференцирования уравнения (8.6) по A получим

$$E = E_* \operatorname{th} \frac{A}{E_*}. \quad (8.7)$$

Для сведения его к уравнению баланса (8.6) в выражение (8.7) введем параметр β :

$$\beta = 1 - Y/A, \quad (8.8)$$

где Y/A — фактически коэффициент стока α .

В окончательном виде уравнения взаимосвязи между испарением, стоком, осадками и аккумуляционными элементами баланса примут следующий вид:

$$\begin{cases} E = \left(1 - \frac{Y}{A}\right) E_* \operatorname{th} \frac{A}{E_*}; \\ Y = A - E. \end{cases} \quad (8.9)$$

Для оценки температуры испаряющей поверхности следует пользоваться рекомендациями М. И. Будыко [21].

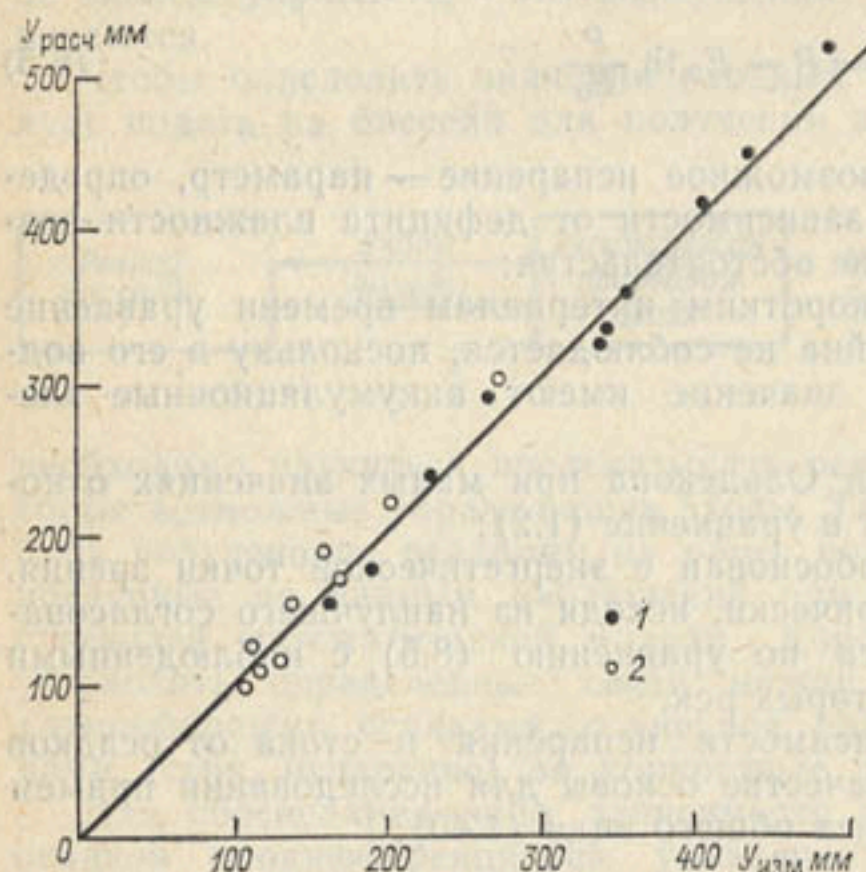


Рис. 15. Связь измеренных и рассчитанных значений стока.

1 — р. Полометь — д. Дворец;
2 — р. Ока — г. Кашира.

При отсутствии данных наблюдений за радиационным балансом, температурой и влажностью воздуха систему уравнений (8.9) можно записать несколько в ином виде:

$$\begin{cases} E = \left(1 - \frac{Y_n}{A}\right) \tilde{E}_* \operatorname{th} \frac{A}{\tilde{E}_*}; \\ Y = A - E, \end{cases} \quad (8.10)$$

где Y_n — поверхностная составляющая речного стока; E_* — отношение суммарной солнечной радиации ($Q + q$) к удельной теплоте испарения, L — параметр, приближенно характеризующий максимальную сумму испарения в реальных условиях.

Для проверки эффективности предложенных уравнений связи оценены значения стока для двух речных бассейнов: р. Полометь — д. Дворец за период с 1956 по 1967 г. и р. Ока — г. Кашира за период с 1966 по 1974 г. На рис. 15 показано сопоставление рассчитанных и измеренных значений стока этих бассейнов; коэф-

фициент корреляции этой связи равен 0,95, что указывает на высокую эффективность предложенных уравнений.

Система уравнений (8.10) может быть использована для оценки взаимосвязей подземных вод, дренируемых рекой, и остальными элементами баланса. Разложив выражение (8.10) в степенной ряд, получим зависимость подземной составляющей речного стока Y_r от элементов баланса:

$$Y_r = Y - A + (A - Y) \left(1 - 0,333 \frac{A^2}{\tilde{E}_*^2} + 0,133 \frac{A^4}{\tilde{E}_*^4} - 0,054 \frac{A^6}{\tilde{E}_*^6} + 0,022 \frac{A^8}{\tilde{E}_*^8} \right). \quad (8.11)$$

Для разработки моделей управления процессами стока и испарения в речных бассейнах и его отдельных зонах (поверхностной, аэрации и насыщения) в качестве основных прием уравнения водного баланса (8.1) — (8.3). Представим указанные уравнения в следующем виде:

поверхностная зона

$$P - i - \Delta S_n = Y_n + E_n; \quad (8.12)$$

зона аэрации

$$i + E_r - \Delta S_a - j = Y_a + E_a; \quad (8.13)$$

зона насыщения

$$j - \Delta S_r = Y_r + E_r. \quad (8.14)$$

Обозначив левые части приведенных уравнений соответственно буквами A' , A'' и A''' , получим формулы, аналогичные выражению (1.2):

$$A' = E_n + Y_n; \quad (8.15)$$

$$A'' = E_a + Y_a; \quad (8.16)$$

$$A''' = E_r + Y_r. \quad (8.17)$$

Для обоснования вида зависимостей испарения и стока из соответствующих зон бассейна от параметров A' , A'' , A''' и E_* продифференцируем уравнения (8.15) — (8.17) по первым трем переменным:

$$\frac{\partial A'}{\partial A'} = \frac{\partial E_n}{\partial A'} + \frac{\partial Y_n}{\partial A'} = 1,0; \quad (8.18)$$

$$\frac{\partial A''}{\partial A''} = \frac{\partial E_a}{\partial A''} + \frac{\partial Y_a}{\partial A''} = 1,0; \quad (8.19)$$

$$\frac{\partial A'''}{\partial A'''} = \frac{\partial E_r}{\partial A'''} + \frac{\partial Y_r}{\partial A'''} = 1,0. \quad (8.20)$$

