З.А. Викулина

Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза

З.А.Викулина

Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза

Под редакцией
В. В. Куприянова



Ленинград Гидрометеоиздат 1979

УДК 556.55

В книге дана оценка водных ресурсов внутренних водоемов СССР, составленная на основании новейших или уточненных сведений о водном балансе крупнейших озер и обобщенных данных оперативного расчета прихода-расхода воды главнейших водохранилищ.

Применительно к водоемам разного типа излагается методика расчета элементов водного баланса (притока, осадков, стока, испарения, подземных и аккумуляционных компонентов) и приводятся сведения о годовых балансах озер и водохранилищ.

Оценена роль озерного круговорота в водном балансе территории СССР и степень его усиления за счет водохранилищ.

Книга рассчитана на гидрологов и специалистов гидрометеорологического профиля, занимающихся изучением озер и водохранилищ и на основании этого — гидрологическим обслуживанием народнохозяйственных организаций. Книга предназначается также для гидротехников и специалистов водного хозяйства, осуществляющих проектирование, строительство и эксплуатацию водохранилищ.

The book gives evaluation of internal reservoirs water resources on the basis of modern data on gratest lakes water balance or summarized data on operational calculations of water inflow and discharge.

Methods for calculation of water balance elements are considered and information on year balance of lakes reservoirs is given.

The role of lakes cycle in water balance of the USSR territory is estimated.

The book is ment for hydrologists and specialists in hydrometeorology as well as for specialists in water management and hydraulic engineers.

В $\frac{20806\text{-}050}{069(02)\text{-}79}$ 49-79

© Гидрометеоиздат, 1979 г.

Предисловие

Внутренние водоемы СССР являются вместилищами огромных запасов природных вод, основная масса которых сосредоточена в чаше крупнейших озер. Воды озер издревле использовались человеком и приобретают все большее значение в хозяйстве социалистического общества, развитие которого предусматривает всестороннее и планомерное использование природных ресурсов. С осуществлением грандиозных водохозяйственных мероприятий на территории Советского Союза созданы и продолжают сооружаться водохранилища, многие из которых по площади соизмеримы с крупнейшими озерами. Наряду с водохранилищами, регулирующими сток рек, осуществляется преобразование режима озер путем сооружения плотин в истоке из них или путем частичного изъятия воды из поверхностного притока либо из вековых запасов озер. Для эффективного использования внутренних водоемов необходим всесторонний учет их водных ресурсов, основывающийся на изучении водного баланса водоемов.

Воднобалансовые исследования, первоначально проводившиеся только на отдельных изученных озерах, с развитием опорной наблюдательной сети гидрометеорологической службы постепенно охватили почти все крупнейшие озера страны и наиболее полно осуществляются на главнейших водохранилищах. В результате этих исследований, выполненных в системе гидрометеорологической службы и коллективами других ведомств и научно-исследовательских организаций, накоплены данные для количественной характеристики водных ресурсов изучаемых водоемов и разработаны методы изучения и расчета их водного баланса.

В настоящей книге на основании обобщения опыта воднобалансовых исследований произведена оценка водных ресурсов внутренних водоемов СССР и изложены методы, используемые в практике составления оперативных и многолетних водных балансов озер и водохранилищ.

Автор выражает благодарность В. В. Куприянову за его труд по редактированию книги и В. А. Знаменскому за полезные замечания при ознакомлении с рукописью.

Введение

Водный баланс отражает совокупное воздействие всех факторов, влияющих на изменение водной массы водоема, обусловленное периодическими и циклическими колебаниями климата, а также антропогенной деятельностью на самом водоеме или на его водосборе. В соответствии с изменением влияющих природных условий, а также в зависимости от степени хозяйственной освоенности водоема количественное соотношение приходо-расходных элементов баланса изменяется во времени, т. е. соответственно изменяются водные ресурсы водоема. Оценка водных ресурсов внутренних водоемов на основании водного баланса в целях их рационального хозяйственного использования является одной из главнейших задач изучения гидрометеорологического режима водоемов.

Впервые в отечественной практике расчет водного баланса был выполнен Л. С. Бергом на примере Аральского моря в начале текущего столетия, позднее, в тридцатых годах, соответствующие исследования были произведены И. В. Молчановым для оз. Ладожского. Из-за ограниченности исходных материалов наблюдений в обоих случаях водный баланс рассчитывался только в годовом разрезе за средний многолетний период, при этом расчет производился по упрощенной схеме, предусматривающей оценку водообмена через поверхность водоема остаточным членом уравнения водного баланса.

Более детальные исследования, включающие раздельное изучение главнейших компонентов с составлением водного баланса за отдельные годы и месяцы расчетного периода, были начаты с проектированием гидротехнического строительства в бассейне крупнейших внутренних водоемов и осуществлением водохозяйственных мероприятий, направленных на использование водных ресурсов отдельных озер.

Всесторонние воднобалансовые исследования были начаты в тридцатых годах под руководством В. К. Давыдова на оз. Севан [40]. В результате этих исследований было дано гидрологическое обоснование впоследствии реализованного проекта каскада Севан-Разданских гидроузлов, работающих за счет попусков вековых запасов оз. Севан. Наряду с изучением водоема

с преобразованным режимом наблюдения развертывались и на других озерах, в том числе на величайшем озере мира — Каспийском море. Результаты этих работ в сороковых годах были обобщены Б. Д. Зайковым, и на их основании была произведена оценка прихода-расхода воды Каспийского моря за многолетний период. Работы Давыдова и Зайкова явились основополагающими при изучении водного баланса внутренних водоемов, поскольку в них помимо количественной оценки водных ресурсов крупных и важных в народнохозяйственном отношении водоемов содержались разработанные на основании обобщения сетевых и специальных наблюдений методы расчета составляющих баланса как для водоемов с естественным режимом, так и для водоемов с нарушением соотношения прихода-расхода воды (неравновесный баланс). Эти методы совершенствовались и уточнялись в процессе дальнейшего развития воднобалансовых исследований, которые выполнялись отдельными исследователями и целыми коллективами и, постепенно распространяясь, охватили почти все крупнейшие озера страны. В настоящее время составлена количественная оценка водных ресурсов большинства главнейших озер СССР [7, 8, 16, 23, 25, 40, 54—56, 59, 60, 78, 91, 92]. Для малых озер расчеты водного баланса применительно к определению прихода-расхода воды за многолетний период выполнены для отдельных водоемов разных районов СССР и наиболее полно для озер Северного Казахстана и Урала [2, 74].

С бурным развитием гидротехнического строительства, развернувшегося в СССР после Великой Отечественной войны и сопровождавшегося сооружением крупных водохранилищ, возникла необходимость в повседневном учете запасов воды этих водоемов и разработке мероприятий по их рациональному использованию. Для оперативного учета наличных запасов водохранилищ потребовались сведения о водном балансе водохранилищ за короткие интервалы времени — сезоны, месяцы, а для разработки способов эффективного использования ресурсов водохранилищ возникла необходимость в усовершенствовании методов гидрологических прогнозов притока, базирующихся на данных о приходе-расходе воды за еще менее продолжительные отрезки времени — декады, пентады и даже сутки. Применительно к этим задачам методы гидрологических наблюдений и расчетов, основывающиеся на данных сетевых наблюдений, не обеспечивали получение необходимых исходных материалов. В связи с этим с сооружением водохранилищ на них стали производиться исследования по расширенной программе, выполняемые специализированными гидрометеорологическими обсерваториями (ГМО) и озерными станциями (ОС) гидрометслужбы. Силами ГМО и ОС на водохранилищах и их притоках создана разветвленная сеть пунктов регулярных наблюдений. Одновременно со становлением и расширением специализиро-

ванной озерной сети развивались теоретические и эксперимен-тальные исследования, направленные на совершенствование методов изучения и расчета гидрологического режима внутренних водоемов и их водного баланса. Разрабатывались и уточнялись принципы размещения наблюдательной сети на внутренних водоемах, способы обработки материалов наблюдений и методы расчета главнейших составляющих баланса — поверхностного притока, стока на гидроузлах, испарения с водной поверхности и аккумуляции в чаше озер и водохранилищ [14, 20, 26, 31, 51, 66, 76, 85]. Эти методы с учетом опыта соответствующих работ и наблюдений на данном водоеме используются при составлении оперативных балансов водохранилищ, результаты расчета которых регулярно публикуются в издании «Материалы наблюдений на озерах и водохранилищах», а для водохранилищ с многолетним рядом наблюдений обобщены в сводных работах, характеризующих гидрометеорологический режим водохранилищ [32—34].

В настоящей работе систематизированы и обобщены многочисленные опубликованные работы и личные исследования автора по расчету водного баланса озер и водохранилищ.

Глава 1

Общие сведения о внутренних водоемах СССР

Среди огромного количества внутренних водоемов Советского Союза по характеру расходования и накопления воды выделяются два типа водоемов: озера и искусственные образования — водохранилища. Водохранилища создаются в целях временного задержания стока воды, перераспределяемого в соответствии с нуждами водопотребления в течение года, а у крупных водохранилищ с большой сливной призмой — между смежными годами различной водности (водохранилища многолетнего регулирования).

Режим расходования воды, создаваемый искусственно на водохранилищах и складывающийся под влиянием природных условий на озерах, определяет различие в структуре их водного баланса. У водохранилищ, независимо от их географического положения, в расходной части баланса всегда преобладает сток над испарением, а у озер соотношение расходных компонентов баланса определяется степенью проточности озера. Озера разделяются на проточные и бессточные. Проточные озера, расположенные в зоне достаточного и избыточного увлажнения, а также на большой высоте в горах, основную часть ежегодно возобновляемых запасов расходуют на сток, осуществляемый поверхностным или подземным путем; бессточные озера, распространенные в области недостаточного увлажнения, — главным образом на испарение.

Проточность определяет соотношение не только расходных, но и приходных компонентов водного баланса: с повышением проточности возрастает удельный вес притока по сравнению с водообменом через поверхность водоема за счет осадков и соответственно изменяется роль испарения в расходной части баланса. Поэтому у проточных водоемов, расположенных в близких климатических условиях, но различающихся по степени проточности, соотношение составляющих баланса складывается по-разному.

Проточность зависит от относительного размера водоема, который принято характеризовать коэффициентом $K = \frac{f_0}{F}$, именуемым показателем площади водоема, где f_0 — площадь зеркала водоема, а F — площадь его водосбора.

Коэффициент K изменяется у разных водоемов в широких пределах, однако у водохранилищ он на целый порядок ниже, чем у озер, что свидетельствует о высокой проточности водохранилищ, поскольку площадь их водосбора многократно превышает площадь их зеркала (табл. 1). Озера характеризуются

Таблица 1

Показатель площади проточных водоемов

Озеро	Площадь, км²		K
	озера	водосбора	
Онежское	9 630	51 500	0,18
Ладожское	17 700	258 000	0,06
Чудско-Псковское	3 550	44 200	0,08
Ильмень	(1 200)	66 300	0,02
Байкал	31 500	540 000	0,06
Сасыкколь	736	2 430	0,30
Севан (в естественном состоянии)	1 420	3 580	0,40
Ханка	4 070	16 900	0,24

Водохранилище	Площадь, км²		K
	водохранилища	водосбора	
Рыбинское	4 550	146 000	0,03
Камское	1 510	166 000	0,009
Куйбышевское	6 500	1190 000	0,005
Киевское	920	239 000	0,004
Каховское	2 150	482 000	0,004
Цимлянское	2 700	249 000	0,009
Красноярское	2 000	289 000	0,007
Братское	5 000	730 000	0,007
Кайраккумское	513	90 000	0,006

более низкой проточностью, уменьшающейся с повышением засушливости района, а в зоне недостаточного увлажнения они полностью бессточные. Пространственное распределение проточных и бессточных озер, следующее зональному изменению потерь стока за счет испарения с их поверхности, можно охарактеризовать, используя предложенные А. А. Соколовым в работе [81] картограмму рис. 1 и выражение

$$-\Delta y = K\left(\frac{z - x + y_1}{y}\right), \qquad (1.1)$$

где Δy — снижение нормы стока (в процентах) под влиянием озер или в результате создания водохранилища в бассейне реки; z — годовое испарение с поверхности озера (водохрани-

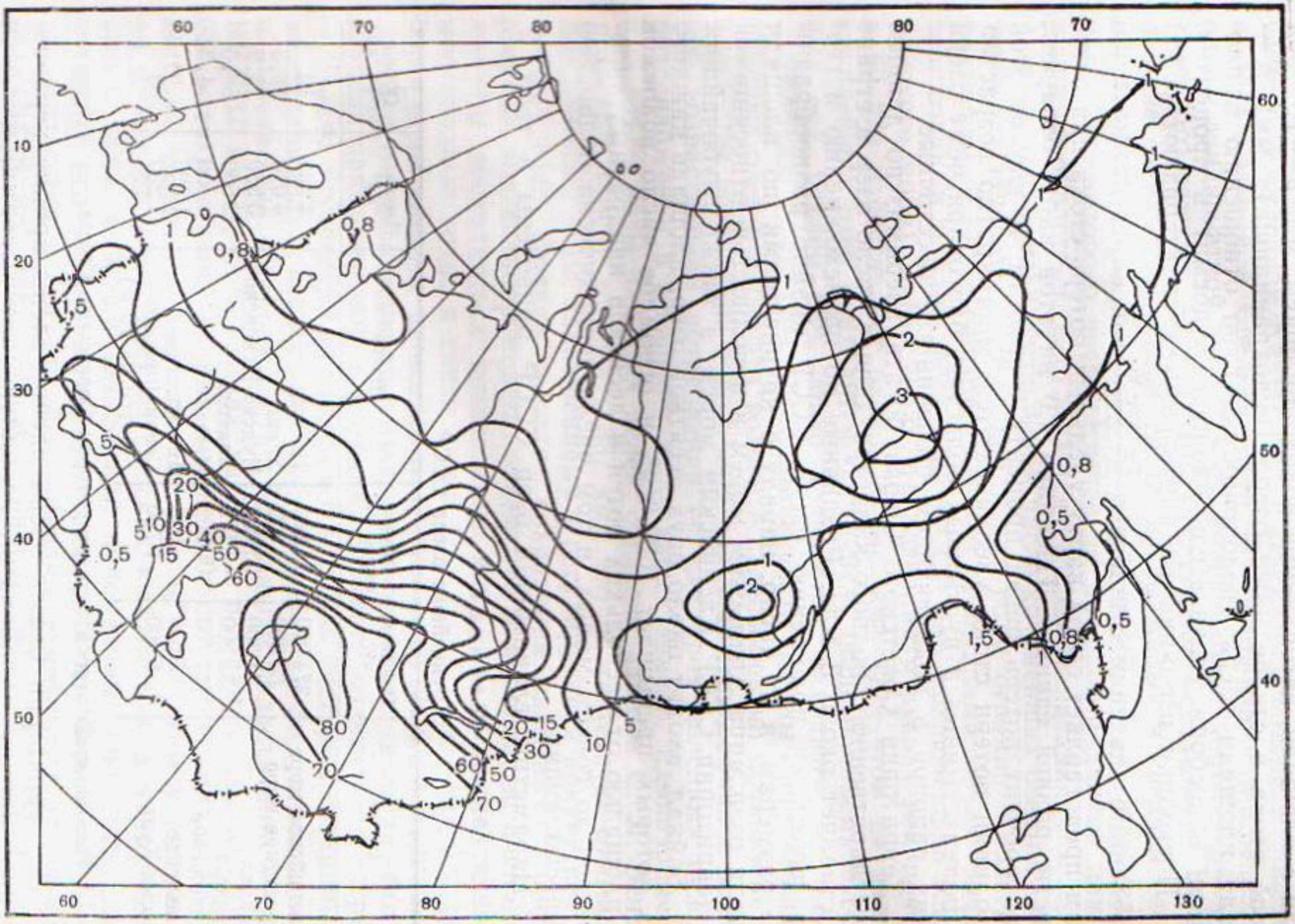


Рис. 1. Карта изолиний параметра $a=\frac{z-x+y_1}{y}$ (по А. А. Соколову).

лища), мм; x — годовое количество осадков на зеркало озера (водохранилища), мм; y_1 — годовой слой стока в районе озера или с площади, затопляемой водохранилищем, мм; y — годовой слой стока в створе ниже озера (водохранилища), мм; K — доля площади озера (водохранилища) по отношению к площади водосбора (показатель площади водоема) в процентах.

Поскольку изолинии на картограмме характеризуют собой численные значения отношения $\frac{z-x+y_1}{y}=a$, картограмма в целом представляет собой карту удельных потерь стока при озерности, равной единице. Изолиния 1,0 на этой карте означает, что процент потерь равен проценту озерности. К югу от этой изолинии потери стока увеличиваются, многократно возрастая в полупустынных и пустынных областях, благодаря чему озера этих районов в подавляющем большинстве бессточные.

Территория Советского Союза богата озерами, по данным Государственного водного кадастра, общее число озер в стране составляет около 3 млн. Различные по происхождению и географическому положению озера СССР крайне разнообразны по размерам, в их число, наряду с крупнейшими по площади среди озер мира Аральским морем и неполностью относящимся к территории СССР Каспийским морем, а также глубочайшим оз. Байкал, входит около двух десятков озер, площадь каждого из которых превышает 1000 км², и огромное число водоемов с площадью от нескольких сотен и десятков квадратных километров до совсем малых, в том числе периодически полностью пересыхающих.