Из уравнений (8.18) — (8.20) следует, что углы наклона касательных к соответствующим кривым связи испарения (либо стока) и параметров $A', A'', A'''/E_n = f(A')$ (либо $Y_n = f(A')$), $E_a = f(A'')$ (либо $Y_a = f(A'')$), $E_r = f(A''')$ (либо $Y_r = f(A''')$) имеют теоретические пределы изменения [7], которым лучше всего удовлетворяют системы кривых типа (8.9). Применительно к рассматриваемым зонам бассейна эти уравнения представятся в виде следующих систем кривых:

$$\begin{cases} E_n = \left(1 - \frac{Y_n}{P - \Delta S_n - l}\right) E_* \operatorname{th} \frac{P - \Delta S_n - l}{E_*}; \\ Y_n = P - \Delta S_n - l - E_n; \end{cases} \quad (8.21)$$

зона аэрации

$$\begin{cases} E_a = \left(1 - \frac{Y_a}{l + E_r - j - \Delta S_a}\right) E_* \operatorname{th} \frac{l + E_r - j - \Delta S_a}{E_*}; \\ Y_a = l + E_r - j - \Delta S_a - E_a; \end{cases} \quad (8.22)$$

зона насыщения

$$\begin{cases} E_r = \left(1 - \frac{Y_r}{j - \Delta S_r}\right) E'_* \operatorname{th} \frac{j - \Delta S_r}{E'_*}; \\ Y_r = j - \Delta S_r - E_r. \end{cases} \quad (8.23)$$

В приведенных выражениях параметр E_* характеризует максимальную сумму испарения. Формула по оценке данного параметра приведена в главе 3. Параметр E'_* выражает максимальную сумму испарения из зоны насыщения при температуре поверхности грунтовых вод.

При отсутствии данных наблюдений за температурой грунтовых вод этот параметр может быть оценен весьма приближенно по соотношению

$$E'_* = E_* - E, \quad (8.24)$$

где E — сумма значений испарения из поверхностной зоны и зоны аэрации, приближенно оцениваемая по формуле (3.48).

Ниже рассмотрим последовательность оценок элементов влагообмена и приемы решения предложенных уравнений взаимосвязи элементов отдельных зон бассейна. Расчет водного баланса речного бассейна рекомендуется производить в следующей последовательности.

1. По формуле (3.18) или с помощью региональных графиков $E_n = f(P)$ (рис. 16) определяется приближенное значение испарения части осадков, задерживаемых растительностью и поверхностью почвы в пределах речного бассейна.

2. На основании решения уравнения водного баланса поверхностной зоны определяется количество воды, поступившей в зону аэрации:

$$l = P - E_n - Y_n - \Delta S_n. \quad (8.25)$$

3. По одной из соответствующих формул оцениваются параметры E_* и E'_* .

4. Методом подбора решается система уравнений (8.23), описывающих баланс зоны грунтовых вод.

Просачивание в зону насыщения j и испарение E_r из нее оценивается исходя из подбора таких значений j , которые обеспечивают получение значений E_r , приводящих к хорошей увязке

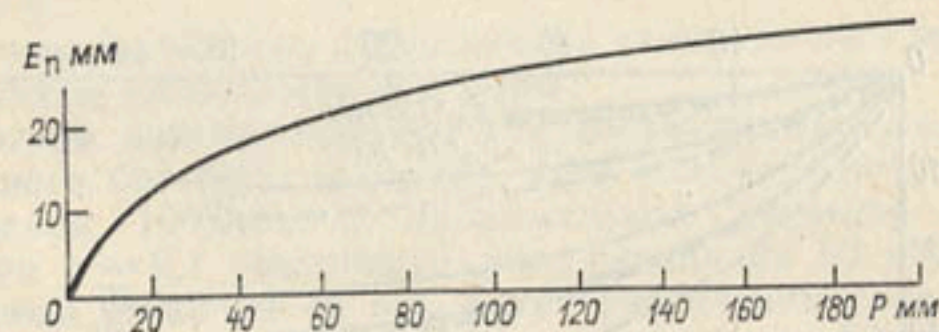


Рис. 16. Зависимость испарения из поверхностной зоны бассейна E_n от осадков за месячные интервалы времени P .

грунтового стока (1—5 %), рассчитанных по уравнению (8.23) и оцененных методом расчленения гидрографа (П. П. Воронков, Б. И. Куделин, К. П. Воскресенский и др.).

5. Расход влаги на испарение и сток из зоны аэрации оценивается исходя из системы уравнений (8.22), описывающих водный баланс зоны аэрации. При расчете значений почвенно-грунтового и поверхностного стока следует иметь в виду, что расчленение гидрографа каким-либо методом, например Воронкова, на указанные две составляющие не всегда можно выполнить с большой точностью. В связи с этим определяется суммарное значение поверхностно-склонового и почвенно-поверхностного стока по формуле

$$Y_n = Y - (Y_a + Y_r). \quad (8.26)$$

6. Решается система уравнений водного баланса поверхностной зоны относительно двух элементов: испарения и стока с поверхности этой зоны.

7. Полученные расчетом значения поверхностно-склонового, почвенно-поверхностного, почвенно-грунтового и грунтового стока сопоставляются с гидрографом стока рассматриваемой реки и окончательно увязываются их значения, а следовательно, и значения испарения.

8. Суммарное испарение с речного бассейна рассчитывается по выражению

$$E = E_n + E_a. \quad (8.27)$$

Для каждого речного бассейна на основании приведенных систем уравнений водного баланса могут быть построены индивидуальные графики управления формированием генетических категорий стока Y_n , Y_a , Y_r и полного речного стока и испарения в зависимости от остальных элементов баланса. Указанные системы кривых для конкретного речного бассейна могут быть легко перестроены в зависимости соответствующей генетической категории стока и испарения при постоянном значении параметра α и изменений общего увлажнения A от суммарной солнечной радиации, т. е. $Y = f(E_*)$ и $E = f(E_*)$. Пользование указан-

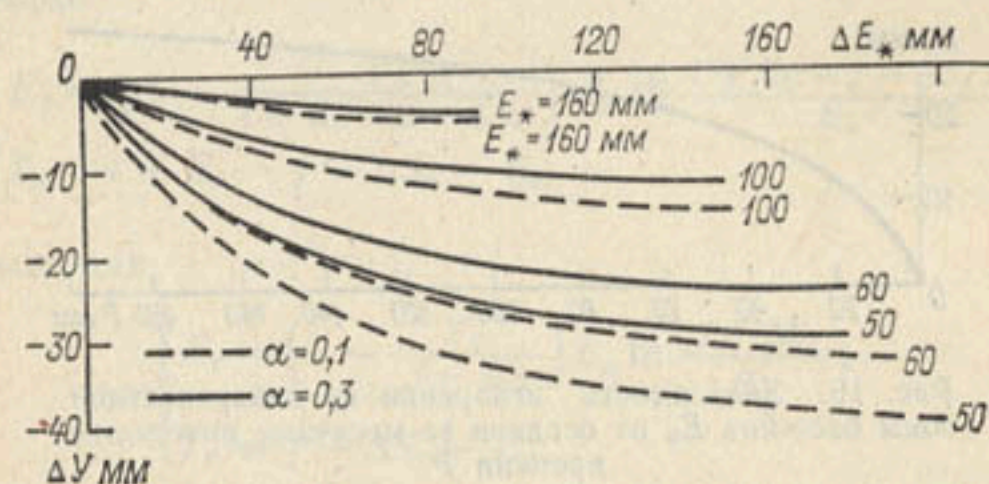


Рис. 17. Уменьшение стока ΔY при увеличении параметра E_* на ΔE_* .

ными графиками покажет, во-первых, какой способ воздействия применять, чтобы достичь поставленной цели — получения соответствующего режима стока в бассейне реки (увеличить или уменьшить E_* , A и т. д.), а во-вторых, насколько можно изменить действие рассматриваемого фактора для достижения этой цели. Например, при исходном значении максимальной суммы испарения за месяц E_* , равной 100 мм, значении $A = 100$ мм, для $\alpha = 0,1$ увеличение параметра E_* на 50 мм (рис. 17) приведет к уменьшению стока на 9,8 мм, а увеличение параметра E_* на 100 мм должно привести к уменьшению стока на 13,8 мм. Сток же при значениях E_* и A , равных 100 мм, составил 31,0 мм. Таким образом, в первом случае сток составит 21,2 мм, а во втором — 17,2 мм. Следовательно, увеличение параметра E_* на 50 и 100 % приведет к уменьшению стока на 31,6 и 44,6 %.

При указанной выше исходной информации и начальном значении стока, равном 46,0 мм, для $\alpha = 0,3$ увеличение максимальной суммы испарения на указанные выше значения должно привести к уменьшению стока на 7,5 мм и 11,2 мм. Это уменьшение приводит к тому, что в первом случае сток составит 38,5 мм, а во втором — 34,8. Следовательно, для указанных условий увели-

чение параметра E_* на 50 и 100 % приводит к уменьшению стока соответственно на 16,3 и на 24,4 %. Наоборот, за счет снижения максимальной суммы испарения может быть достигнуто увеличение стока.

На рис. 18 приведены зависимости увеличения слоя стока от снижения максимальной суммы испарения при начальных значениях E_* , равных 200 и 100 мм, параметре $\alpha = 0,1$ и 0,3 и значении увлажнения, равном 100 мм.

Из рассмотрения рис. 17 следует, что уменьшение максимальной суммы испарения с 200 до 100 мм приводит к увеличению стока на 14 мм при $\alpha = 0,1$ и на 11 мм при $\alpha = 0,3$. Соответственно сток при $\alpha = 0,1$ равен 17 мм, а при $\alpha = 0,3$ равен 35,5 мм. Следовательно, при уменьшении максимальной суммы испарения в 2 раза сток для указанных значений параметра α возрастает на 82 и 45 %.

Управлять значениями стока можно также за счет регулирования состоянием увлажнения бассейна.

Рассмотрим изменение стока под влиянием изменения увлажнения речного бассейна (рис. 19). При увлажнении речного бассейна, равном 100 мм, и максимальной скорости испарения 100 мм при $\alpha = 0,1$ увеличение увлажнения на 50 мм приведет к увеличению стока на 38 мм, а при увеличении увлажнения на 100 мм предполагаемое увеличение стока составит 83 мм. Сток же при максимальной скорости испарения $E_* = 100$ мм и $A = 100$ мм составляет 31 мм.

Следовательно, увеличение увлажнения бассейна в 1,5—2 раза при его достаточно высоком начальном значении, равном 100 мм, должно привести к возрастанию стока соответственно в 2,2 и в 3,7 раза. Для $\alpha = 0,3$ при рассмотренной выше исходной информации увеличение общего увлажнения в 1,5—2 раза приведет соответственно к возрастанию стока на 40 и 85 мм, т. е. в 2,3 и в 3,8 раза.

Уменьшение стока может быть достигнуто за счет уменьшения водонасыщенности бассейна.

На рис. 20 показаны графики убыли стока в зависимости от сокращения подачи воды на бассейн. При увлажнении, равном 200 мм, и максимальной сумме испарения 100 мм для $\alpha = 0,3$ и $\alpha = 0,1$ при уменьшении увлажнения на 100 мм соответственно сток уменьшается на 89 и 83 мм. По сравнению с начальными значениями стока, равными 132 и 113 мм, значения стока станут соответственно равными 43 и 30 мм. Следовательно, сток уменьшается соответственно в 3,1 и 3,8 раза. При увлажнении водосбора, равном 100 мм, и указанных выше значениях параметров уменьшение увлажнения на 60 мм приведет соответственно к уменьшению стока на 34 мм (при $\alpha = 0,3$ и на 26 мм (при $\alpha = 0,1$). От начальных значений стока, равных соответственно 46 мм и 31 мм, уменьшение стока составит 73,9 и 83,8 %. Таким образом, управлять режимом стока можно как искусственным увеличением (уменьшением) максимальной суммы испарения, так