Параметры главнейших озер СССР приведены в табл. 2.

Таблица 2

Крупнейшие озера СССР

Озеро	Площадь, км²	Объем озера, км³	Озеро	Площадь, км²	Объем озера, км³
Каспийское море	374 000	78 200	Таймыр	4 560	13
Аральское море	64 300	1 020	Ханка *	4 070	18,5
Байкал	31 500	23 000	Чудско-Псковское	3 550	25,2
Балхаш	18 200	112	Алаколь	2 650	58,6
Ладожское	17 700	908	Чаны	2 500	4,3
Онежское	9 630	295	Тенгиз	1 590	—
Иссык-Куль	6 200	1 730	Севан (при сработке на 20 м)	1 230	38

* Неполностью относится к территории Советского Союза.

По территории Союза озера распределены крайне неравномерно: наряду с районами, изобилующими озерами, имеются районы, в которых озера отсутствуют вовсе. Областью наибольшего распространения озер является северо-западный район (Озерный край). Здесь только на территории Карелии насчиты-

вается свыше 42 000 озер, занимающих более 10% этой территории [80]. Огромное число озер, преимущественно малых, расположено в приполярных районах страны, а также в Западной Сибири, в Северном Казахстане, в Прикаспийской низменности, в Закавказье и в Средней Азии. Расположенные в пределах одной ландшафтной зоны, озера имеют общие черты гидрологического режима, но при этом исключение составляют крупнейшие озера, уникальные среди массы малых и средних озер не только по размерам, но и по площади водосбора, значительная часть которого располагается за пределами данной ландшафтной области, т. е. отличается условиями питания.

При относительно небольшом числе крупнейших озер их значение по запасам заключенной в них воды огромно. Согласно подсчетам Р. Е. Нежиховского [65], суммарный объем воды, заключенный в чаше всех озер СССР (за исключением Каспийского моря), превосходит его величину в руслах рек почти в 60 раз и составляет около 28 тыс. км^3. При этом на долю крупнейших озер приходится более 97% общего объема озерных вод, причем 82% этого количества находится в чаше оз. Байкал. Благодаря сосредоточенности озерных вод в чаше крупных озер именно эти водоемы целесообразно использовать в качестве источников водозабора для покрытия дефицита воды при возрастающем потреблении ее для промышленных нужд, водоснабжения и орошения засушливых земель. Единовременный отъем воды для этих целей, согласно данным С. Л. Вендрова [17], может достигать 337 км^3, что соответствует суммарному объему воды, заключенному в регулирующей призме крупнейших озер. Правда, в целях сохранения наличных запасов озерных вод единовременные отъемы ее в маловодные периоды должны восполняться повышенным притоком в последующие многоводные годы, в связи с чем, как указывает Вендров, заборы воды следует производить с учетом возможной вариации притока, закономерность изменения которого должна быть изучена применительно к условиям каждого конкретного озера.

Число внутренних водоемов возросло за счет уже созданных водохранилищ и непрерывно увеличивается за счет строящихся и намечаемых к строительству. По данным кадастрового учета ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева, на 1973 г. в стране насчитывалось 684 водохранилища, из них свыше 200 многоемкие, объем каждого из которых превышает 50 млн. м^3, при этом у крупных он достигает нескольких кубических километров, а у крупнейших — даже десятков кубических километров. Остальные из учтенных водохранилищ имеют объем от 1 до 50 млн. м^3. Помимо крупных и средних водохранилищ существуют сотни малоемких и мельчайших водохранилищ-прудов, распространенных преимущественно в засушливых районах страны.

По площади водохранилища принято подразделять на малые, средние, крупные и крупнейшие. Водохранилища с пло-

щадью до 50 км² считаются малыми, до 250 км² — средними, до 1000 км² — крупными, свыше 1000 км² — крупнейшими.

По характеру хозяйственного использования водохранилища подразделяются на комплексные и целевого назначения. Крупнейшие, крупные и многие из средних водохранилищ относятся к группе комплексных, они предназначены для решения задач энергетики, транспорта и орошения. Малые водохранилища имеют целевое назначение, в засушливых районах они используются в основном для орошения, в других районах — в зависимости от потребности в воде для различных целей: для малой энергетики (сельских ГЭС), водоснабжения сельских населенных пунктов, рыборазведения или питания воднотранспортных магистралей в навигационный период.

По характеру образования водохранилища разделяются на озерные, речные, озерно-речные, водораздельные и наливные. Озерные водохранилища образуются регулированием стока реки, вытекающей из озера, речные — сооружением плотины в долине реки, водораздельные — путем подачи воды через подпорные сооружения в бассейны других рек, наливные — переброской стока воды в затопляемое понижение рельефа.

Если плотина в истоке возводится в значительном удалении от озера, образуется озерно-речное водохранилище, представляющее собой сочленение озерного и речного бьефов.

Примером озерных водохранилищ являются крупнейшие в СССР Верхнесвирское и Байкальское, первое образовано подпором оз. Онежского от плотины на р. Свирь, второе — подпором оз. Байкал от Иркутского гидроузла на р. Ангаре. Речными водохранилищами являются Волжские, Днепровские, Ангарские и другие водохранилища на реках. К числу водораздельных относятся водохранилище Химкинское и Пестовское на канале им. Москвы, Карповское и Варваровское на Волго-Донском канале. Пример наливного водохранилища — Каттакурганское, расположенное на территории Самаркандской области Узбекской ССР и образованное за счет переброски стока по магистральному каналу из р. Карадарьи. Озерно-речными водохранилищами являются Волховское, включающее оз. Ильмень, Шекснинское, включающее оз. Белое, и Бухтарминское, включающее оз. Зайсан.

Несмотря на многочисленность малые водохранилища из-за рассредоточенности их по территории и небольшой аккумулирующей емкости в целом оказывают незначительное влияние на сток рек, в то время как крупные водохранилища, особенно расположенные каскадами по длине рек, существенно преобразуют гидрологические условия речных систем. Многие из этих водохранилищ, соизмеримые по площади с крупнейшими озерами, коренным образом изменяют сток рек, обеспечивая более равномерное распределение его в году. В настоящее время крупнейшими водохранилищами практически полностью заре-

гулирован сток рек Волги, Камы, Днепра и частично Дона, Ангары, Сырдарьи, Оби и Енисея. Продолжается сооружение водохранилищ на реках Сибири и первого водохранилища в бассейне р. Амура, на р. Зее.

Перечень главнейших действующих и строящихся водохранилищ с указанием их основных параметров приведен в табл. 3.

Водохранилища изменяют сложившийся под влиянием природных условий гидрологический режим, а также плановое очертание и размеры преобразуемых ими объектов. Эффект этого изменения возрастает с увеличением различия в характере исходного и заново создаваемого водоема. С образованием озерных водохранилищ происходит относительно небольшое повышение уровня озера с соответствующим изменением площади его зеркала, в результате чего осуществляется лишь небольшое изменение регулирующей емкости озера. С созданием речных и водораздельных водохранилищ коренным образом изменяются условия участка реки, на котором затоплением примыкающих участков суши создается озеровидный водоем, где происходит распластывание стока и увеличивается водообмен через возросшую площадь водного зеркала, изменяющуюся в течение года в связи с ходом накопления и сработки аккумулируемых объемов воды. Озерно-речные водохранилища, существенно преобразуя режим затопляемого ими речного бьефа, в меньшей степени сказываются на озере. В зависимости от отметок уровня озера и сопрягающегося с ним речного бьефа осуществляется подтопление озера. При высокой отметке уровня, близкой к НПУ, подпор от плотины распространяется на озеро; в этот период оно превращается в водохранилище. С понижением уровня речного бьефа и образованием перепада уровней между озером и рекой озерный бьеф превращается в проточное озеро. Такой режим характерен для озер Ильмень и Белого. Так, например, в многоводные годы при пропуске весеннего половодья происходит интенсивная сработка русловой части вдхр Шекснинского и перепад уровней между оз. Белым и створом Шекснинской ГЭС может превышать 1 м.

Коренным образом изменяются гидрологические условия участков суши, затопляемых наливными водохранилищами. Режим этих новых водных объектов в основном определяется искусственно регулируемыми подачей и расходованием воды, на которые налагаются несвойственные безводным участкам суши процессы испарения с водной поверхности и с увлажненной поверхности ложа, обнажаемого при сработке водохранилища в период полива засушливых земель.

Разные по характеру затопленных объектов водохранилища существенно различаются по форме, причем наибольшее различие имеет место между озерными и речными водохранилищами. Озерные водохранилища в основном сохраняют очертания, присущие озерам в их естественном состоянии, т. е. имеют

Таблица 3

Главнейшие водохранилища СССР

Водохранилище	Река	Основные параметры			Примечание
		площадь зеркала, км²	полный объем, км³	полезный объем, км³	
1	2	3	4	5	6
Верхнетуломское	Тулома	745	11,52	3,88	Включая оз. Нотозеро
Нижнетуломское	„	38,5	0,39	0,10	
Имандровское	Нива	876	11,2	—	Включая оз. Имандра
Княжегубское	Ковда	608	3,44	1,93	Включая оз. Ковдозеро
Кумское	Кума	1910	13,3	8,68	Включая Топозеро и Пяозеро
Юшкозерское	Кемь	398	—	—	Включая озера Среднее и Нижнее Куйто
Сегозерское	Сегежа	820	4,70	4,00	
Выгозерско-Онд-ское	Выг	1470	7,09	1,11	
Верхнесвирское	Свирь	9700	—	17,5	Включая площадь оз. Онежского
Волховское	Волхов	1100	—	2,0	Включая оз. Ильмень
Плявиньское	Западная Двина	34,9	0,51	0,14	
Кегумское	То же	24,9	0,157	0,044	
Каунасское	Неман	64	0,46	0,22	
Иваньковское	Волга	327	1,1	0,81	
Угличское	„	249	1,2	0,81	
Рыбинское	„	4550	25,42	16,67	
Горьковское	„	1590	8,81	3,90	
Чебоксарское	„	3000	14,2	5,70	Строится
Куйбышевское	„	6500	58,0	34,50	
Саратовское	„	1950	12,9	1,75	
Волгоградское	„	3300	32,1	8,65	
Шекснинское	Шексна	1670	6,52	1,87	Включая оз. Белое
Камское	Кама	1510	12,2	9,20	
Воткинское	„	1130	9,36	3,70	
Павловское	Уфа	120	1,41	0,90	
Ириклинское	Урал	260	3,26	2,20	
Цимлянское	Дон	2700	23,85	11,50	
Киевское	Днепр	920	3,73	1,17	
Каневское	„	680	2,62	—	
Кременчугское	„	2250	13,5	9,0	
Днепродзержинское	„	570	2,45	1,5	
Днепровское им. Ленина	„	410	3,3	0,83	

Водохранилище	Река	Основные параметры			Примечание
		площадь зеркала, км²	полный объем, км³	полезный объем, км³	
1	2	3	4	5	6
Каховское	Днепр	2 150	18,2	6,80	
Дубоссарское	Днестр	68	0,49	0,21	
Мингечаурское	Кура	600	16,1	7,50	
Бухтарминское	Иртыш	5 500	53,0	31,0	Включая оз. Зайсан
Усть-Каменогорское	„	37	0,85	0,10	
Новосибирское	Обь	1 070	8,85	4,40	
Саянское	Енисей	583	29,1	14,7	Строится
Красноярское	„	2 000	73,0	30,4	
Иркутское (Байкальское)	Ангара	31 650	—	46,0	Включая площадь оз. Байкал
Братское	„	5 500	169	48,2	
Усть-Илимское	„	1 870	59,4	—	Строится
Вилюйское	Вилюй	2 180	35,9	14,8	
Колымское	Колыма	—	13,0	4,40	Строится
Зейское	Зея	2 400	68,4	32,1	Строится
Капчагайское	Или	1 850	28,1	6,60	
Токтогульское	Нарын	265	19,5	14,0	Строится
Кайраккумское	Сырдарья	513	4,16	2,60	
Чардарьинское	„	900	5,70	4,70	
Нурекское	Вахш	400	10,5	4,50	Строится

округлую или элипсообразную форму. К озерным по форме приближаются отдельные речные — озеровидные — водохранилища, созданные затоплением обширных понижений рельефа или междуречных пространств (вдхр Рыбинское). Речные водохранилища, повторяя в плане конфигурацию речных долин, имеют неправильную вытянутую форму с береговой линией, изрезанной многочисленными заливами и плесами, образованными в результате подтопления, приустьевых участков впадающих рек и суходольных логов.

Чисто внешний признак — форма водохранилищ — влияет на специфику их гидрологических условий, указывая, в частности, на наличие или отсутствие уклона водной поверхности. На озерных и озеровидных водохранилищах уклон настолько мал, что не улавливается обычными наблюдениями, и зеркало этих водохранилищ практически горизонтально. На речных водохранилищах, наоборот, четко выражен продольный уклон. Например, в верхней части вдхр Куйбышевского в период весеннего половодья уклон водной поверхности достигает 0,010—0,040‰, приближаясь к уклону реки в ее бытовых условиях (0,03—0,06‰), и удерживается в течение 30—40 суток. В то же время в нижней приплотинной части вдхр Куйбышевского уклон не

превышает 0,001—0,004‰. В отличие от речных на озерно-речных водохранилищах зона с выраженным уклоном располагается на нижнем речном участке, при этом, как указывалось выше, между озерным и речным участками периодически отмечается заметное падение уровня.

В зависимости от наполнения речного водохранилища изменяется уклон его поверхности, что видно из рис. 2. По достижении отметки НПУ и снижении расходов реки до меженных поверхность водохранилища, включая и его верхнюю зону, становится горизонтальной и только на небольшом участке примыкания водохранилища к руслу реки отмечается небольшое

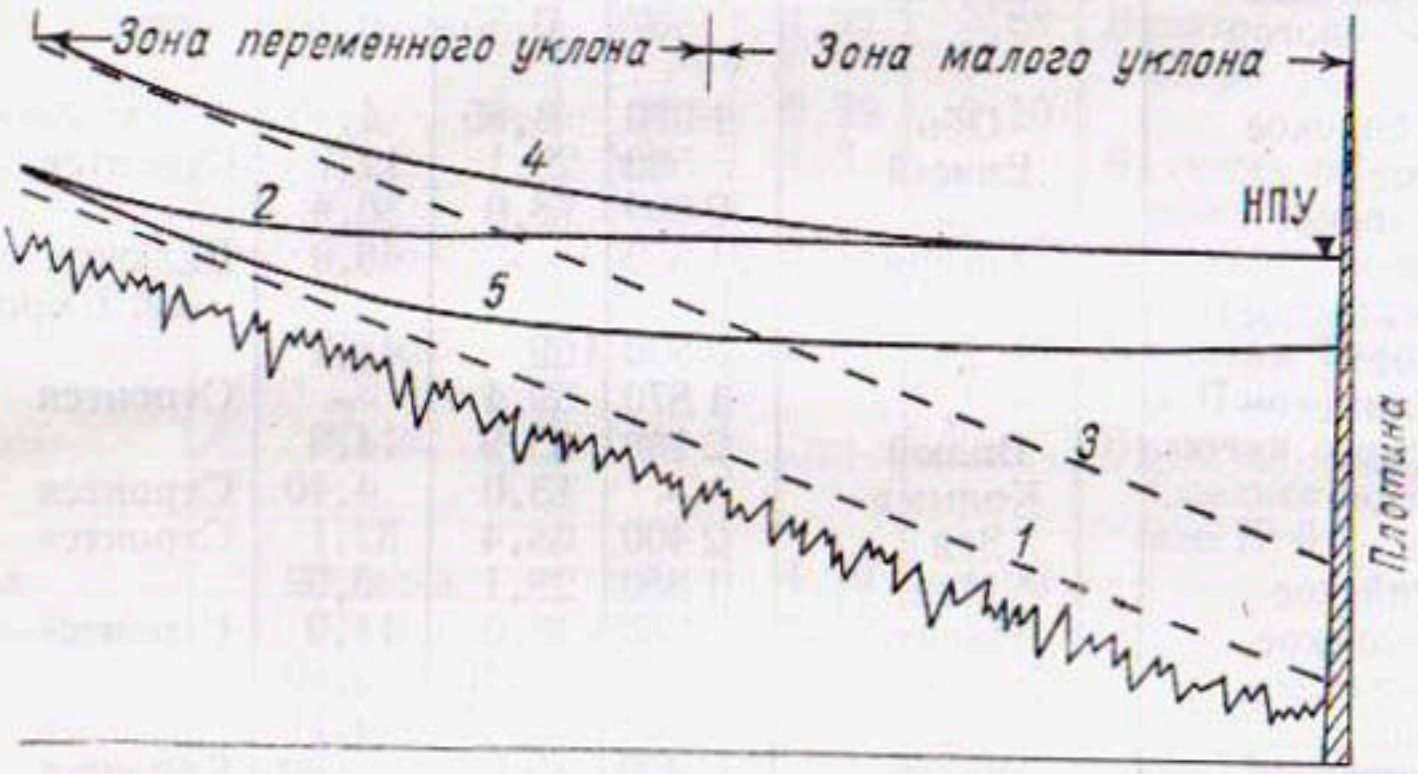


Рис. 2. Схема продольного профиля водохранилища при различном наполнении.