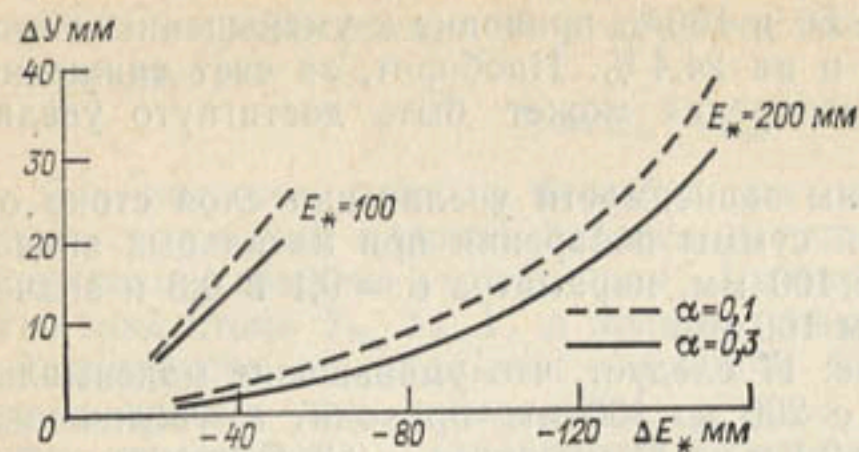


Рис. 18. Увеличение стока ΔY при снижении параметра E_* на ΔE_* .

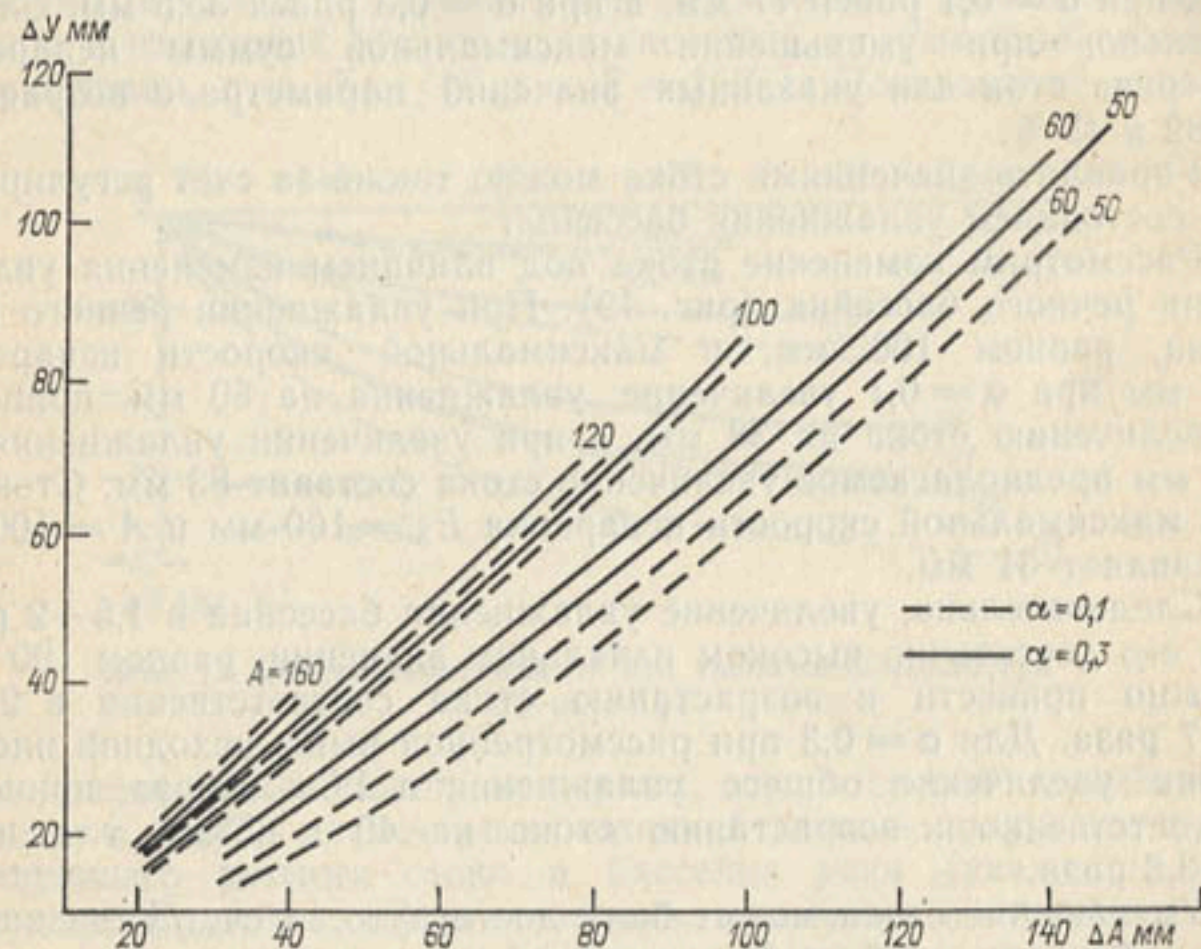


Рис. 19. Увеличение стока ΔY в зависимости от увеличения увлажнения бассейна ΔA при различных значениях A .

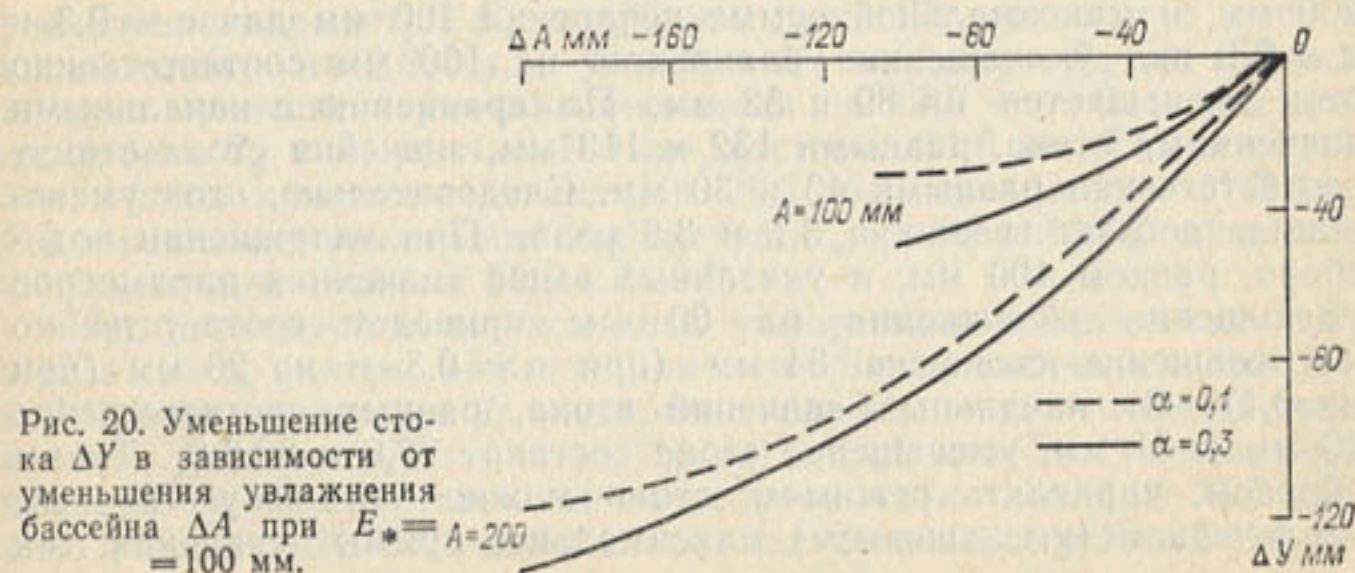


Рис. 20. Уменьшение стока ΔY в зависимости от уменьшения увлажнения бассейна ΔA при $E_* = A = 200$ мм.

и увеличением (уменьшением) общего увлажнения бассейна. Однако управление указанными воздействиями в ту или другую сторону (например, в сторону их завышения или занижения по сравнению с нормой) помимо стока и испарения, естественно, сказывается на значениях остальных элементов баланса.

Более конкретно изменение составляющих водного баланса под влиянием искусственных воздействий (управление, например, количеством выпадающих осадков) рассмотрим на примере р. Полонети у д. Дворец за август 1953 г. Данные по элементам баланса при отсутствии искусственных воздействий за этот месяц приведены в табл. 37. Предположим, что искусственно увеличили

Таблица 37

Элементы водного баланса р. Полонети у д. Дворец до и после проведения искусственных воздействий. Август, 1953 г.

	P	ΔS_n	ΔS_a	ΔS_r	Y_n	Y_a	Y_r	E_n	E_a	E_r	i	J
Было	160	-3,0	11,1	-7,9	61,8	12	6,0	35,3	44,2	1,9	65,9	0
Стало	192	0	15,0	-5,0	62,5	14,2	6,0	35,3	64,0	4,0	94,2	5,0

осадки на 20 %; таким образом, сумма осадков будет не 160 мм, а 192 мм. Изменение запасов воды на поверхности водосбора (в озерах и в русловой сети) составит не -3 мм, а нуль. Испарение влаги задержанных осадков с поверхности растений и почвы (из поверхностной зоны) согласно графику $E_n = f(P)$ в первом приближении не изменится и останется прежним (35,3 мм).

Полагая параметр α неизменным и равным 0,64, рассмотрим изменения значений элементов баланса, вызванных указанным воздействием. Вначале определим сток в поверхностной зоне и просачивание воды в зону аэрации из решения системы двух уравнений с двумя неизвестными:

$$\begin{cases} P - Y_n - \Delta S_n - E_n = i; \\ Y_n / (P - i - \Delta S_n) = 0,64. \end{cases} \quad (8.28)$$

Затем рассчитаем испарение с бассейна по формуле (8.10), полагая в первом приближении, что почвенно-грунтовой сток составляет 15 мм. Значения остальных элементов формулы (8.10), а именно изменение запасов воды в озерах и русловой сети, в зоне аэрации и в зоне насыщения, оцениваем с использованием графиков связи между отдельными элементами баланса, построенными по данным наблюдений за прошлые годы (например, $Y_r = f(\Delta S_r)$, $\Delta S_a = f(P, Y)$ и др.). Определяем параметр E_* ; методом подбора решаем уравнение баланса зоны насыщения

объединить усилия гидрологов, метеорологов, почвоведов и гидрогеологов в решении задач, связанных с преобразованием водного баланса, надежно оценить объемы просачивания влаги в зону аэрации и питания подземных вод.

Дальнейшее развитие воднобалансовых исследований должно идти по пути совершенствования теории процессов стока, испарения, инфильтрации, подземного водообмена в речных бассейнах и создания на ее основе математических моделей процессов речного стока. Для этого требуется расширение и углубление экспериментальных воднобалансовых исследований, а также широкое использование современных дистанционных методов определения осредненных по площади элементов баланса. Являясь математическим выражением закона сохранения материи в природе, метод водного баланса применительно к речному бассейну — основной инструмент изучения гидрологических явлений и процессов. Большие возможности в использовании этого инструмента открывает внедрение единой системы государственного учета всех видов вод и их использования в народном хозяйстве.