1 — нормальный меженный уровень в естественных условиях, *2* — то же после подпора, *3* — максимальный уровень половодья в естественных условиях, *4* — то же после подпора, *5* — меженный уровень при сработанном водохранилище.

падение уровня. В соответствии с наличием или отсутствием уклона в пределах речного водохранилища выделяются две зоны: верхняя — зона выклинивания подпора и нижняя — зона малых уклонов. Граница между этими зонами непостоянна и смещается вверх по мере наполнения водохранилища. На водохранилищах, являющихся последовательными ступенями каскада ГЭС, положение границы между зонами с разным уклоном определяется не только наполнением водохранилища, но и режимом попусков вышерасположенного гидроузла. В связи с этим изменение уклонов в зоне выклинивания подпора таких водохранилищ не имеет строгой периодичности и проявляется постоянно в соответствии с изменением размера попусков. Для сравнения на рис. 3 и 4 представлены хронологические графики хода уровня на постах, расположенных в зоне выклинивания подпора, причем первый из них относится к изолированному водохранилищу, второй — к водохранилищу, примыкающему к плотине вышерасположенного гидроузла. Ход уровня на

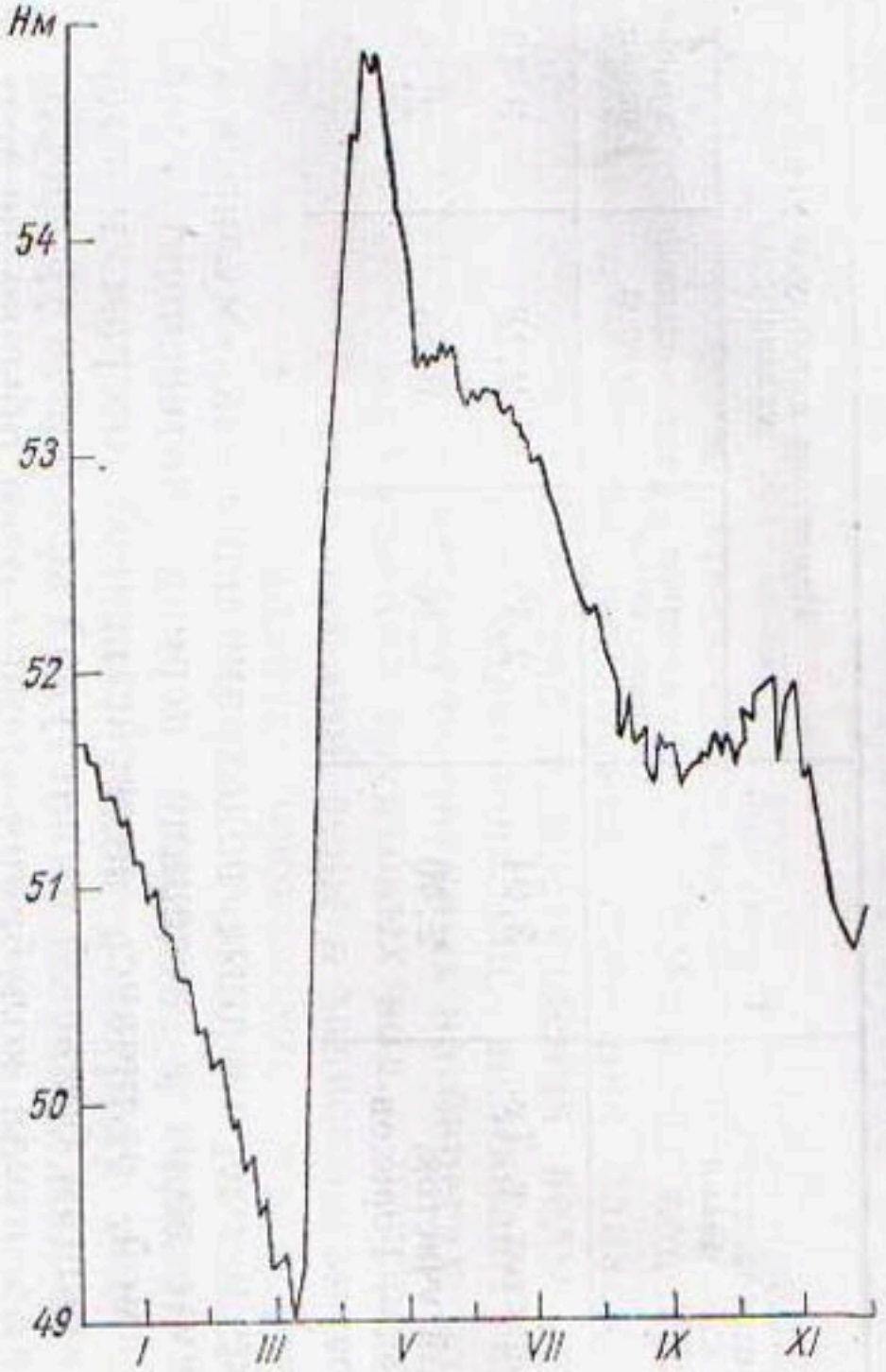


Рис. 3. Ход уровня в зоне выклинивания подпора на изолированном водохранилище.

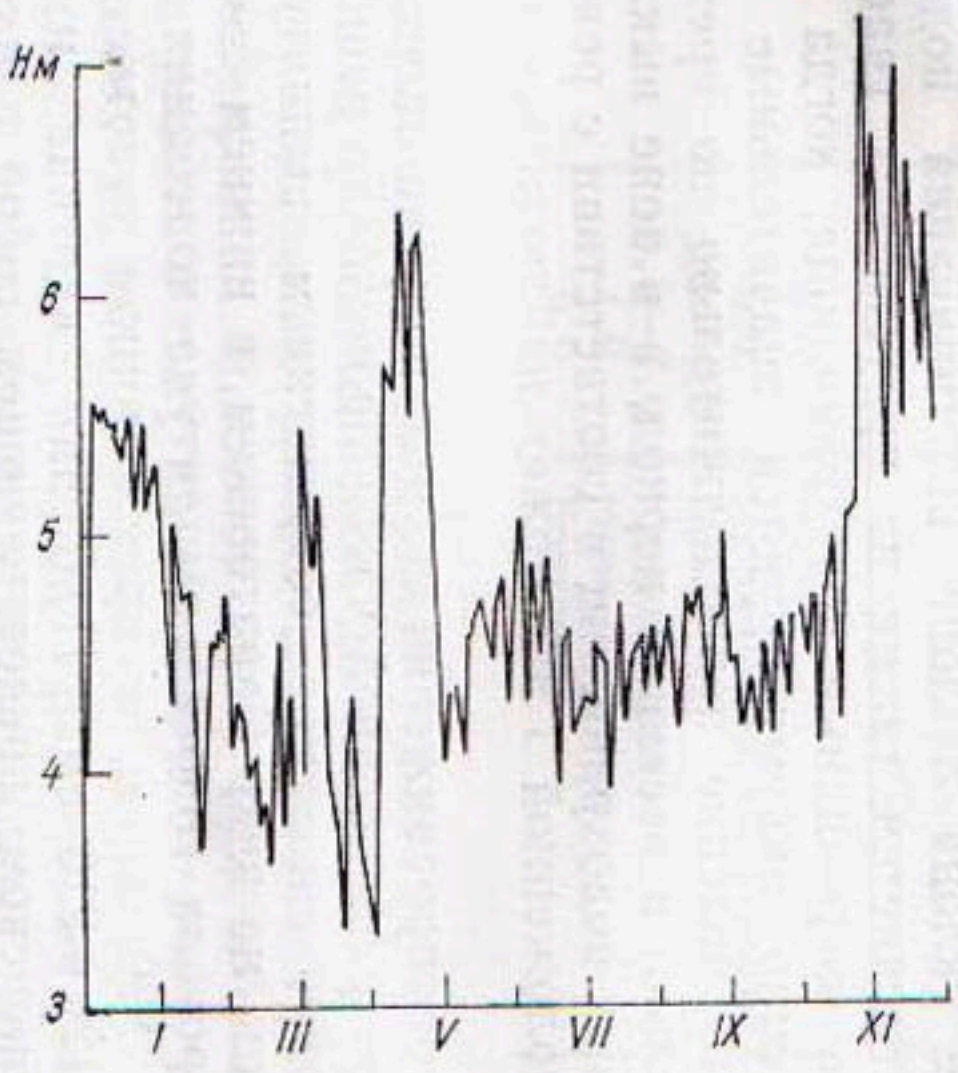


Рис. 4. Ход уровня в зоне выклинивания подпора на водохранилище — звене каскада ГЭС.

первом посту характеризуется резким подъемом в весенний период и постепенным спадом в последующие месяцы, ход уровня на втором посту отличается непрерывным чередованием подъемов и спадов уровня, обусловливающих соответствующее изменение уклона в зоне выклинивания подпора. Наличие уклона отмечается также на приустьевых участках рек, впадающих в озеровидные водохранилища, когда на этих участках временно аккумулируются значительные объемы воды, однако это явление непродолжительно по времени и наблюдается только в весенний период, а в зоне выклинивания подпора речных водохранилищ в соответствии с режимом попусков вышерасположенной ГЭС может наблюдаться в течение всего года.

По мере продвижения волны попуска вниз по водохранилищу к его расширенной части происходит распластывание попуска, сопровождаемое сокращением амплитуды колебания уровня. Так, на вдхр Саратовском, в нижнем бьефе Куйбышевского гидроузла годовая амплитуда колебания уровня составляет 790—830 см, а на приплотинном участке этого водохранилища 120—210 см. Подобная картина имеет место на вдхр Горьковском, представляющем собой в плане сочленение двух морфологически разнородных участков: верхнего — руслообразного — длиной около 300 км и нижнего — озеровидного — протяжением около 100 км (табл. 4).

Таблица 4

Изменение уровня на разных участках вдхр Горьковского за период 1957—1972 гг.

Участок водохранилища и пункт наблюдений	Годовая амплитуда уровня, м	Изменение амплитуды уровня по сезонам, м		
		весеннее наполнение	летне-осенний период	зимний период
Русловой участок, г. Тутаев	3,94	2,42	2,18	3,43
Озеровидный участок, г. Юрьевец — Горьковский гидроузел	2,40	2,16	0,55	2,15

Речные и озеровидные водохранилища, аккумулируя большие объемы воды в весенний период, интенсивно срабатываются зимой, отличаясь несвойственной озерам и озерным водохранилищам большой амплитудой колебания уровня в году. Годовая амплитуда колебания уровня озер обычно не выходит за пределы 1—1,5 м, в то время как на водохранилищах она достигает нескольких метров (табл. 5).

На высоконапорных горных водохранилищах, а также на большинстве небольших ирригационных водохранилищ Сред-

Таблица 5

Годовая амплитуда колебания уровня водохранилищ

Водохранилище	Амплитуда, м	Водохранилище	Амплитуда, м
Иваньковское	6,0	Цимлянское	5,0
Угличское	6,0	Днепровское им. Ленина	2,0
Рыбинское	3,5—4,0	Каховское	3,5
Куйбышевское	6,0—7,0	Кайраккумское	2,0—3,0
Волгоградское	1,0	Новосибирское	4,5—5,0
Камское	6,0	Братское	7,0

ней Азии годовая амплитуда колебания уровня превышает 10 м, и в частности на вдхр Касансайском достигает 40 м. Соответственно амплитуде колебания уровня изменяются объем и площадь зеркала внутренних водоемов. Если при небольшом размахе колебаний уровня в году на озерах и озерных водохранилищах площадь их зеркала изменяется незначительно, а для крупнейших озерных водохранилищ практически может считаться неизменной, то на речных и озеровидных водохранилищах она изменяется существенно, в частности, на вхдр Рыбинском за зимний период сокращается почти вдвое. Это приводит к возникновению своеобразных, несвойственных озерам, ледовых условий. С понижением уровня и сокращением площади водохранилища на его берегах осаждается находившийся до этого на плаву лед и покрывающий его снег, образуя вокруг водохранилища кольцо, повторяющее контуры водохранилища (рис. 5).

Таким образом, из запасов водохранилища временно изымается объем воды, заключенный в осевших на берегу льду и снеге. Весной, когда происходит наполнение водохранилища, временно осевший лед всплывает, пополняя запасы водохранилища. Временные изъятия и поступления воды, связанные с изменением размеров водохранилищ, возникают не только за счет льда и снега, аккумулированных на берегах, но и вследствие своеобразного режима грунтовых вод в прибрежной зоне водохранилищ. В пределах этой зоны в зависимости от положения уровня в водохранилище происходит переформирование уклона зеркала грунтовых вод. С подпором со стороны водохранилища, возрастающим с повышением уровня водоема, грунтовые воды приобретают уклон в сторону подземного водораздела, в связи с чем вода из водохранилища фильтруется в окружающие его берега. С глубокой зимней сработкой водохранилища имеет место обратное явление: зеркало подземных вод изменяет уклон в сторону водохранилища, а потому временно аккумулированные объемы воды в грунтах вновь поступают в водохранилище. В силу отмеченных явлений на

речных и озеровидных водохранилищах и на речных участках озерно-речных водохранилищ колебание уровня воды вызывает не только изменение объема водной массы в чаше водоема, но и изменение аккумуляции воды в окружающих берегах и временно осевших на берегу льду и снеге. В отличие от этого на озерах (озерных водохранилищах) практически весь объем

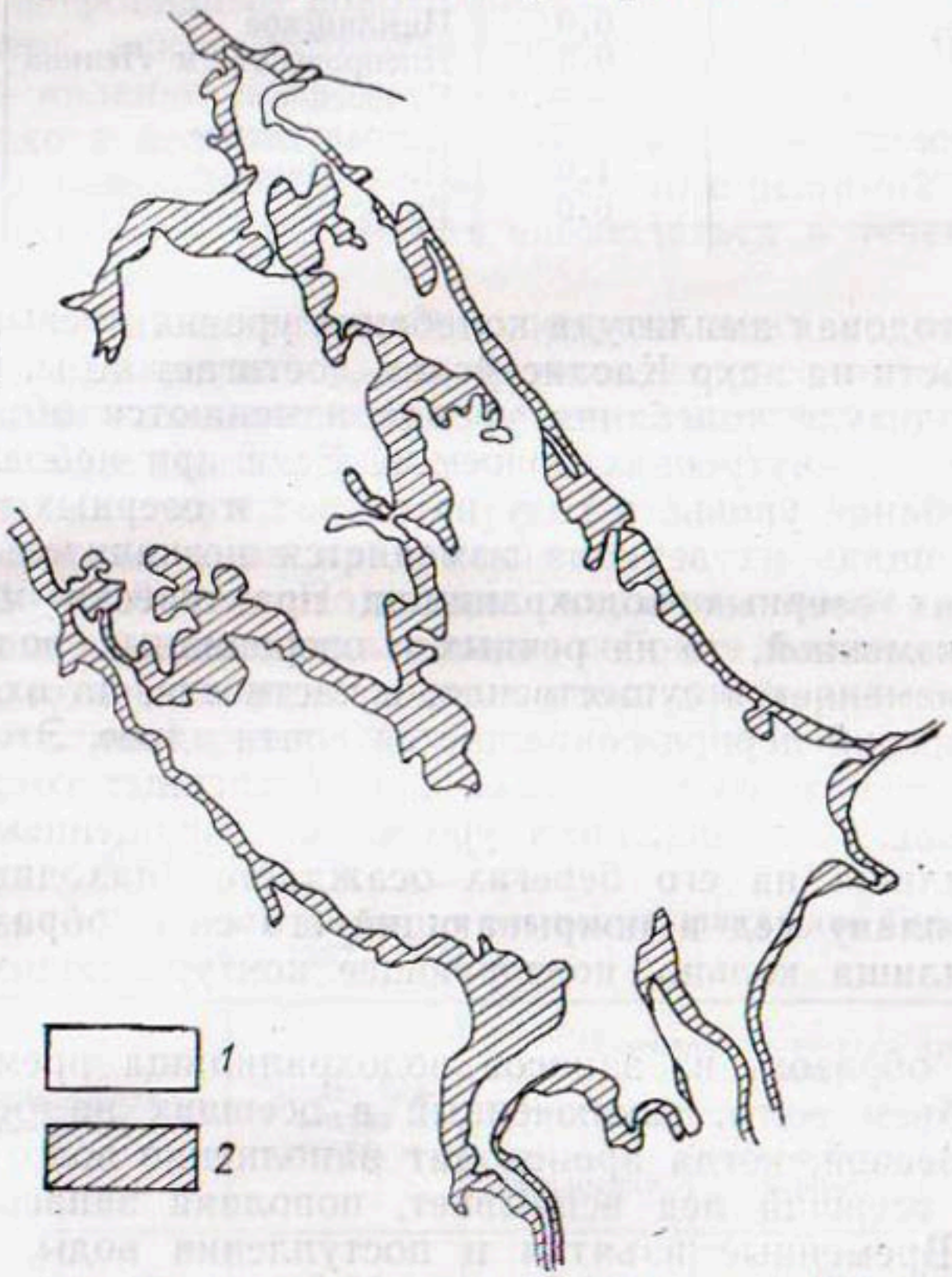


Рис. 5. Оседание льда на берегах вдхр Рыбинского в связи с зимней сработкой уровня.

1 — лед на плаву, *2* — лед, осевший на берегах.