Соединение физически обоснованных воднобалансовых моделей, связывающих в единое целое гидрологические явления и метеорологические факторы, со стратегией развития отдельных регионов и данными единой системы государственного учета вод (поверхностных и подземных) и их использования составляет основу для разработки теории управления процессами стока и испарения в речных бассейнах. Ряд подходов к разработке этой теории на основании использования уравнения водного баланса рассмотрен авторами в конце данной монографии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьянов С. Ф. Фильтрация из каналов и ее влияние на режим грунтовых вод. — В кн. Влияние оросительных систем и режим грунтовых вод. Сб. 1. М., 1956. — 451 с.
2. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. — Л.: Гидрометеониздат, 1971. — 363 с.
3. Андреянов В. Г. Применение уравнений водного и теплового баланса к исследованию и расчету внутригодового режима стока. — Труды ГГИ, 1960, вып. 73, с. 3—54.
4. Бабкин В. И., Вершинин А. П. Метод Х. Л. Пенмана и его использование для оценки испарения. — Сборник работ по гидрологии, 1973, № 11, с. 169—182.
5. Бабкин В. И., Гусев О. А., Новикова В. П. Методика осреднения и интерполяции гидрометеорологических характеристик. — Труды ГГИ, 1974, вып. 217, с. 175—186.
6. Бабкин В. И., Воскресенский К. П. О водном балансе Европы. — Метеорология и гидрология, 1977, № 10, с. 109—112.
7. Бабкин В. И. Взаимосвязь элементов водного баланса речных бассейнов. — Труды ГГИ, 1979, вып. 260, с. 26—38.
8. Басс С. В. Ожидаемые изменения водного баланса бассейна Волги. — В кн.: Водный баланс СССР и его преобразование. М., 1969, с. 218—232.
9. Белявский Г. А. Подземные воды зоны интенсивного водообмена в пределах Западного Полесья Украинской ССР. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1966. — 27 с.
10. Богданова Э. Г. О возможности учета ветровой погрешности в текущих наблюдениях над жидкими осадками. — Труды ГГО, 1970, вып. 260, с. 3—23.
11. Богданова Э. Г. Оценка надежности характеристик ветрового недоучета твердых осадков. — Труды ГГО, 1968, вып. 215, с. 114—124.
12. Боков В. А. О радиационном балансе склонов в Западной Башкирии. — Географический сборник, 1967, № 3, с. 52—54.
13. Большаков М. Н., Михайлова В. И., Цыценко К. В. Закономерности формирования водного баланса горных речных бассейнов Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 2. Л., 1976, с. 147—155.
14. Борзенкова И. И. О некоторых закономерностях изменений составляющих радиационного и теплового баланса в горных районах. — Труды ГГО, 1965, вып. 179, с. 186—198.
15. Бочков А. П. О влиянии агротехнических и лесомелиоративных мероприятий на сток рек лесостепных и степных районов. — Труды ГГИ, 1965, вып. 127, с. 10—82.
16. Бочков А. П. Составление водных балансов речных бассейнов за конкретные интервалы времени. — Труды ГГИ, 1974, вып. 217, с. 3—44.
17. Браславский А. П. К вопросу о расчете изменения влажности и температуры воздуха при движении воздушного потока над водной поверхностью. — В кн.: Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства. Вып. 1. Алма-Ата, 1963, с. 138—157.

69. Карасев И. Ф., Савельева А. В. Оценка элементов руслового водного баланса в среднем течении р. Амур. — Труды ГГИ, 1972, вып. 185, с. 87—114.
70. Кириллук М. И. Водный баланс водосборов горных рек Карпат. — В кн.: Труды VI Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 2. Л., 1976, с. 192—198.
71. Кирста Б. Т. О расчете водного баланса речных бассейнов Копетдага. — Проблемы освоения пустынь, 1974, № 5, с. 66—69.
72. Климочкин В. В. Необходимость учета процессов конденсации при определении баланса подземных вод. — В кн.: Влагооборот в природе и его роль в формировании ресурсов пресных вод. М., 1974, с. 288—290.
73. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. — М.: Гидрометеониздат, 1959.—295 с.
74. Константинов А. Р. Испарение в природе. — Л.: Гидрометеониздат, 1968.—532 с.
75. Кошмидер Х. Методы и результаты точных дождемерных наблюдений. — В кн.: Материалы IV гидрологической конференции балтийских стран. Л., 1933, т. IV, с. 1—24.
76. Кренке А. Н., Ходаков В. Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха. — Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, 1966, вып. 12, с. 153—163.
77. Крестовский О. И., Капотова Н. И., Капотов А. А. Методы учета изменения запасов воды на поверхности водосборов, в почвогрунтах зоны аэрации и запасов грунтовых вод. — В кн.: Материалы семинара по расчетам водного баланса речных бассейнов и организации комплексных водно-балансовых и агрометеорологических наблюдений. — Валдай: Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1966, с. 67—102.
78. Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. — М.: Изд-во МГУ, 1960.—344 с.
79. Кузин П. С. График испарения с поверхности бассейна и его применение к расчету среднего многолетнего стока. — Записки ГГИ, 1934, т. 12, с. 189—209.
80. Кузин П. С. Испарение с суши на территории СССР. — Труды ГГИ, 1950, вып. 26 (80), с. 118—127.
81. Кузин П. С. Метод водного баланса и его практическое значение. — Метеорология и гидрология, 1973, № 4, с. 99—106.
82. Кузнецов В. И., Голубев В. С. Объективный анализ поля испарения и состояния сети водноиспарительных станций. — Труды ГГИ, 1971, вып. 198, с. 3—33.
83. Кузьмин П. П. К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова. — Труды ГГИ, 1953, вып. 41 (95), с. 34—52.
84. Кузьмин П. П. Теоретическая схема оценок ошибок расчета испарения с поверхности суши. — В кн.: Материалы межвед. совещ. по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши. — Валдай: Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1966, с. 271—282.
85. Курдгеландзе Г. М. Исследование элементов водного баланса на Сионском стационаре Института географии им. Вахушти АН ГрузССР. — В кн.: Природа и хозяйство Грузии. Тбилиси, 1977, с. 149—155.
86. Корень В. И., Кучмент Л. С. Применение методов оптимизации к построению математической модели дождевого стока. — Метеорология и гидрология, 1969, № 11, с. 69—77.
87. Литовченко А. Ф. Методика расчета водного баланса горных водосборов за конкретные годы, сезоны и месяцы. — В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 2, Л., 1976, с. 179—184.
88. Львович М. И. Человек и воды. — М.: Географгиз, 1963.—320 с.
89. Мазур Л. П. О структуре водного баланса горных водосборов северного склона Заилийского Алатау. — В кн.: Проблемы географии Казахстана. Алма-Ата, 1978, с. 160—167.
90. Мезенцев В. С., Карнацевич И. В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. — Л.: Гидрометеониздат, 1969.—168 с.

91. Методические основы расчета водных ресурсов и водного баланса территории СССР/Бабкин В. И., Воскресенский К. П., Иванова И. Б. и др. — Труды ГГИ, 1977, вып. 241, с. 11—28.
92. Методические указания управления гидрометслужбы № 89. — Л.: Гидрометеониздат, 1974.—96 с.
93. Методы расчета водных балансов. Международное руководство по исследованиям и практике. — Л.: Гидрометеониздат, 1976.—120 с.
94. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. — Л.: Гидрометеониздат, 1974.—638 с.
95. Нежиховский Р. А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. — Л.: Гидрометеониздат, 1971.—476 с.
96. Нечаев И. Н. Исследование погрешности измерения атмосферных осадков, вызванной испарением их из прибора. — Труды ГГО, 1969, вып. 275, с. 73—87.
97. Огневский А. В. Гидрология суши. — М.: Сельхозгиз, 1952.—515 с.
98. Огильви Н. А. Внутригрунтовая конденсация и испарение в пустынях и их гидрогеологическое значение. — Бюллетень Моск. общ-ва испытателей природы, отд. геол. и мин., т. 38, вып. 2, 1963, с. 108—116.
99. Ольдекоп Э. М. Испарение с поверхности речных бассейнов. — Юрьев, 1911.—209 с.
100. Оппоков Е. В. Осадки, сток и испарение в бассейне Днепра выше Киева (по новейшим данным). — Исследование рек СССР, 1935, вып. 7, с. 38—54.
101. Орлов Г. И. К вопросу об измерении снежных осадков. — Труды НИУ ГУГМС, 1946, вып. 23, сер. 1, с. 3—18.
102. О точности расчета водных балансов речных бассейнов за короткие интервалы времени/Бабкин В. И., Воскресенский К. П., Васильева Л. А. и др. — Водные ресурсы, 1979, № 2, с. 5—20.
103. Паршин В. Н. О поправках к измеренным значениям твердых осадков. — Метеорология и гидрология, 1970, № 7, с. 92—99.
104. Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. — Л.: Гидрометеониздат, 1946.—480 с.
105. Попов О. В. Подземное питание рек. — Л.: Гидрометеониздат, 1968.—291 с.
106. Рогоцкий В. В. Водный баланс сельскохозяйственного поля в районе Валдая. — В кн.: Материалы семинара по организации воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений и расчетам водного баланса сельскохозяйственных полей. — Валдай: Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1968, с. 128—147.
107. Рогоцкий В. В. Опыт использования нейтронного индикатора влажности при воднобалансовых исследованиях. — Труды ИЭМ, 1972, вып. 29, с. 112—125.
108. Романов В. В. Испарение с болот Европейской территории СССР. — Л.: Гидрометеониздат, 1962.—228 с.
109. Румянцев В. А. Пространственное осреднение гидрометеорологических элементов. — Труды ГГИ, 1972, вып. 167, с. 3—13.
110. Рустамов С. Г., Кашкай Р. М. Водный баланс Азербайджанской ССР. — Изв. АН АзССР. Сер. Наук о Земле, 1972, № 3, с. 42—49.
111. Семенов В. А. Особенности методики и возможности расчета водного баланса бассейнов горных рек засушливой зоны. — Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, с. 20—48.
112. Скакальский Б. Г. Основные географические и гидрохимические характеристики местного стока природных зон Европейской территории СССР. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геогр. наук. — Л., 1968.—27 с.
113. Соколов А. А. Влияние озер и водохранилищ на водный режим рек. — В кн.: Труды III Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 2. Л., 1959.—67 с.
114. Соколов А. А. О типах речных бассейнов по характеру связи стока и испарения с осадками. — Сборник работ по гидрологии, 1959, № 1, с. 13—22.
115. Соколов А. А. К истории дифференцированного уравнения водного баланса. — Метеорология и гидрология, 1964, № 7, с. 57—62.
116. Соколов А. А., Вуглинский В. С. Итоги и перспективы изучения осадков и снежного покрова в горах. — Метеорология и гидрология, 1970, № 8, с. 44—51.

117. Соседов И. С. Методика территориальных воднобалансовых обобщений в горах.—Алма-Ата: Наука, 1976.—154 с.
118. Струзер Л. Р. Передвижение парообразной воды в почве в процессе испарения.—Труды ГГИ, 1952, вып. 34 (88), с. 66—92.
119. Струзер Л. Р. Метод измерения правильных величин твердых атмосферных осадков.—Труды ГГО, 1969, вып. 244, с. 41—47.
120. Субботин А. С. Конструирование и применение почвенных испарителей и лизиметров на современном этапе.—В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 6. Л.: 1976, с. 82—89.
121. Субботин А. И. Сток талых и дождевых вод.—М.: Гидрометеониздат, 1966.—376 с.
122. Троицкий В. А. Гидрологическое районирование СССР.—В кн.: Труды комиссии по естественно-историческому районированию СССР. Т. 2, вып. 3. М.: Л., 1948.—112 с.
123. Указания для управлений гидрометеорологической службы по вычислению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков.—Валдай: Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, ГГО, 1969.—64 с.
124. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов.—Л.: Гидрометеониздат, 1969.—82 с.
125. Урываев В. А., Вершинина Л. К. О точности метода ландшафтно-маршрутных снегосъемок.—Труды ГГИ, 1969, вып. 178, с. 116—122.
126. Урываев В. А., Вершинина Л. К. Результаты экспериментальных исследований самолетного гамма-метода измерения запасов воды в снеге.—Труды ГГИ, 1969, вып. 178, с. 56—115.
127. Федосеев И. А. Развитие знаний о происхождении, количестве и круговороте воды на Земле.—М.: Наука, 1967.—135 с.
128. Федоров С. Ф. Исследование элементов водного баланса в лесной зоне Европейской территории СССР.—Л.: Гидрометеониздат, 1977.—264 с.
129. Филатова Л. Н. Исследование и расчет испарения в горном бассейне. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геогр. наук.—Ташкент, 1973.—28 с.
130. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель.—Л.: Гидрометеониздат, 1975.—246 с.
131. Цейтлин Б. С., Польский О. В. Руслевой водный баланс р. Амударьи за 1969—1972 гг.—Водные ресурсы, 1976, № 5, с. 70—81.
132. Цигельная И. Д. Водный баланс горных районов Средней Азии.—В кн.: Природные условия и естественные ресурсы СССР. Средняя Азия. М., 1968, с. 170—174.
133. Цыценко К. В. Исследование элементов водного баланса водосборов северного склона Киргизского хребта (на примере бассейна р. Алаарча). Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геогр. наук.—Л., 1970.—32 с.
134. Чайлдс Э. Физические основы гидрологии почв.—Л.: Гидрометеониздат, 1973.—427 с.
135. Чуб В. Е. Использование метода теплового баланса для расчета суммарного испарения с горных водосборов юго-западного Тянь-Шаня.—Труды САНИИ, 1980, вып. 74 (155), с. 61—68.
136. Швер Ц. А. Атмосферные осадки на территории СССР.—Л.: Гидрометеониздат, 1978.—302 с.
137. Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек.—Л.: Гидрометеониздат, 1978.—302 с.
138. Шпак В. Г., Михайлова В. И. Некоторые результаты изучения элементов водного баланса в бассейне р. Чон-Кызыл-Су.—Вопросы водного хозяйства, 1965, вып. 4, с. 39—50.
139. Glugla G. Zur Ermittlung der Grundwasserneubildung unter Berücksichtigung der Beziehungen zwischen Wärme und Wasserhaushalt.—WUT, 1970, 20, J. 125, 3, S. 397—403.
140. Iskowski K. Beitrag zur Ermittlung der Niedrigst, Normal und Höchstmengen auf Grund charakteristischer Merkmal der Flussgebiete.—Zeitschrift der Österreichischen Ing. und Arch., 1886.
141. Keller H. Niederschlag, Abfluss und Verdunstung in Mitteleuropa. Jahrbuch für Gewässerkde. Besondere Mitteilungen, 1906, Bd 1, № 4, S. 3—12.