аккумулированной водоемом воды сосредоточивается в его чаше.

Особое место среди водохранилищ и озер по характеру изменения их объема занимают озера, режим которых подвергается искусственному воздействию путем частичного изъятия (для нужд народного хозяйства) их вековых запасов (оз. Севан) или поверхностного притока в озеро (Аральское море). В этом случае происходит направленное сокращение водной массы и площади зеркала водоема, обусловливающее изменение величины главнейших элементов водного баланса озера.

Глава 2

Уравнения водного баланса озер и водохранилищ

Водный баланс, определяемый процессами прихода и расхода воды, применительно к внутренним водоемам выражает всеобщий закон сохранения материи и является главнейшей характеристикой их гидрометеорологического режима. На основе водного баланса изучается водообмен, физические и химические процессы, происходящие в водоемах, а также оценивается эффект мероприятий, направленных на хозяйственное использование водных ресурсов, изменяющихся под влиянием преобразованного поступления и расходования воды.

Приход воды осуществляется за счет:

1) поверхностного и подземного притока;
2) осадков, выпадающих на зеркало водоема;
3) конденсации водяных паров на его поверхности.

Расходование воды происходит путем:

1) поверхностного и подземного стока;
2) испарения с поверхности водоема.

Изменение объема водоема за рассматриваемый промежуток времени характеризуется аккумуляционными элементами баланса, главнейшим из которых является аккумуляция в чаше водоема.

Помимо этих основных компонентов в водном балансе принимают участие еще ряд элементов, но по своему значению они невелики и существенную роль приобретают лишь в балансе водохранилищ. К числу таких элементов относятся: к приходным компонентам — приток через различные сооружения (плотины, шлюзы, коллекторно-дренажную сеть, затворы судоходных или магистральных каналов и др.); к расходным компонентам — забор воды на орошение и водоснабжение, фильтрация и утечки через тело сооружения; к аккумуляционным компонентам — объем воды во льду и снеге, осевших на берегах при сработке водохранилища и вновь поступающих в него с весенним подъемом уровня, накопление воды на приустьевых участках притоков водохранилища, аккумуляция воды в грунтах берегов.

Уравнения баланса в соответствии с типом водоемов (озеро, водохранилище) и их проточностью при общности главнейших

составляющих несколько различаются по виду. Так, применительно к водохранилищам это выражается в наличии компонентов, нетипичных для озер, а применительно к бессточным озерам — в отсутствии одного из главнейших расходных элементов проточных озер — стока из них.

В общем виде влагообмен внутренних водоемов за промежуток времени Δt обычно представляют в виде равенства нулю алгебраической суммы элементов прихода-расхода воды:

$$V_{пр}+V'_{пр}+V_{ос}+V_{ис}+V_{ст}+V'_{ст}+V=0 \qquad (2.1)$$

или

$$h_{пр}+h'_{пр}+h_{ос}+h_{ис}+h_{ст}+h'_{ст}+h=0, \qquad (2.2)$$

где $V_{пр}$ и $h_{пр}$ — поверхностный приток, $V_{пр}$ и $h_{пр}$ — подземный приток, $V_{ос}$ и $h_{ос}$ — осадки на поверхность водоема, $V_{ис}$ и $h_{ис}$ — испарение с водной поверхности или конденсация, $V_{ст}$ и $h_{ст}$ — поверхностный сток, $V'_{ст}$ и $h'_{ст}$ — подземный сток, V — изменение объема водоема, h — изменение уровня.

В уравнении (2.1) все члены водного баланса выражены в объемах воды ($м^3$, $м^3 \cdot 10^6$, $км^3$), а в уравнении (2.2) — в виде слоя (мм, см).

Уравнения вида (2.1) и (2.2), отражая равновесие между приходом-расходом воды, не вскрывают присущей водоемам закономерности изменения отдельных элементов баланса в связи с изменением площади поверхности водоема, однозначно связанной с его объемом. Между тем в зависимости от положения уровня, а следовательно, и от размеров площади водоема, на фоне которой происходят изменения прихода-расхода воды, отдельные элементы баланса, и в том числе $V_{ис}$, $V_{ос}$ и V, принимают различные значения. Чтобы отчетливее выявить этот эффект, Б. Д. Зайков в работе [43] предложил придать уравнениям баланса следующий вид:

$$V_{пр}+V'_{пр}+h_{ос}F(H)+h_{ис}F(H)+V_{ст}(H)+V'_{ст}(H)+V=0, \qquad (2.3)$$

$$\frac{V_{пр}}{F(H)}+\frac{V'_{пр}}{F(H)}+h_{ос}+h_{ис}+\frac{V_{ст}(H)}{F(H)}+\frac{V'_{ст}(H)}{F(H)}+h=0, \qquad (2.4)$$

где $F(H)$ выражает связь между площадью водоема F и средним уровнем H за промежуток времени Δt.

Уравнения вида (2.3) широко применяются для водохранилищ, обладающих большой амплитудой колебания уровня, которая обусловливает значительное изменение площади зеркала водохранилища. Учитывая влияние размеров площади на величины $V_{ос}$ и $V_{ис}$ и положения уровня на величины $V_{ст}$ и $V'_{ст}$ расчет баланса водохранилищ принято производить по развернутому уравнению. Это уравнение включает дополнительные

элементы прихода-расхода, присущие преимущественно только водохранилищам, а также детализирует аккумуляционные компоненты, учитывая изменения накопления (сработки) воды не только в чаше водохранилища, но и на приустьевых участках русел рек, в грунтовом бассейне и ледяном покрове. Уравнение баланса водохранилищ, применимое к расчетным интервалам любой продолжительности, имеет вид

$$V_о + V_б + V_с + V_{ос} + V'_{пр} - (V_{ст} + V'_{ст} + V_з + V_{ис}) = \\ = V_ч + V_р + V_п + V_{сн.\,л} + N, \qquad (2.5)$$

где $V_о$ — приток по основным рекам (по которым в водохранилище поступает преобладающая часть притока); $V_б$ — боковой приток с части бассейна, непосредственно примыкающей к водохранилищу; $V_с$ — приток (сбросы в водохранилище) через различные гидротехнические сооружения, поступление воды через которые не учитывается компонентами $V_о$ и $V_б$; $V_{ст}$ — сток через сооружения замыкающего гидроузла, включая фильтрацию через тело сооружения и утечки через неплотности затворов; $V_з$ — забор воды на орошение, водоснабжение и другие нужды; $V_ч$ — изменение объема водоема, именуемое применительно к водохранилищам аккумуляцией в чаше водохранилища; $V_р$ — аккумуляция воды на приустьевых участках притоков водохранилища, расположенных ниже гидростворов (гидроузлов), на которых учитывается сток этих рек; $V_п$ — подземная аккумуляция воды в грунтах берегов водохранилища; $V_{сн.\,л}$ — аккумуляция во льду и снеге при оседании и всплывании ледяного покрова; N — невязка баланса. Остальные обозначения такие же, как в уравнении (2.3).

В уравнении (2.5) сумма элементов $V_о + V_б + V_с$, характеризуя общий приток, соответствует $V_{пр}$ в уравнении (2.3).

В уравнениях (2.3) и (2.5) члены $V_{пр}$ и $V'_{пр}$, так же как член, характеризующий осадки, всегда положительны; члены $V_{ст}$ и $V'_{ст}$ равно как и $V_з$ в уравнении (2.5), всегда отрицательны; член $V_{ис}$ положителен при конденсации и отрицателен при испарении, а член V в уравнении (2.3) и сумма аккумуляционных членов в уравнении (2.5) отрицательны при увеличении запаса воды в водоеме и положительны при уменьшении его.

Элементы, входящие в уравнения (2.3) и (2.5), имеют различный вес в балансе водоемов с различной проточностью, однако у всех водоемов главнейшую роль в приходе воды играют поверхностный приток и осадки, а в расходе у проточных озер и водохранилищ — сток, а у бессточных озер — испарение. Другие элементы баланса имеют подчиненное значение и зачастую не принимаются в расчет. К числу неучитываемых обычно относятся подземный приток и отток, что, однако, справедливо в отношении крупных озер и водохранилищ, а также

большинства средних и малых озер равнинных районов, в балансе которых $V'_{пр}$ и $V'_{ст}$ ничтожно малы, и недостаточно обоснованно для ряда озер горных и предгорных районов, в водном балансе которых подземные компоненты могут играть значительную роль. Однако из-за трудности количественного учета подземных составляющих и их слабой изученности при расчетах водного баланса подземные компоненты отдельно не учитываются: предполагается, что подземный приток, значительная часть которого дренируется реками, определяется совместно с поверхностным стоком гидрометрическим путем, а подземный отток определяется вместе с поверхностным стоком. В соответствии с изложенным, исключив из уравнения (2.4) $V'_{пр}$ и $V'_{ст}$, а также величину h, которая, имея в разные годы различные знаки, в среднем окажется близкой к нулю, уравнение водного баланса за многолетний период упростится и примет вид

для сточного озера и водохранилища

$$\frac{V_{пр}}{F(H)} + h_{ос} + h_{ис} + \frac{V_{ст}(H)}{F(H)} = 0, \qquad (2.6)$$

для бессточного озера

$$\frac{V_{пр}}{F(H)} + h_{ос} + h_{ис} = 0. \qquad (2.7)$$

Уравнения (2.6) и (2.7) характеризуют средний многолетний равновесный баланс, когда равновесие в приходе-расходе воды достигается при вполне определенном (нормальном) значении площади поверхности водоема или, поскольку площадь и уровень связаны однозначно, при определенном уровне равновесия. При всякой другой площади зеркала (уровня) и даже при нормальных (средних) значениях элементов водного баланса будет иметь место неравновесный водный баланс, т. е. будет происходить увеличение или сработка водных запасов водоема. Первое (увеличение объема) будет в том случае, когда уровень в предшествующий период стоял на более низких отметках и, следовательно, площадь поверхности водоема была ниже нормальной. В этих условиях нормальный приток превышает испарение с сокращенной площади озера, вследствие чего происходит повышение уровня. Наоборот, при большей площади зеркала, когда уровень за счет ранее накопленных запасов стоит на более высокой отметке, нормальный приток не превышает испарения с увеличенной площади водоема и тогда происходит сработка его запасов. Наряду с этим, даже при разных наполнениях водоема и разных гидрометеорологических условиях, т. е. при отклоняющихся от нормы значениях элементов водного баланса, может иметь место равновесный баланс, поскольку отклонение от нормы в сочетании с вариацией положения уровня взаимно компенсируются.

Положение уровня равновесия определяется по уравнениям, преобразованным из уравнений (2.6) и (2.7) и имеющим вид для сточного водоема

$$V_{\text{пр}} = \frac{(h_{\text{ис}} - h_{\text{ос}})}{10^6} F(H) + V_{\text{ст}}, \qquad (2.8)$$

для бессточного озера

$$V_{\text{пр}} = \frac{(h_{\text{ис}} - h_{\text{ос}})}{10^6} F(H), \qquad (2.9)$$

где $V_{\text{пр}}$ и $V_{\text{ст}}$ выражены в км^3, $h_{\text{ос}}$ *и* $h_{\text{ис}}$ — в мм, $F(H)$ — в км^2.

Уравнения (2.8) и (2.9) решаются относительно F путем подстановки в них нормальных (отвечающих средней многолетней норме) значений элементов водного баланса, а затем по связи $F = f(H)$ определяется уровень равновесия.

Глава 3

Расчет элементов водного баланса

Элементы водного баланса, определяемые на основании данных наблюдательной сети, в зависимости от требований практики и гидрометеорологической освещенности водоема рассчитываются для разных объектов с различной детальностью. Обычно потребность в наиболее полных данных возникает в отношении крупнейших озер и водохранилищ, первые из которых являются уникальными природными вместилищами огромных объемов воды, вторые — мощными регуляторами речного стока. Именно эти водоемы характеризуются наиболее высокой изученностью, при этом в то время как на главнейших озерах наблюдательная сеть является исторически сложившейся, на крупных водохранилищах посты и станции размещаются в соответствии со специальной программой, отражающей специфику режима и строения этих водоемов, и в том числе их конфигурацию, обусловливающую наличие (отсутствие) гидравлического уклона водной поверхности. Степень гидрометеорологической освещенности снижается с переходом от крупнейших водоемов к водоемам меньшего размера, а также к озерам удаленных и слабо освоенных районов. Лишь на некоторых из большого числа средних и особенно малых озер проводятся стационарные наблюдения, притом зачастую непродолжительные и прерывистые.

Состав имеющихся наблюдений и современная разработанность методов расчета различных элементов предопределяют достижимую детальность воднобалансового расчета, оцениваемую продолжительностью расчетного интервала. Для наиболее изученных водоемов, к числу которых относятся сильнопроточные водохранилища на крупных реках СССР, главнейшие элементы баланса (поверхностный приток, сток) более или менее надежно могут определяться за короткие интервалы времени — декады, пентады, а в периоды повышенной водности — даже за сутки. Для крупнейших и особенно бессточных и слабопроточных озер продолжительность расчетного промежутка времени должна быть увеличена, поскольку в водообмене этих водоемов существенное значение приобретают осадки и испарение, т. е. элементы, достоверно определяемые в настоящее

время только за более продолжительные отрезки времени (месяц и более). Еще более продолжительный расчетный интервал (сезон, год) принимается при воднобалансовых расчетах слабо изученных малых и средних водоемов, а для озер, на которых отсутствуют наблюдения и элементы баланса которых определяются лишь по картам норм осадков, стока и испарения, водный баланс может быть составлен только за средний многолетний год.

Ниже излагаются методы расчета различных элементов водного баланса в зависимости от размера, типа и гидрометеорологической изученности водоема.

3.1. Поверхностный приток

Поверхностный приток для подавляющего большинства внутренних водоемов является главным элементом приходной части водного баланса. Исключением являются только малые озера обширных болотных массивов, обладающие небольшими водосборами со слабым уклоном поверхности и невыраженной гидрографической сетью. Поступление воды в эти водоемы в основном осуществляется за счет подземных вод и осадков, выпадающих на их зеркало.

Приток в водоемы с водосборного бассейна осуществляется постоянными или периодически действующими реками и водотоками, а также путем склонового стока с межбассейновых пространств, примыкающих к чаше озера (водохранилища). У крупных водоемов основным источником питания является сток впадающих в них рек, у малых озер, особенно расположенных в степных и полупустынных районах, — склоновый сток и сток периодически действующих малых рек и ручьев. По мере продвижения с севера на юг, от зоны избыточного к зоне недостаточного увлажнения, сокращается густота речной сети и уменьшается количество притоков водоема, в связи с чем даже в крупнейшие озера (водохранилища) поступление воды в основном осуществляется только крупными реками, область питания которых расположена за пределами зоны недостаточного увлажнения. В соответствии с этим крупнейшие водоемы зоны избыточного увлажнения характеризуются рассредоточенным притоком, зоны недостаточного увлажнения — сосредоточенным притоком. Действительно, поступление воды, например, в Аральское море осуществляется только по двум рекам — Амударье и Сырдарье, в оз. Балхаш — по р. Или. В отличие от этого, в озера Байкал, Онежское и в водохранилища Рыбинское, Камское, Горьковское, Красноярское и другие вода поступает со стоком десятков рек, различных по водоносности.

Для выявления роли главнейших притоков в питании водоема и оценки точности подсчета общего притока, которая

повышается за счет гидрометрически изученных главнейших притоков, общий приток иногда подразделяют на основной и боковой, понимая под боковым сток рек второго и более высоких порядков, непосредственно впадающих в водоем. Это подразделение в известной мере условно и вообще теряет смысл для озер с рассредоточенным притоком, в которые поступление воды происходит по многочисленным средним и малым рекам, многие из которых соизмеримы по водоносности. Поэтому подразделение на основной и боковой приток сохраняет свое значение только для речных водохранилищ, создаваемых на крупных реках. В этих условиях основной приток играет наиболее значительную роль, которая непрерывно возрастает по мере перехода от водохранилищ зоны избыточного увлажнения к водохранилищам засушливых районов (табл. 6).

Таблица 6

Роль стока главнейших рек в общем речном притоке в водохранилища

Водохранилище	Среднегодовой приток в водохранилище, м³		Доля основного притока, %
	общий	основной	
Угличское	11,0	7,74	70
Горьковское	48,4	30,08	62
Камское	91,9	62,0	68
Братское	93,0	78,0	84
Куйбышевское	247	234	95
Цимлянское	19,4	18,1	93
Кайраккумское	15,8	0,4	97,5

При общем доминировании основного притока в отдельные сезоны года соотношение между основным и боковым притоком может существенно изменяться в сторону повышения значений бокового притока. Последнее, в частности, имеет место на вдхр Горьковском в период прохождения весеннего половодья на боковых притоках и сокращения поступления воды по р. Волге во время заполнения вдхр Рыбинского. В это время (апрель, май) боковой приток в вдхр Горьковское составляет 60—70% общего речного притока. Даже у водохранилищ засушливых районов, где боковой приток невелик, его значение существенно возрастает весной (апрель), составляя для вдхр Куйбышевского 17—20%, а для вдхр Цимлянского даже 30% общего месячного притока в водохранилище.

Гидрометрические наблюдения обычно ведутся на более или менее крупных реках, поэтому у водоемов с рассредоточенным притоком наблюдениями освещается только часть водосбора,

хотя общая освещенность его, особенно у крупных водохранилищ, может быть достаточно высокой. Так, например, освещенность площади водосбора инструментальными измерениями составляет у водохранилищ: Рыбинского — 85%, Горьковского — 89%, Камского — 85%, Красноярского — 82%, Братского — 91%. Однако, как правило, высокий процент освещенности водосбора создается за счет гидрометрических створов (или гидроузлов, на которых производится регулярный учет стока) на главнейших притоках водохранилища, в то время как средние и тем более малые притоки лишь частично обеспечены гидрометрическими измерениями. Между тем именно за счет этих рек, снеготаяние на водосборе которых происходит раньше, чем в бассейнах больших рек, весной возрастает удельный вес бокового притока. В этот период приближенность подсчета бокового притока существенно снижает точность определения общего притока в водохранилище, что можно иллюстрировать на примере вдхр Камского, где гидрометрически не изученный приток в весенние месяцы составляет 20—22% общего притока. Если принять ошибку расчета притока с неизученной части водосбора равной 30—40%, то погрешность определения общего притока в вдхр Камское в весенние месяцы возрастет на 7—8%. Эта погрешность еще значительнее у водоемов, общая гидрометрическая освещенность водосбора которых не превышает 50—60%.

Неизученная часть водосбора наряду с бассейнами отдельных рек, ручьев и межбассейновых пространств, лишенных выраженной гидрографической сети, включает также приустьевые участки рек, расположенные ниже гидрометрических створов, и в том числе приустьевые участки рек, являющихся основными притоками водоема. Между тем именно на этих участках рек зачастую происходит периодическое изменение стока или имеют место постоянные потери его. Периодическое изменение стока по длине реки наблюдается на реках с широкой поймой. В период подъема весеннего половодья на таких реках имеет место снижение стока реки, а в период спада — вновь его увеличение. В пределах поймы временно аккумулируется часть стока реки и одновременно происходят его безвозвратные потери на заполнение бессточных впадин, насыщение грунта и испарение. Характерной рекой с периодическим изменением стока является р. Обь на участке между створами Барнаул и Камень-на-Оби. Согласно данным Н. В. Востряковой [11], полученным сопоставлением расходов воды в верхнем и нижнем створах с учетом времени добегания и боковой приточности, в апреле—июне сток уменьшается, в июле—сентябре — увеличивается. При этом снижение стока за счет заполнения поймы достигает 15—20% месячного объема стока р. Оби.

Постоянные потери стока обычно имеют место на реках, обладающих обширными дельтами, где вода расходуется на

испарение с поверхности многочисленных бессточных озер и на транспирацию водолюбивой растительности. Потери стока в дельтах могут быть очень значительными. В частности, по отношению к среднегодовому объему стока в вершине дельт в среднем они составляют: у главнейших притоков Каспийского моря — 4,9%, у р. Амударьи — 16,3%, у р. Или — 19,8%. Потери стока в дельтах от года к году в зависимости от водности реки, т. е. от размеров затопляемых угодий, изменяются в широких пределах. Так, по данным гидрометрических измерений на р. Амударье в вершине дельты и в ее пределах на основных рукавах А. Е. Асариным получена зависимость потерь стока от расходов воды в реке, представленная на рис. 6. Согласно этой зависимости, потери стока в дельте р. Амударьи изменяются от 16,0 до 1,0 км³/год, увеличиваясь в многоводные и сокращаясь в маловодные годы. Возможно, указанные потери стока несколько преувеличены за счет неучета склонового стока, осуществляющегося в водоем через заросли тростника на прибрежном участке дельты. Однако количественно оценить этот приток из-за отсутствия специальных наблюдений зачастую не представляется возможным. Первая попытка оценить сток через тростниковые заросли была сделана в УМГС Казахской ССР при изучении притока в Алакольские озера [55]. Приток через заросли определялся по изменению концентрации красителя в воде, фильтрующейся через тростники, с одновременным определением фронта фильтрующегося потока и путей стока, фиксируемых с вертолета. Согласно этим измерениям, сток через тростниковые заросли в дельте р. Тентек, впадающей в оз. Сасыколь, сокращает потери в дельте за год в среднем на 25%. По приближенных расчетам Р. Д. Курдина, за счет стока через тростниковые заросли потери в дельтах главнейших притоков оз. Балхаш должны быть снижены на 10—15% по сравнению с их значением, обычно принимаемым в расчет.

Из-за трудности организации гидрометрических измерений непосредственно в устье притоков водоема они зачастую производятся в нескольких десятках километров от линии берега, однако в отдельных случаях представляется возможным иметь два гидрометрических створа: один — ближе к береговой линии водоема — для паводочного периода, второй — удаленный от берега — для меженных расходов. Так, в отдельные годы проводились гидрометрические наблюдения на главнейших притоках Цимлянского и Новосибирского водохранилищ — на реках Дону и Оби. При этом нижний створ на Дону располагался у г. Калача, верхний — у станицы Новогригорьевской, на р. Оби — соответственно у городов Камень-на-Оби и Барнаул. Измерение расходов воды на периодически смещаемых створах, однако, применяется довольно редко, и обычно к периферии водоема с учетом возросшей площади водосбора приходится относить сток реки, измеренный в десятках километров выше по

течению реки. В этом случае необходимо считаться с возможностью потерь стока на испарение, которые обычно имеют место у рек с обширной дельтой, впадающих в озера, расположенные в степных и полупустынных районах СССР (см. разд. 4 настоящей главы).

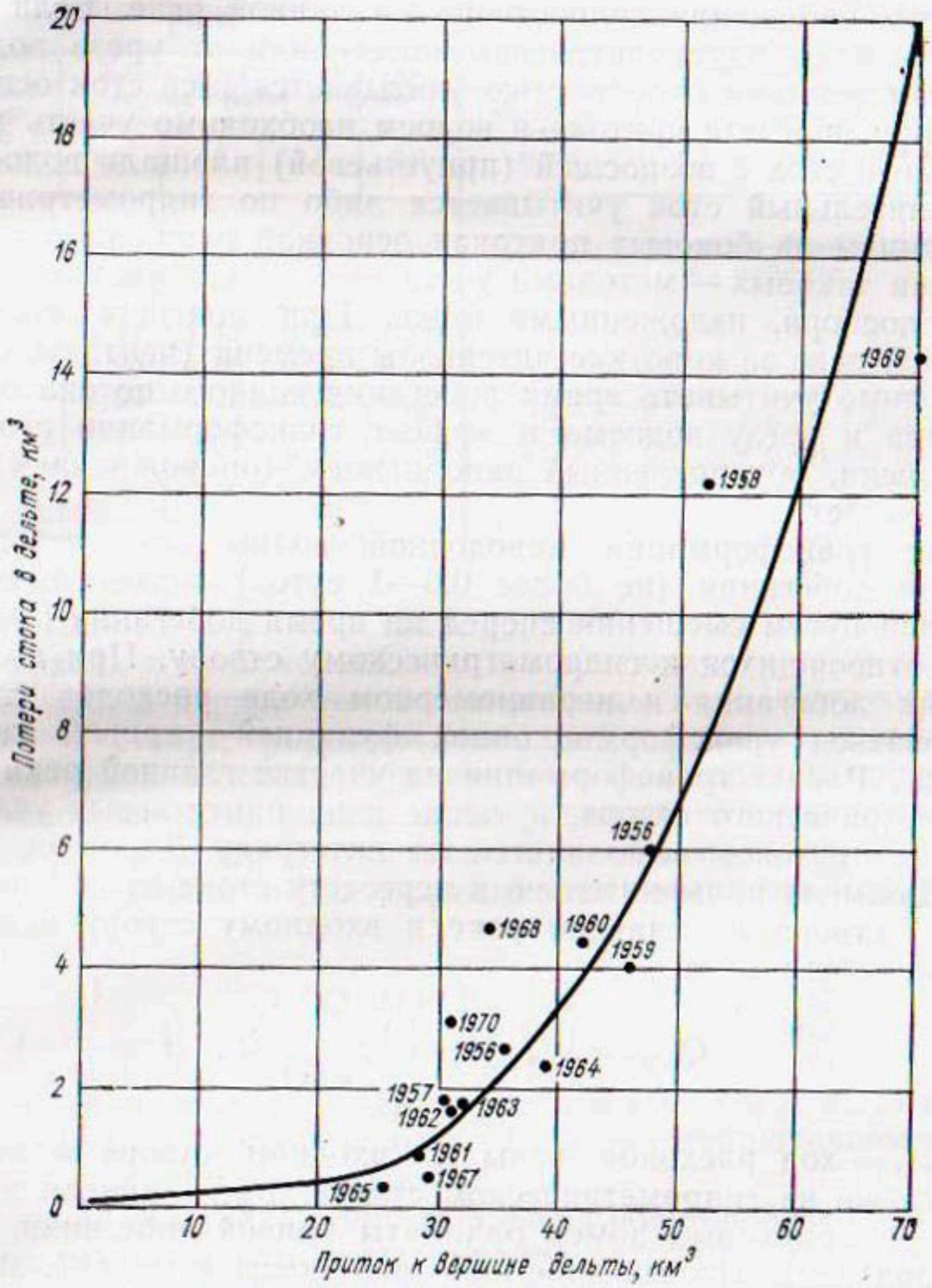


Рис. 6. Зависимость объема потерь стока в дельте р. Амударьи от объема годового притока к вершине дельты (по А. Е. Асарину).

Подсчет притока в водоемы производится следующими способами: 1) по сумме расходов воды рек, впадающих в водоем, и 2) по уравнению водного баланса.

Подсчет притока по стоку впадающих рек. При этом способе подсчета общий приток в водоем определяется

суммированием расходов воды, измеренных на притоках водоема, и расходов воды с неизученной части водосбора, найденных расчетом.

При подсчете стока с изученной части водосбора особо выделяются главные (основные) реки, сток которых определяется с учетом положения гидроствора на данной реке. Если створ располагается на значительном расстоянии от уреза водоема, т. е. измерениями неполностью учитывается весь сток основной реки, при подсчете притока в водоем необходимо учесть дополнительный сток с возросшей (приустьевой) площади водосбора. Дополнительный сток учитывается либо по гидрометрическим измерениям на боковых притоках основной реки, либо при отсутствии таковых — методами учета стока с неизученных участков водосбора, изложенными ниже. При подсчете стока по основной реке за короткие интервалы времени (пентады, сутки) необходимо учитывать время добегания водного потока от гидроствора к урезу водоема и эффект трансформации стока по длине реки, обусловленный заполнением (опорожнением) русловой емкости.

Учет трансформации паводочной волны при небольшом времени добегания (не более 0,5—1 суток) может быть осуществлен путем смещения вперед на время добегания расходов воды, относящихся к гидрометрическому створу. При большем времени добегания и неравномерном ходе расходов следует пользоваться трансформационной функцией — кривой добегания $p_{в(\tau)}$. Расчет трансформации на участке главной реки ниже гидрометрического створа, а также и на приустьевых участках боковых притоков выполняется по интегралу Дюамеля. Интеграл Дюамеля применительно к пересчету стока от гидрометрического створа на главной реке к входному створу в водоем записывается в виде

$$Q_{н\,(t)} = \int_0^t Q_в \left(t - \tilde{\tau}\right) p_{в\,(\tilde{\tau})}\, \tilde{dt}, \qquad (3.1)$$

где $Q_{н(t)}$ — ход расходов воды во входном створе в водоем, $Q_в$ — то же на гидрометрическом створе, $p_{в(\tau)}$ — кривая добегания, τ — порядковый номер ординаты кривой добегания.

Координаты кривых добегания помещены в табл. 7, заимствованную из работы [66].

Пользуясь табл. 7, можно определить искомый расход в какой-либо момент времени. Например, при $\Delta\tau = 1$ суткам

$$Q_{н\,(t)} = 0{,}14Q_{в\,(t)} + 0{,}66Q_{в\,(t-1)} + \\ + 0{,}15Q_{в\,(t-2)} + 0{,}04Q_{в\,(t-3)} + 0{,}01Q_{в\,(t-4)}.$$

При значительных изменениях времени добегания на характерных участках с нарастанием расхода воды расчет транс-

формации осуществляется по более сложной схеме, приведенной в работе [66].

Таблица 7

Координаты кривых добегания $p_{в\,(\tau)}$ и $p_{б\,(\tau)}$ для участка реки

Порядковый номер ординаты, сутки	Время добегания на характерном участке $\Delta\tau$ сутки				Порядковый номер ординаты, сутки	Время добегания на характерном участке $\Delta\tau$ сутки			
	0,5	1,0	1,5	2,0		0,5	1,0	1,5	2,0
Для расхода воды в верхнем створе участка					Для расхода воды бокового притока на участке				
0	0,47	0,14	0,07	0,02	0	0,80	0,52	0,41	0,30
1	0,50	0,66	0,45	0,18	1	0,20	0,37	0,37	0,37
2	0,03	0,15	0,32	0,47	2	0,00	0,09	0,16	0,21
3	0,00	0,04	0,12	0,21	3		0,02	0,05	0,08
4		0,01	0,04	0,08	4		0,00	0,01	0,03
5		0,00	0,00	0,04	5			0,00	0,01
6					6				0,00

Необходимость в учете трансформации стока и дополнительного притока с неизученной части водосбора основной реки отпадает, если в период половодья расходы воды измеряются на временном створе, расположенном в непосредственной близости от уреза водоема. Обычно такие наблюдения проводятся на главном притоке речных водохранилищ или зарегулированных озер, где створ располагается в зоне подпора. На таких участках подсчеты стока осложняются наличием переменных уклонов:

$$Q = Q' \sqrt{\frac{i}{i'}},$$

где i — уклон водной поверхности вблизи гидрометрического створа, Q' и i' — расход воды и уклон при наблюденном уровне H в случае отсутствия подпора.

Уклон на участках, сопрягающихся с обширной водной поверхностью, зачастую определить крайне затруднительно, поэтому, имея в виду, что уклон в зоне подпора изменяется в зависимости от наполнения водохранилища, для подсчетов стока прибегают к построению зависимости трех переменных: расхода воды (Q), уровня, измеренного у створа (H), и отметки уровня на водохранилище (z). Такие зависимости представляют собой абаку кривых $Q = f(H; z)$, где каждая ветвь соответствует определенной отметке уровня водохранилища. Практически установление таких зависимостей представляет собой довольно сложную задачу, и потому, как правило, подсчет стока по

измерениям в зоне подпора производят путем интерполяции расходов между их измеренными величинами. Точность определения этих расходов более низкая, чем по устойчивым кривым расходов $Q=f(H)$, однако она, как показали исследования В. Л. Виноградова [28], может быть существенно повышена, если измерение расходов воды будет производиться с учетом изменения водного режима реки, т. е. если, в отличие от распространенного способа измерения, предусматривающего равномерное распределение расходов в году, они будут измеряться на переломных точках гидрографа, освещая различные фазы режима стока.

Определив с учетом вышеизложенного приток в водоем по основным рекам, а также по другим притокам, на которых имеются гидрометрические створы, для получения общего притока необходимо определить его часть, поступающую с неконтролируемой инструментальными наблюдениями территории водосбора. Расчет с неизученной части водосбора выполняется с помощью выбранных рек-аналогов.

Достоверность расчета стока с неизученной части водосбора, включающей бассейны малых рек, определяется правильностью выбора реки-аналога, что в каждом отдельном случае представляет собой довольно сложную задачу, поскольку каждый из водосборов является своеобразной совокупностью природных условий, неповторимой даже в пределах водосбора одного водоема. Тем не менее наличие закономерности пространственного изменения стока обеспечивает возможность перенесения удельных значений стока с одного водосбора на другой при условии сходства основных природных характеристик сравниваемых водосборов. Идентичность природных условий выявляется путем гидрологического районирования водосбора. Поскольку главнейшими факторами стока являются осадки и рельеф местности, именно пространственное изменение количества осадков и орография прежде всего принимаются во внимание при районировании территории, а в зависимости от степени лесистости, заболоченности, озерности — дополнительно и эти признаки. Для горных районов кроме этого учитывается вертикальная зональность стока, интенсивность которого в пределах склонов озерной котловины, различно ориентированных по отношению к влагоносным ветрам, может изменяться в довольно широких пределах. Районирование в зависимости от сосредоточенности притока и его изученности производится либо в целом для всего водосбора, либо только для той его части, которая расположена между линией берега водоема и замыкающими створами на гидрометрически изученных притоках водоема. Районирование в целом для всего водосбора обычно выполняется для крупных озер с рассредоточенным притоком, районирование части водосбора (примыкающей к линии берега) — для большинства водохранилищ, где сток основных

притоков освещен инструментально. Ниже на примере ряда водосборов крупных водоемов показано районирование территории, выполненное с учетом природных условий и степени гидрометрической освещенности притока.

1. Бассейн оз. Ладожского по степени озерности разделен на четыре района: 1) Саймо-Вуоксинский, 2) Онежско-Свирский, 3) Ильмень-Волховский, 4) частный (внутренний) район. Два первых района характеризуются разветвленной речной сетью и большим количеством озер; на их территории находится более 70% всех озер бассейна, в том числе крупнейшее из них — оз. Сайма (Саймо-Вуоксинский район) и оз. Онежское (Онежско-Свирский район). Южный район отличается менее разветвленной речной сетью и пониженной озерностью. Крупнейшим в данном районе является оз. Ильмень. Частный бассейн, оконтуривающий по периферии северо-восточное побережье оз. Ладожского, является безозерным, на его территории расположены малые реки, впадающие в оз. Ладожское. На долю этого района приходится 11% общей площади водосбора.