142. Nipher F. On the determination of the true rainfall by elevated changes.—In: Proc. Amer. Assoc. Advanc. Sci. St. Louis Meeting, 1878, p. 13—34.
143. Penman H. L. Evaporation. An introductory survey.—Neth. J. Agric. Sci., 1956, N 4.
144. Penck A. Versuch einer Klimaklassifikation auf physiogeographisches Grundlage Sitzber preuss.—Akad. Wiss. Phys. Math. Kl., 1910, N 12.
145. Schmidt W. Der Massenaustausch bei der ungeordneten Strömung in freier Luft und seine Folgen.—Akad. Wiss. Wien. Math. Nat. Kl. Sitzber. Abt., 1917, 2a, 126.
146. Taylor G. I. Eddy motion in the atmosphere.—Phil. Trans. Roy. Soc. A., 1915, 215.
147. Thorntwaite C. W., Mather I. P. The water balance.—Drexel Inst. Technol. Publ. Climatol., 1955, v. 8, N 1, p. 104.
148. Turc L. Le bilan d'eau sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement.—Ann. Inst. Nat. Rech. agron., ser. A, Ann. Agron., 1954, t. 4; 1955, t. 5.
149. Ule W. Niederschlag und Abfluss in Mitteleuropa.—Forsch. Z., Lanoles und Volkskde, 1903, Bd 14, N 5, S. 24—39.
150. Schreiber R. Über die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flüsse in Mitteleuropa.—Met. Z., 1904, S. 3—22.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	3
Введение	7
ГЛАВА 1. ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ВОДНОМ БАЛАНСЕ РЕЧНОГО БАССЕЙНА	9
1.1. Основные этапы развития метода водного баланса	10
1.2. Уравнение водного баланса суши	13
1.3. Уравнения и методы расчета водных балансов речных бассейнов	15
ГЛАВА 2. ВЗАИМОСВЯЗЬ ВОДНОГО И ТЕПЛОВОГО БАЛАНСОВ	25
2.1. Совместное решение уравнений водного и теплового балансов	27
2.2. Взаимосвязь элементов водного и теплового балансов суши	30
ГЛАВА 3. ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ВОДНОГО БАЛАНСА И МЕТОДЫ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ	32
3.1. Атмосферные осадки	—
3.2. Испарение	41
3.3. Речной сток	70
3.4. Бассейновые запасы воды, их изменения и методы расчета	81
ГЛАВА 4. ВОДНЫЕ БАЛАНСЫ РАВНИННЫХ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ СССР	96
4.1. Метод составления водных балансов равнинных речных бассейнов за различные интервалы времени	97
4.2. Водные балансы равнинных речных бассейнов за короткие интервалы времени отдельных лет	99
4.3. Водные балансы основных речных бассейнов СССР за многолетний период	110
ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ РАСЧЕТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА ГОРНЫХ ВОДОСБОРОВ	113
5.1. Влияние высотной поясности на распределение элементов водного баланса горных водосборов	115
5.2. Учет экспозиции и крутизны склонов при воднобалансовых расчетах в горах	119
5.3. Особенности расчетов элементов водного баланса различных горных ландшафтов	124
5.4. Совместное решение уравнений теплового и водного балансов горных водосборов	127
5.5. Водный баланс гляциально-нивального пояса	129

ГЛАВА 6. АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВОДНОГО БАЛАНСА РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ	133
6.1. Методика оценки влияния хозяйственной деятельности на элементы водного баланса речных бассейнов	134
6.2. Изменения элементов водного баланса речных бассейнов под влиянием хозяйственной деятельности	137
ГЛАВА 7. ТОЧНОСТЬ СОСТАВЛЕНИЯ ВОДНЫХ БАЛАНСОВ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ	143
7.1. Методы оценок средних значений элементов водного баланса речных бассейнов	144
7.2. Типы ошибок определения элементов водного баланса и методы их оценки	148
7.3. Погрешности определения элементов водного баланса в речных бассейнах за отдельные годы	151
7.4. Оценка точности воднобалансовых расчетов	158
ГЛАВА 8. МОДЕЛИ УПРАВЛЕНИЯ ПРОЦЕССАМИ СТОКА И ИСПАРЕНИЯ В РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ	161
8.1. Модель водного баланса речного бассейна по вертикальным зонам	163
8.2. Модели управления процессами стока и испарения в речных бассейнах	169
Заключение	181
Список литературы	183

Владимир Иванович Бабкин
Валерий Сергеевич Вуглинский

**ВОДНЫЙ БАЛАНС
РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ**

Редактор О. Н. Потапова. Художник И. Г. Архипов
Художественный редактор В. В. Быков. Технический редактор М. И. Брагинина.
Корректор Т. Н. Черненко

ИБ № 1240

Сдано в набор 28.05.82. Подписано в печать 29.10.82. М-33149. Формат 60×90^{1/16}. Бум. тип. № 1.
Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 12. Кр.-отт. 12. Уч.-изд. л. 13,74. Тираж
1850 экз. Индекс ГЛ-85. Заказ № 238. Цена 2 руб. 30 коп.
Гидрометеониздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объеди-
нения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный переулок, д. 6.