2. Бассейн оз. Байкал по отношению к влагоносным потокам, обусловливающим распределение осадков в пределах озерной котловины, разделен на четыре района: 1) северо-западный (между реками Ангарой и Верхней Ангарой), 2) восточный (между реками Верхней Ангарой и Баргузин), 3) юго-восточный (между реками Баргузин и Селенгой), 4) южный (между реками Селенгой и Ангарой).

3. В бассейне вдхр Братского, где сток по основному притоку — Ангаре учитывается на Иркутской ГЭС, удаленной от входного створа в водохранилище на несколько сотен километров, неизученные участки водосбора рассредоточены по всей его длине, поэтому районирование выполнено в целом по бассейну. Всего на территории водосбора в соответствии с его орографией выделено два района: 1) горный (южный) и 2) равнинный (северный). Граница между районами в левобережной части бассейна проходит по линии водораздела рек Белой и Оки, в правобережной части — по линии водораздела рек Куды и Иды.

4. В бассейне вдхр Рыбинского районирование производилось только в «приозерной» части водосбора, расположенной ниже замыкающего гидроствора на р. Мологе и створов ГЭС Угличской и Шекснинской, где осуществляется учет стока по рекам Волге и Шексне. Приозерная часть занимает 22600 км², или 15% общей площади бассейна водохранилища. В пределах выделенной части водосбора по характеру водности рек с учетом лесистости и заболоченности территории выделено четыре района: 1) западное побережье (от створа Угличской ГЭС до р. Мологи), 2) северное побережье (от р. Мологи до Шекснинской ГЭС), 3) восточное побережье (от Шекснинской ГЭС до

Рыбинской ГЭС) и 4) юго-восточное побережье (от Рыбинской ГЭС до Угличской ГЭС).

4. В бассейне вдхр Горьковского на участке между входным створом Рыбинской ГЭС и замыкающей плотиной Горьковской ГЭС выделено два района: 1) правобережный и 2) левобережный. Эти районы различаются по водности питающих рек.

5. В бассейне вдхр Красноярского районирование выполнено для участка, примыкающего к водохранилищу и расположенного ниже гидростворов на реках Енисее, Тубе, Абакане и Ое. Эта часть бассейна, занимающая 15% общей площади водосбора, по степени лесистости разделена на два района: 1) лесостепной (80% площади) и 2) лесной (20%).

Районирование территории позволяет с бóльшей достоверностью произвести выбор реки-аналога, отвечающей природным условиям рассматриваемого района, однако это обстоятельство не является определяющим. Действительно, может оказаться, что водосбор реки, на котором ведутся гидрометрические наблюдения, по каким-то признакам нерепрезентативен для рассматриваемого района, поэтому рекомендуется предварительно выполнить сравнение речных бассейнов по какому-либо показателю, который в данных физико-географических условиях связан с водным режимом реки. Таким показателем может быть густота речной сети или средний уклон склонов. Иногда по этим признакам не удается выбрать реку-аналог и поэтому оценку репрезентативности реки-аналога выполняют другими способами. К числу последних относится выяснение существования примерного равенства средних многолетних слоев весеннего паводочного стока реки-аналога (h_i) и слоев бокового притока в водоем ($h_б$). Этот прием, так же как другой — выяснение степени подобия гидрографа паводочного стока реки-аналога $Q_i(t)$ и гидрографа бокового притока $Q_б(t)$, применим в основном для водоемов с сосредоточенным притоком и преимущественно для речных водохранилищ. Определение слоя стока бокового притока $h_б$, так же как расходов $Q_б(t)$, осуществляется по уравнению водного баланса водоема. Более подробное изложение способов выбора рек-аналогов и рекомендаций к оценке их репрезентативности, основанных на обобщении накопленного к настоящему времени опыта гидрологических расчетов, приведено в работе [66].

Методы расчета притока при отсутствии гидрометрических измерений. Сток с приустьевых участков рек, расположенных ниже гидрометрических створов, в зависимости от продолжительности расчетного интервала рассчитывается разными способами. В тех случаях, когда приток определяется за короткие интервалы времени (сутки, пятидневки), расход в гидрометрическом створе реки необходимо перенести к устью по кривой добегания $\tilde{p}_{в(\tau)}$. При расчете стока за более продолжительные

интервалы (декада, месяц) и при условии однородности водного режима в пределах рассматриваемого бассейна расход в устье может быть установлен по соотношению

$$Q_{\text{устье}} = \frac{F_{\text{устье}}}{F_{\text{створ}}} Q_{\text{створ}} = K Q_{\text{створ}}. \qquad (3.2)$$

Расчет стока с других неизученных участков водосбора может быть произведен с использованием одного из нижеприведенных способов: 1) метода водного баланса и 2) по стоку рек-аналогов.

Первый способ применяется в тех случаях, когда невозможно оценить приточность в водоем с гидрометрически не изученной части водосбора по данным о стоке рек-аналогов. Последнее имеет место при существенном различии в условиях стока в пределах изученной и неизученной частей водосбора, а также при отсутствии сведений о заборе воды на хозяйственные нужды (орошение, водоснабжение), который может осуществляться на неизученной территории. Метод водного баланса, предусматривающий оценку притока с неизученной территории остаточным членом уравнения водного баланса, с удовлетворительной точностью может применяться для подсчета притока только за достаточно продолжительные интервалы времени (год, сезон, месяц).

Уравнение водного баланса водоема, решенное относительно бокового притока с неизученной части водосбора, имеет вид

$$V_{\text{б. н}} = V_{\text{ст}} - V_{\text{пр}} + V_{\text{ис}} - V_{\text{ос}} \pm \Delta V, \qquad (3.3)$$

где $V_{\text{б. н}}$ — объем стока с гидрометрически неизученной части водосбора; $V_{\text{ст}}$ — объем стока из водоема за расчетный интервал времени; $V_{\text{пр}}$ — объем гидрометрически изученного притока рек, впадающих в водоем; $V_{\text{ис}}$ — объем воды, затраченной на испарение с поверхности зеркала водоема; $V_{\text{ос}}$ — объем воды, поступивший на зеркало водоема с атмосферными осадками; ΔV — изменение объема водоема за расчетный интервал времени.

Метод водного баланса может быть успешно применен в целях продления ряда данных о величине $V_{\text{б. н}}$ на начальном этапе эксплуатации водохранилищ, когда еще отсутствуют новые материалы гидрометрической сети, организованной впоследствии в бассейне водохранилища. В этом случае уравнение водного баланса составляется для зоны затопления будущего водохранилища. Это уравнение имеет вид

$$V_{\text{б. н}} = V'_{\text{ст}} + V'_{\text{ис}} + \Delta V' - V_{\text{пр}} - V_{\text{ос}}, \qquad (3.4)$$

где $V'_{\text{ис}}$ — объем потерь воды на испарение с зоны затопления; $\Delta V'$ — изменение объема воды, содержащегося в водотоках, водоемах, почвогрунтах и снежном покрове на территории будущей зоны затопления. Остальные обозначения те же, что и в уравнении (3.3).

Величина $V'_{ст}$ определяется по данным гидрометрических измерений в пункте, расположенном в створе будущей плотины, а в случае нахождения такого пункта ниже (выше) плотины — с учетом поправок к данным о стоке на гидрометрическом створе на соответствующее изменение площади водосбора.

Величина $V'_{ис}$ определяется по разности значений испарения с суши и с водной поверхности с использованием соответствующих методов расчета. Например, при определении величины $V_{б.н}$ по уравнению водного баланса для вдхр Бухтарминского, методика составления которого изложена в работе [58], испарение с суши определялось по методу А. Р. Константинова [51]. Метод того же автора использовался для подсчета потерь воды на орошение ($V_{ор}$), осуществлявшееся в пределах гидрометрически не изученной части водосбора вдхр Бухтарминского. В этом случае объем воды, затрачиваемый на испарение с орошаемых полей, определен по разности между атмосферными осадками и испарением с хорошо увлажненной поверхности суши. При этом предполагалось, что в первом приближении величиной осадков можно характеризовать испарение в условиях естественного увлажнения полупустынного района, в котором расположена значительная часть водосбора вдхр Бухтарминского. Сопоставление расчетов по методу водного баланса и по стоку рек-аналогов для условий вдхр Бухтарминского показало, что оба метода при подсчете сезонных и месячных значений $V_{б.н}$ дают близкие результаты, расхождение между ними в среднем составляет $\pm 8\%$ при предельном отклонении до 18%.

По методу рек-аналогов приток с неизученной территории определяется различными способами, которые систематизированы Р. А. Нежиховским с учетом условий стокообразования на данной территории и полноты исходного материала наблюдений.

Первый способ. Приток с неизученной территории $Q_н$ определяется по средневзвешенному модулю стока $M_{ср.взв}$ с учетом площади водосборов рек-аналогов:

$$Q_н = M_{ср.взв} F = \left(\frac{M_1 F_1 + M_2 F_2 + \ldots + M_n F_n}{F_1 + F_2 + \ldots + F_n} \right) F_н, \qquad (3.5)$$

где M_1, M_2, ..., M_n — модули стока в пунктах, в которых производятся измерения стока; F_1, F_2, ..., F_n — площади водосбора в этих пунктах; $F_н$ — площадь неизученной части водосбора. Так как $M = \frac{Q}{F}$, $M_{ср.взв} = \frac{\sum Q}{\sum F}$.

Этот способ применим в тех случаях, когда $Q_н$ формируется реками приблизительно такого же размера, что и реки-аналоги, и водосборы рек-аналогов примерно одинаковы по площади. Если же площади водосборов рек-аналогов различны, то при пользовании выражением (3.5) модулям стока рек-аналогов

с наибольшей площадью придается наибольший вес, что в действительности может не иметь места.

Второй способ. Подсчет приточного расхода $Q_н$ производится по среднему арифметическому модулю стока рек-аналогов:

$$Q_н = M_{ср} F_н = \frac{1}{n}\left(\frac{Q_1}{F_1} + \frac{Q_2}{F_2} + \ldots + \frac{Q_n}{F_n}\right) F_н. \qquad (3.6)$$

При этом способе подсчета модулям стока рек-аналогов независимо от их размера придается одинаковый вес, что при наличии обычно наблюдающейся (особенно в период весеннего половодья) неоднородности модулей стока представляется наиболее правильным.

Помимо указанных способов в практике расчетов притока употребляются еще два других приема (третий и четвертый). Целесообразность применения третьего способа обусловливается выявленным на основании предварительного анализа существованием участков водосбора, различных по характеру формирования стока из-за неравномерного распределения осадков по территории. Применение четвертого способа определяется наличием достаточного числа рек-аналогов, имеющих различную площадь водосбора.

Третий способ. $Q_н$ подсчитывается путем отнесения модуля расхода реки-аналога к тяготеющей к нему площади, а общий приток с неизученной территории подсчитывается суммированием расходов с выделенных площадей. Этот способ расчета рекомендуется для определения $Q_н$ за более продолжительные интервалы времени (декада, месяц).

Четвертый способ. Сначала определяется водосборная площадь всех водотоков, впадающих в водоем, по выделенным диапазонам площади водосбора. Для каждой группы водоемов в пределах выделенного диапазона площади определяется суммарная площадь всех водосборов и подбираются свои реки-аналоги. По данным рек-аналогов для данного диапазона (частного) определяется средний арифметический модуль расхода ($M_{ср}$), а по нему — расход воды как произведение $M_{ср}$ на общую площадь бассейнов рек, объединяемых данным диапазоном. Общий расход притока $Q_н$ при этом способе определяется суммированием расходов воды с частных площадей.

В горных условиях пространственное изменение стока подчиняется высотной поясности, поэтому для распространения удельных величин стока с изученной реки на неизученную используются зависимости вида $M = f(z)$, где z — средняя высота бассейна. Зависимости $M = f(z)$ должны строиться отдельно для каждого расчетного периода, поскольку, как показал опыт использования этого метода для расчета притока в оз. Байкал, очертание кривых $M = f(z)$ меняется от года к году и особенно в периоды разной водности.

В озерных районах целесообразно применение зависимостей $M=f(\alpha)$, где α — озерность бассейна, или зависимостей $M=f(\alpha; F)$, учитывающих наряду с озерностью площадь водосбора.

Все вышеперечисленные способы предполагают необходимость выбора рек-аналогов, что зачастую, особенно при малом числе гидрометрически изученных рек и неоднородности условий стокообразования на водосборе, представляет трудную и в известной мере субъективно решаемую задачу. Поэтому в последнее время начата разработка новых методов расчета притока, предусматривающих более объективное описание пространственного изменения полей стока путем изучения их статистической структуры и территориального обобщения характеристик стока. Применительно к подсчету притока в водоем впервые такой прием расчета был разработан В. Ф. Крюковым. Этим автором для описания территориальной зависимости речного стока от физико-географических факторов за заданный конкретный интервал времени было использовано уравнение линейной множественной корреляции:

$$\lg M = a_1 \lg x_1 + a_2 \lg x_2 + \ldots + a_l \lg x_l + a_0, \qquad (3.7)$$

где M — модуль стока, л/(с·км^2), за расчетный интервал времени; $x_1, x_2, \ldots, x_l$ — физико-географические факторы (аргументы); $a_1, a_2, \ldots, a_l$ — коэффициенты уравнения линейной регрессии; a_0 — свободный член уравнения; l — число аргументов. Величины модулей и аргументов во избежание возможных нелинейных связей логарифмируются.

Метод был разработан на примере расчета притока в вдхр Красноярское за декадные, месячные и квартальные отрезки времени. Разработанная методика, связанная с производством массовых вычислений, в качестве обязательного условия предусматривает использование ЭВМ с предварительной систематизацией и перфорацией исходного материала. К числу данных, используемых в расчете, относятся:

1) средние расходы воды (y) за расчетный интервал времени (декада, месяц, квартал) конкретного года по всем изученным рекам бассейна;

2) исходные аргументы (1, 2, ..., l) по всем гидрометрически изученным бассейнам, которые находятся в пределах водосбора рассматриваемого водоема;

3) то же по всем бассейнам неизученной части водосбора (дополнительная таблица).

При выборе аргументов (x) необходимо соблюдать следующие условия, сформулированные Крюковым:

1) аргументы должны в той или иной степени влиять на величину стока;

2) аргументы должны быть независимы между собой;

3) аргументом не может быть водность реки за период, предшествующий расчетному интервалу, или гидрологический параметр, выраженный через водность реки;

4) аргументы должны легко определяться количественно как для изученных, так и для неизученных рек, расположенных в пределах изучаемого водосбора водоема;

5) количественные характеристики каждого аргумента должны быть всегда постоянными независимо от заданного расчетного интервала времени и конкретного года;

6) число аргументов должно быть одним и тем же независимо от интервала времени и года, к которому приурочен этот интервал.

Программа машинной обработки рассчитана на число пунктов наблюдений, не превышающее 100 пунктов, с максимальным числом аргументов не более 25. При расчете притока в вдхр Красноярское использовались данные о расходах воды по 62 гидрометрическим пунктам бассейна, а в качестве факторов стока избрано пять аргументов, в число которых входили: координаты центра тяжести водосбора (раздельно широта — первый аргумент, долгота — второй аргумент), площадь водосбора, средняя высота водосбора, лесистость. Первые два аргумента (географические координаты) описывают зональное изменение стока, средняя высота бассейна — его высотную поясность, а площадь водосбора и лесистость — зависимость стока от размеров бассейна и степени его облесенности. Уравнение множественной корреляции составляется для каждого расчетного интервала отдельно, в связи с чем число таких уравнений соответствует числу расчетных интервалов (декад, месяцев, кварталов), за которые производится подсчет притока в водоем.

Определение числовых значений коэффициентов уравнения линейной множественной корреляции производится на основании статистической обработки исходного материала. Статистическая обработка включает операции по определению: 1) средних расходов воды; 2) средних значений аргументов; 3) параметров уравнения линейной регрессии, выражающих зависимость $\lg M = f(\lg x_l)$; 4) средних квадратических отклонений расходов воды и 5) парных коэффициентов корреляции между расходами воды, объединяемых по всех возможных сочетаниях попарно по значению избранных аргументов.

Зная числовые значения коэффициентов в уравнении (3.7), можно решить обратную задачу, т. е., пользуясь заданными для каждого водосбора значениями аргументов $x_1, x_2, \ldots, x_l$, определить расход воды. В целях выяснения тесноты связи между вычисленными расходами воды ($Q_{выч}$) и их исходными величинами ($Q_{исх}$) по значениям $Q_{выч}$ и $Q_{исх}$ определяется коэффициент множественной корреляции R, который характеризует меру точности вычисленных расходов.

По уравнению (3.7) с определенными в нем числовыми значениями коэффициентов и данным дополнительной таблицы, содержащей значения аргументов (x_1, x_2, ..., x_l) для неизученных рек, определяется расход воды с неизученной части водосбора ($Q_н$). Суммируя расходы воды в замыкающих створах с величиной $Q_н$, определяют общий приток в водоем за данный расчетный интервал времени.

Точность подсчета притока по методу суммирования расходов воды питающих рек. Погрешность расчета притока складывается из ошибок определения расходов воды на гидрометрических створах и ошибок подсчета стока с неизученной части водосбора. Оба вида ошибок с оценкой погрешностей подсчета стока по кривым расходов (или получаемых интерполяцией между их измеренными величинами), а также ошибок, зависящих от числа и репрезентативности выбранных рек-аналогов, детально анализируются А. Р. Нежиховским в работе [66]. В этой работе им предложена формула оценки относительной средней квадратической ошибки определения поверхностного притока, подсчитанного с использованием метода рек-аналогов для неизученной территории:

$$\xi Q_{пр} = \frac{1}{\sqrt{T}} \sqrt{\xi Q_{вх}^2 + \left(\frac{Q_{вх}}{Q_{пр}}\right)^2 + \frac{C_v}{n}\left(1 - \frac{Q_{вх}}{Q_{пр}}\right)^2}, \quad (3.8)$$

где $\xi Q_{пр}$ — погрешность общего расхода воды, поступающего в водоем; $\xi Q_{вх}$ — погрешность суммарного расхода воды входных створов; C_v — коэффициент вариации среднесуточных расходов воды по площади, вычисленный на основании наблюдений по n рекам-аналогам. Для периода стокообразования равнинных рек C_v рекомендуется принимать равным 0,7.

Величина $\xi Q_{вх}$ определяется либо на основании специальных наблюдений, выполняемых в целях определения погрешности измерений и подсчета стока в конкретных условиях данного гидроствора, либо, при отсутствии таких наблюдений, на основании действующих указаний по оценке точности наблюдений с учетом условий измерения расходов и продолжительности расчетного интервала [61].

На зарегулированных реках в ряде случаев входные гидростворы располагаются ниже гидроузлов в зоне неустановившегося режима расходов. Подсчет стока на таких створах зачастую производится с помощью кривых расходов для установившегося режима по среднесуточным уровням, вычисленным по данным двухсрочных измерений. Между тем вследствие пикового режима вышерасположенной ГЭС в нижнем бьефе имеет место резкое изменение уровней в течение суток, что не учитывается при подсчете расходов воды. Специальные наблюдения и расчеты, выполнявшиеся для отдельных таких створов, показали, что подсчет стока по кривым расходов для установившегося режима без учета суточного хода уровня приводит к значитель-

ным систематическим ошибкам. Последнее, в частности, было установлено исследованиями Р. А. Шестаковой [88] для створа р. Днепр — г. Киев, который до постройки вдхр Каневского являлся входным в вдхр Кременчугское. Этот створ был расположен ниже Киевской ГЭС, в зоне неустановившегося режима. Для оценки погрешности определения стока в 1968 г. производились контрольные измерения в створе Днепр—Монастырек, расположенном за пределами зоны неустановившегося режима. Сравнение стока воды, подсчитанного для створов Киев и Монастырек с учетом времени добегания между ними (двое суток), обнаружило систематическое расхождение в сравниваемых расходах. Среднемесячные расходы в створе Киев оказались заниженными в среднем на 10%. Последнее обусловлено тем, что повышение уровня за счет утреннего и вечернего пиков нагрузки на Киевской ГЭС на водомерном посту проходит позднее стандартных сроков измерений (8 и 20 ч), вследствие чего постом фиксируется заниженный уровень (по сравнению со среднесуточным). Систематические ошибки в подсчете притока были также обнаружены для вдхр Куйбышевского, где расходы на основных притоках, Волге и Каме, измеряются в зонах переменного подпора с неустановившимся режимом за счет попусков вышерасположенных ГЭС. Створ на р. Волге находится ниже Горьковского гидроузла (ГУ) у г. Чебоксары, створ на р. Каме — ниже Воткинского ГУ у г. Набережные Челны. На обоих створах ведутся только двухсрочные наблюдения за уровнем воды.

Анализ невязок водного баланса вдхр Куйбышевского показал, что они имеют преимущественно положительный знак, т. е. приход в водохранилище выше расхода воды. Сток через Куйбышевский ГУ после натурной тарировки двух агрегатов учитывается вполне надежно: точность учета стока в среднем составляет ±1—2%. В этих условиях при небольшом удельном весе остальных составляющих баланса систематическая положительная невязка может быть отнесена только на счет погрешности подсчета притока. Учитывая это, в Куйбышевской ГМО были проведены контрольные расчеты, которые, однако, вполне достоверно удалось выполнить только для р. Камы. Приток по р. Каме был определен суммированием расходов воды через Воткинский ГУ с расходами бокового притока на участке между створами Воткинский ГУ и Набережные Челны. Эти расчеты, выполненные за 11 годовых интервалов (1962—1972 гг.), показали, что в подавляющем большинстве случаев среднегодовой сток по измерениям в створе Набережные Челны завышен на 4—5%.

Выполненные расчеты недостаточны, однако, для корректировки подсчетов стока, поскольку они показали, что при преобладающем завышении стока в отдельные годы (2 из 11) имеет место занижение среднегодовых расходов, подсчитанных по измерениям в створе Набережные Челны. Этот факт, а также

вышеприведенные данные, относящиеся к створу Днепр—Киев, свидетельствуют о том, что двухсрочные наблюдения уровня на гидростворе в зависимости от местоположения поста по отношению к створу вышерасположенного ГУ и режима попусков в течение рассматриваемого интервала времени могут как завышать, так и занижать действительное значение уровня, соответственно искажая искомый расход воды. Поэтому для корректировки подсчетов стока в створах, расположенных на зарегулированных участках рек, необходимы специальные наблюдения и прежде всего регистрация уровня при помощи самописцев или путем проведения учащенных наблюдений. На основании этих наблюдений следует определить значение и знак систематической ошибки и внести соответствующие поправки в подсчеты стока, повысив таким образом их точность.

Обратимся теперь к вопросу о том, какова реальная точность подсчета притока в водоем, рассмотрев его на примере вдхр Красноярского на основании данных, заимствованных из работы [45]. Общая площадь водосбора вдхр Красноярского 289 000 км². Приток с изученной части бассейна определялся по стоку четырех притоков водохранилища в створах Енисей—Никитино, Абакан—Райково, Туба—Бугуртак, Оя—Ермаково, которыми освещается 85% общей площади водосбора. Сток с неизученной части определен по удельным величинам стока рек-аналогов, в качестве которых для облесенной части водосбора ($F=8800$ км²) избрана р. Сисим у с. Березовая ($F=2810$ км²), для лесостепной ($F=34\,000$ км²) — р. Тесь у с. Боград ($F=179$ км²). От гидрометрических створов к периферии водохранилища сток трансформирован по кривой добегания. Относительная ошибка расчета притока определена по уравнению (3.8), где $\xi Q_{вх}$ оценено по рекомендациям работы [61] применительно к участкам рек с беспойменным руслом, для которых относительная ошибка определения среднесуточного стока принимается равной ±5%. В соответствии с этими данными погрешность подсчета суточного притока составляет в среднем 5—8% с предельным значением ошибки 16% в весенние месяцы, когда доля гидрометрически учтенного притока снижается до 75% против ее величины, равной 90% в среднем за год. Погрешность подсчета среднедекадного стока составляет в среднем 2% при предельной ошибке 5%, погрешность среднемесячного стока 1—2%.

При в общем вполне удовлетворительной точности подсчета притока погрешность существенно возрастает в весенние месяцы, когда увеличивается поступление воды с неизученной части водосбора, где сток определяется с меньшей точностью. Таким образом, точность подсчета притока определяется степенью его гидрометрической изученности и при условии $Q_{вх} \gg Q_{н}$ практически целиком определяется точностью гидрометрических измерений.

При современной изученности процессов стока и отсутствии эталона сравнения в настоящее время не представляется возможным отдать предпочтение тому или иному методу расчета притока и достоверность каждого из них удается оценить только путем сопоставления результатов расчета. Именно таким способом оценивалась эффективность способа подсчета притока, разработанного Крюковым. Сопоставлялись результаты расчета, выполненного двумя способами: 1) с применением уравнения линейной множественной корреляции (метод Крюкова) и 2) с использованием для неизученной части водосбора данных о стоке рек-аналогов. Сопоставление выполнялось на примере вдхр Красноярского для величин притока за декадные, месячные и квартальные отрезки времени по данным расчета за 1968—1972 гг. Сравнение показало, что расхождение в рассчитанных величинах для декадных значений притока в среднем составляет ±5% при предельном отклонении, отмеченном в одну из декад весеннего периода, 25%. Расхождения в среднемесячных значениях притока не превосходят 3%, составляя в среднем 1,5%, а среднеквартальные значения притока, определенные различными методами, практически совпадают. Таким образом, оба метода расчета дают близкие результаты, что свидетельствует об их равной применимости для расчета притока в водоемы за декадные и месячные интервалы.

Выше были описаны методы расчета притока и рекомендации к оценке точности подсчета суммарного притока за заданные расчетные интервалы времени. Эти расчеты обычно выполняются при составлении оперативных водных балансов водохранилищ, и для их реализации используются материалы наблюдений, относящиеся к периоду существования данного водохранилища. Между тем при проектировании водохранилищ, а после их создания для совершенствования методов расчета и прогноза притока необходимо располагать данными о притоке за возможно продолжительный период. В связи с этим целесообразно использовать многолетние ряды данных о стоке рек с предварительной корректировкой их применительно к изменившимся условиям протекания реки, в русле которой образовано водохранилище.

Продлить ряд данных о притоке можно путем пересчета стока в створе реки, который до образования водохранилища располагался вблизи створа плотины, замыкающей водохранилище. В этом случае задача сводится к отнесению данных гидрометрического створа к периферии водохранилища, т. е. к уменьшению $Q_{ост}$ на величину стока с площади, затопленной водохранилищем. В отдельных случаях расчет осложняется тем, что наряду с рассматриваемым водохранилищем на данной реке выше по течению создается еще ряд водохранилищ, периодическое наполнение (сработка) полезной призмы которых изменяет размеры притока, поступающего к периферии нижнего

водохранилища. Поэтому при пересчете расходов к периферии водохранилища (особенно при определении не только годовых, но и месячных значений притока) необходимо учитывать регулирующий эффект вышерасположенных водохранилищ. В этом случае пересчет осуществляется по уравнению

$$Q_{\text{прф}} = Q_{\text{ест}} - \Delta Q_{\text{в}} \pm \Delta Q_{\text{р}}, \qquad (3.9)$$

где $Q_{\text{прф}}$ — приток к периферии водохранилища; $Q_{\text{ест}}$ — сток, фиксируемый гидроствором; $\Delta Q_{\text{в}}$ — сток с площади, затопленной водохранилищем; $\Delta Q_{\text{р}}$ — объемы воды, которые накоплены (сработаны) за расчетные интервалы времени в вышерасположенных водохранилищах. Величина $\Delta Q_{\text{в}}$ определяется по удельным величинам стока рек-аналогов, репрезентативных для зоны затопления, величина $\Delta Q_{\text{р}}$ — по техническому проекту, регламентирующему параметры водохранилищ и режим их эксплуатации.

В тех случаях, когда гидроствор на реке не совпадает со створом замыкающей плотины, необходимо предварительно, в соответствии с существующими методами гидрологических расчетов, выполнить приводку данных о стоке к створу сооружения, а уже затем производить пересчет стока от створа сооружения к периферии водохранилища.

Таким методом — приводкой стока от замыкающего створа на реке к периферии водохранилища — был продлен ряд наблюдений о притоке в вдхр Рыбинское за период с 1881 по 1940 г., т. е. до момента ввода в строй этого водохранилища. В качестве исходных использовались многолетние данные о стоке р. Волги у г. Ярославля ($Q_{\text{Яр}}$). В величины $Q_{\text{Яр}}$ вводились поправки за счет стока с дополнительной площади водосбора, расположенной между г. Ярославлем и створом регулирующего сооружения вдхр Рыбинского. Эта площадь составляла около 5% общей площади бассейна водохранилища. При определении $Q_{\text{прф}}$ по уравнению (3.9) $\Delta Q_{\text{в}}$ определено по модулю р. Сить, репрезентативной для зоны затопления, а $\Delta Q_{\text{р}}$ — по данным о морфометрических характеристиках и режиме эксплуатации водохранилищ Иваньковского и Угличского с учетом расходов воды, забираемых в канал им. Москвы.

Гидрометрические наблюдения в пунктах, замыкающих водосбор водохранилища, целесообразно использовать не только для продления рядов по притоку, но и в качестве эталонных при размещении гидрометрических створов и разработке метода расчета притока к уже созданному водохранилищу. Это особенно важно для водохранилищ, расположенных в слабо обжитых районах, где организация стационарных гидрометрических измерений в большом числе пунктов связана со значительными трудностями. Примером такого водохранилища является Верхнетуломское, расположенное в северо-западной, малонаселенной части Кольского полуострова. До создания этого водохранилища

регулярные гидрометрические измерения проводились на р. Туломе у пос. Томкиш, расположенного в створе проектируемого гидроузла. Помимо этого гидрометрические наблюдения выполнялись еще на двух реках бассейна: р. Лотта — пор. Каллакоски и р. Нота — 12 км от устья. Этими двумя створами освещалось около 65% общей площади водосбора водохранилища. Однако с заполнением водохранилища (в 1963 г.) второй из створов (на р. Ноте) оказался в зоне затопления, в связи с чем на начальном этапе эксплуатации водохранилища гидрометрические наблюдения проводились только на одном створе, на р. Лотте, который освещал лишь 18% общей площади водосбора. В этих условиях единственным способом оценить приток в водохранилище оказалось использование графической зависимости $Q_т = f(Q_л)$, где $Q_л$ — расход воды в створе на р. Лотта у пор. Каллакоски, $Q_т$ — расход воды в замыкающем створе на р. Туломе у пос. Томкиш. Эта зависимость, построенная по данным синхронных наблюдений за период 1959—1963 гг., оказалась достаточно тесной со средним отклонением измеренных расходов от нее на ±5%.

В дальнейшем по мере развития гидрометрической сети в бассейне непосредственными измерениями освещалось уже 60—70% его общей площади, а с неизученной площади сток определялся по данным рек-аналогов, что, впрочем, не могло вносить существенных погрешностей в расчет в условиях однородного бассейна вдхр Верхнетуломского, где к тому же, число рек-аналогов было достаточно большим (6—7). Однако обеспечивать регулярные наблюдения на большом числе створов оказалось затруднительно, в связи с чем представилось целесообразным избрать в качестве опорных минимальное число створов, которые тем не менее обеспечивали бы вполне приемлемую точность подсчета притока. Тогда оказалось необходимым сопоставить значение притока, рассчитанного с использованием максимального числа гидрометрических створов, действовавших на водосборе, с его значением, определенным за синхронный период по зависимости $Q_т = f(Q_л)$. Это сопоставление, выполненное графически, обнаружило, что прямолинейная зависимость, выражающая связь значений стока, определенных разными способами, по отношению к координатным осям проходит под углом 45°С, что свидетельствует о равноценности сравниваемых способов подсчета притока в вдхр Верхнетуломское. Отклонение точек, характеризующих среднемесячные расходы воды, в среднем составляет ±5%, что соответствует точности гидрометрических измерений. Следовательно, применительно к вдхр Верхнетуломскому рассмотренный способ обеспечивает потребную точность подсчета притока для оперативных целей и изучения режима водохранилища.

Определение притока по уравнению водного баланса. Приток по водному балансу определяется остаточным членом

уравнения, характеризующего поступление и расходование воды из водоема за расчетный интервал времени Δt:

$$Q_{пр} = Q_{ст} + \frac{V_к - V_н}{\Delta t}. \qquad (3.10)$$

По уравнению (3.10) определяется полезный суммарный приток в водоем, который складывается из притока, поступающего с водосбора, и дополнительной прибыли (убыли) воды за счет разности между осадками и испарением с зеркала водоема. В расчетах водного баланса используется приток, поступающий к периферии водоема, поэтому в указанном случае подсчет притока выполняется по уравнению

$$Q_{пр} = Q_{ст} + \frac{(E - x) F_в}{\Delta t} + \frac{V_к - V_н}{\Delta t}, \qquad (3.11)$$

где $Q_{пр}$ — приток воды в водоем; $Q_{ст}$ — сток, включая все виды забора воды из водоема (на водоснабжение, в судоходные и оросительные каналы и пр.); E — слой испарения; x — слой осадков; $F_в$ — средняя площадь зеркала водоема за расчетный интервал времени; $V_н$ и $V_к$ — объемы воды в водоеме на начальный и конечный моменты расчетного интервала.

Способы определения осадков, стока и испарения изложены соответственно в разд. 2—4 настоящей главы.

Разность $V_к - V_н$ включает в себя как изменение объема в чаше водоема ($V_ч$), так и периодически наблюдаемое накопление (сработку) объемов воды: 1) в грунтах берегов водоема ($V_п$), 2) на подпертых участках впадающих рек ($V_р$) и 3) во льду и снеге, осевших на берегах с зимним понижением уровня и вновь поступающих в водоем с его весенним наполнением ($V_{сн.\,л}$).

Способы определения $V_ч$ и $V_п$ приведены в разд. 5 и 6 настоящей главы.

Специальный учет и определение $V_р$ необходимы только в тех случаях, когда морфометрические характеристики представлены общими для всего водоема кривыми объемов и площадей, построенными в предположении горизонтальности водной поверхности. Для большинства речных водохранилищ имеются не только общие, но и частные кривые объемов и площадей, освещающие все водохранилище, и, в том числе, его участки в зоне переменного подпора. Для таких водохранилищ, а также в тех случаях, когда в весенний период гидрометрический створ на реке переносится к ее устью необходимость в специальном учете $V_р$ отпадает.

Для водоемов, не имеющих детальных (частных) морфометрических характеристик, для определения $V_р$ необходимо выполнять дополнительные построения и расчеты, однако, учитывая значительную трудоемкость таких работ и, главное, небольшое значение $V_р$ на приустьевых участках второстепенных притоков,

соответствующие расчеты производятся только для крупнейших рек, по которым в водоем поступает основной приток.

Определение величины $V_р$ на приустьевых участках рек. Для количественной оценки неучтенного объема воды необходимо располагать сведениями о распространении подпора на притоках, который непостоянен во времени и в основном зависит от уровня водоема, а также данными о средней ширине реки в зоне выклинивания подпора при разных уровнях. Обычно величина $V_р$ определяется для отметок водоема, соответствующих их крайним значениям, например для водохранилищ — отметка НПУ и минимальная отметка предвесенней сработки. Для того чтобы выяснить, как далеко распространяется подпор по реке при выбранных отметках, определяется примерная длина подпорного участка по приближенной формуле Толкмита

$$L = a\frac{h+z}{i}, \qquad (3.12)$$

где L — длина зоны подпора; i — средний уклон водной поверхности при отсутствии подпора; h — средняя глубина реки при отсутствии подпора в месте источника подпора; z — подпор у его источника; a — коэффициент, зависящий от отношения $\frac{z}{h}$, определяемый следующим образом:

$\frac{z}{h}$	5,0	2,0	1,0	0,5	0,3	0,2	0,1	0,05
a	0,96	0,91	0,85	0,76	0,67	0,58	0,41	0,24

Опыт определения L применительно к задаче определения $V_р$ показал, что с допустимой для расчетов погрешностью эту величину можно принимать постоянной и равной ее среднеарифметическому значению, определенному для предельных положений уровня в водоеме. Располагая кривыми подпора, отвечающими определенным расходам воды в реке, или данными наблюдений на постах, расположенных на рассматриваемом участке реки, можно для ряда заданных расходов воды определить положение уровня на приустьевом участке реки. Каждому заданному расходу соответствует определенный объем $V_р$, аккумулированный в русле реки. Этот объем определяется размерами призмы, боковая грань которой ограничена снизу дном реки, а сверху кривой подпора на рассматриваемом участке, а ширина равна средней ширине реки B. Величина B определяется по крупномасштабным картам приустьевого участка реки.

Имея расходы воды и соответствующие им значения $V_р$, можно построить зависимость $V_р = f(Q)$, чтобы в дальнейшем определять величину $V_р$ по расходу воды в реке. Такая

зависимость была получена для вдхр Рыбинского по материалам наблюдений и расчетов $V_р$, выполненных для главнейших притоков водохранилища— Волги, Мологи и Шексны [32]. Указанная зависимость приведена на рис. 7. Согласно этой зависимости, в среднем за месячные интервалы времени (в апреле, мае), соответствующие периоду прохождения весеннего половодья, в руслах главнейших притоков вдхр Рыбинского могут аккумулироваться объемы воды до 0,1—0,3 км³, что составляет небольшую долю общей аккумуляции в чаше водохранилища, т. е. 1—2% от нее. Эта величина стала еще менее весомой с созданием вдхр Шекснинского (когда отпала необходимость в учете $V_р$ на приустьевом участке р. Шексны), сократившись на 10—15%. Несмотря на небольшую величину $V_р$, недоучет ее с сокращением расчетного интервала (декада, пятидневка, сутки) отрицательно сказывается на достоверности подсчета притока в водохранилище. По данным Ф. И. Белых, при прохождении

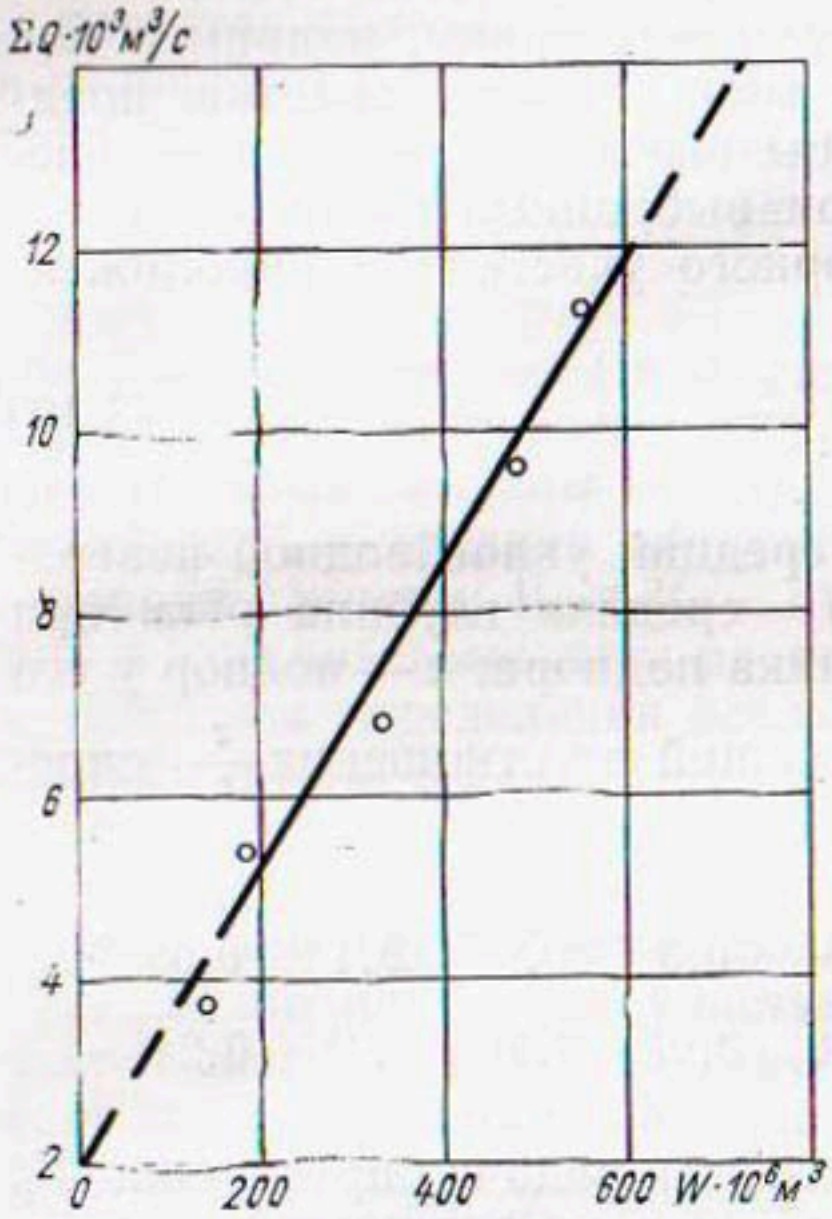


Рис. 7. Зависимость запаса воды в зонах выклинивания подпора главнейших притоков вдхр Рыбинского от суммарного расхода воды (по Ф. И. Белых).

весеннего половодья в многоводном 1955 г. на дату максимального расхода воды (более 12 000 м³/с) неучтенный запас воды в зоне подпора рек Волги, Мологи и Шексны составил 0,6 км³. За счет этого в среднем за период подъема паводочных расходов приток в водохранилище был определен с занижением на 850 м³/с, а на спаде — с завышением на 200 м³/с.

С падением приточных расходов к межени учет $V_р$ из-за ее незначительной величины вообще нецелесообразен. В этом можно убедиться на примере вдхр Рыбинского, на котором, согласно рис. 7, $V_р$ становится исчезающе малым уже при расходе притока 2000 м³/с и, естественно, не должен учитываться при среднемеженном притоке, который составляет около 800 м³/с.

Определение $Q_{сн.л}$ аккумуляции воды в ледяном и снежном покрове. При большой амплитуде колебания уровня, характерной для водохранилищ, в течение года существенно изменяются размеры их зеркала, возрастаю-

щего с весенним наполнением и сокращающегося зимой со сработкой запасов водохранилища. Например, площадь вдхр Рыбинского сокращается за зимний период почти вдвое, а водохранилищ Камского и Красноярского более чем на одну треть.

С понижением уровня на осушенной площади происходит оседание льда и покрывающего его снега, в связи с чем объемы воды аккумулированные в ледяном покрове и снеге временно изымаются из полезной емкости водохранилища, с тем чтобы весной с подъемом уровня вновь поступить в водоем.

Аккумуляция воды при оседании и последующем всплывании льда (млн. м³) определяется по выражению

$$V_{\text{сн. л}} = (F_{\text{н}} - F_{\text{к}})(0{,}9h_{\text{л}} + \gamma_{\text{сн}} h_{\text{сн}})\,10^{-2}, \qquad (3.13)$$

где $h_{\text{л}}$ и $h_{\text{сн}}$ — толщина льда и снега, см; γ — плотность снега; $F_{\text{н}}$ и $F_{\text{к}}$ — площадь зеркала водохранилища в начале и конце расчетного интервала, определяется по кривой зависимости площади водохранилища от уровня при отметке уровня, соответствующей нижней поверхности льда. Последняя вычисляется как разность отметки уровня воды и высоты погруженного льда. При отсутствии данных о плотности снега слой воды, заключенный в массе льда и снега, принимается приблизительно равным глубине погружения льда под уровень воды. Значения $h_{\text{л}}$ и $h_{\text{сн}}$ определяются по наблюдениям гидрологических постов, расположенных на различных участках по периферии водохранилища, на начальный (н) и конечный (к) моменты расчетного интервала.

Объемы осевшего и впоследствии всплывшего льда, строго говоря, не совпадают, так как часть снега испаряется зимой с поверхности ледяного покрова. Однако потери на испарение с поверхности снега и льда незначительны, и потому с достаточной для практических целей точностью объемы осевшего и всплывшего льда можно принимать равными между собой.

Оседание льда происходит в течение всей зимы (обычно ноябрь—март), его всплывание ограничивается преимущественно периодом подъема весеннего половодья (апрель). Значимость этих временных изъятий и поступлений в общем приходе-расходе воды крупных водохранилищ, как правило, невысока. Однако недоучет величины $V_{\text{сн. л}}$ может повысить погрешность расчета притока, образуя систематическую ошибку расчета, соизмеримую с общей погрешностью подсчета притока. Погрешность за счет недоучета $V_{\text{сн. л}}$ особенно ощутима у водохранилищ северных районов, которые обладают обширными мелководьями и отличаются значительной мощностью ледяного покрова (60—100 см). Так, с поступлением всплывшего льда весной среднесуточный приток воды в вдхр Рыбинское возрастает на 4%, а вдхр Красноярское — даже на 5—8%. У водохранилищ степных районов дополнительное поступление воды за счет всплывшего льда незначительно и, например,

у вдхр Цимлянского составляет в апреле лишь 0,2% от среднесуточного притока.

Убыль воды зимой, обусловленная изъятиями воды на аккумуляцию снега и льда, осевших на берегах, в расходной части баланса составляет в среднем за месяц 3—7% общего расхода воды, а в отдельных случаях достигает даже 8—12% (вдхр Рыбинское).

Точность расчета притока по уравнению водного баланса. Расчет притока по уравнению водного баланса по сравнению с его подсчетом по сумме расходов впадающих рек отличается большей простотой, а при слабой гидрометрической изученности бассейна является единственно возможным. Однако из-за невозможности при обработке водомерных данных полностью исключить искажающее влияние относительных колебаний уровня, а следовательно, безошибочно определить средний уровень водоема, этот расчет связан со значительными погрешностями в определении аккумуляции в чаше водохранилища. Поскольку абсолютная ошибка в определении среднего уровня не зависит от длительности расчетного интервала, погрешности в определении аккумуляции могут быть одинаковыми при расчетах как за годовые и месячные, так и за суточные отрезки времени. В то же время сама аккумуляция сокращается с уменьшением расчетного интервала, в связи с чем относительная ошибка расчета непрерывно возрастает и может оказаться соизмеримой с притоком. Таким образом, для каждого водоема необходимо определить наименьший интервал времени, для которого целесообразно выполнять расчеты притока по уравнению водного баланса, поскольку в зависимости от размеров зеркала водоема и водности его притоков в разные сезоны года относительная ошибка аккумуляции может изменяться в широких пределах.

Принимая точность определения среднего уровня равной ±2 см, относительную ошибку аккумуляции (%) по сравнению с ошибкой притока можно определить по уравнению

$$p = \frac{23{,}2F}{Qt}, \tag{3.14}$$

где F — площадь зеркала водоема, км²; Q — расход воды, м³/с; t — продолжительность расчетного интервала времени, сутки.

Например, при площади зеркала 5000 км², суточном расходе воды по главным притокам водоема 1000 м³/с и месячном интервале времени ($t=30$ суток) относительная ошибка аккумуляции p равна 3,9%, т. е. в данном случае точность расчета аккумуляции не превышает погрешности гидрометрического учета стока (±5%). Для этого же примера при увеличении расхода в период весеннего половодья до 10 000 м³/с ошибка снижается до 1,2%, что свидетельствует о возможности сократить расчетный период до декады.

В целом точность расчета притока по уравнению водного баланса, оцениваемую суммой средних квадратических ошибок составляющих водного баланса, можно определить по формуле Р. А. Нежиховского

$$\xi Q_{\text{пр}} = \frac{5}{\sqrt{T}} \sqrt{\left(\frac{Q_{\text{ст}}}{Q_{\text{пр}}}\right)^2 + \frac{40}{T}\left(\frac{F}{Q_{\text{пр}}}\right)^2}, \qquad (3.15)$$

где $Q_{\text{ст}}$ — сток воды из водоема, $Q_{\text{пр}}$ — полезный приток воды в водоем, T — интервал времени в сутках; F — площадь зеркала водоема.

Из уравнения (3.15) видно, что чем больше отношение $F/Q_{\text{пр}}$, тем ниже точность вычисления притока, но во всех случаях погрешность определения притока по уравнению водного баланса убывает с увеличением расчетного интервала времени. Последнее подтверждают контрольные подсчеты притока, выполненные для некоторых водоемов.

Результаты сравнения расчета притока различными методами. Вследствие значительной трудоемкости расчетов подсчет притока в водоем обычно производится только одним из методов, что исключает возможность сравнения методов, а следовательно, выяснения условий применимости каждого из них. В этой связи представляются интересными те из немногочисленных контрольных расчетов, которые были выполнены для отдельных водохранилищ. Подсчет притока в вдхр Красноярское [45] выполнен двумя методами: по сумме расходов впадающих рек и по методу водного баланса, оценка точности расчетов произведена по уравнениям (3.8) и (3.15). Полученные результаты показали, что суточные значения притока, найденные двумя вышеуказанными способами, близки по точности в период весеннего половодья, когда расходы притока составляют 8000—10 000 м³/с. В периоды летне-осенней межени и зимой погрешность расчета притока по уравнению водного баланса многократно превышает ошибки расчета по сумме расходов рек. Но при этом оба метода дают хорошо согласующиеся результаты при расчете среднемесячного притока, когда ошибка расчета по уравнению (3.8) составляет в среднем 1,5%, а по уравнению (3.15) — 2%. При расчете среднедекадного притока средние ошибки соответственно составляют 2,4 и 4,8%, при этом сближение значений погрешности отмечается в весенний период, а их наибольшее расхождение в сторону завышения по методу водного баланса — в зимние месяцы, когда расходы притока наименьшие в году.

Со снижением приточных расходов погрешность подсчета притока по уравнению (3.15) возрастает за счет ошибок в определении аккумуляции, которая за неимением для вдхр Красноярского частных кривых объемов подсчитывалась по общей кривой с предварительным вычислением среднего уровня как средневзвешенного из показаний семи постов.

Для оценки возможных погрешностей расчета интересны также исследования Обской ГМО, где в течение 1967—1969 гг. производились работы по уточнению притока в вдхр Новосибирское путем определения его двумя методами: по водному балансу и по сумме расходов впадающих рек, с одновременным измерением расходов воды главного притока — р. Оби на входном створе в водохранилище у г. Камень-на-Оби.

При подсчете притока по стоку впадающих рек в качестве исходных о стоке р. Оби использовались данные по створу Обь—Барнаул, где имеется надежная кривая расходов воды. Расходы от г. Барнаула до входного створа водохранилища (на участке длиной 230 км) трансформировались с учетом времени добегания и расходов бокового притока с частной площади водосбора между створами Барнаул — Камень-на-Оби. Общий приток в водохранилище определен суммированием расходов воды р. Оби (трансформированных от створа у г. Барнаула ко входному створу в водохранилище) с боковым притоком, образуемым небольшими реками, впадающими в водохранилище по его обоим берегам ниже впадения в водохранилище р. Оби.

Боковой приток осуществляется с площади 6060 км², составляющей 2,5% общей площади бассейна водохранилища. Боковой приток для правобережной и левобережной частей водохранилища, различающихся по водности питающих рек, определен раздельно. Сток с правобережья определен по модулю стока р. Каракана, впадающей в водохранилище в его средней части, сток со степного левобережья, где отсутствуют гидрометрические наблюдения на малых притоках — по модулю р. Касмалы, которая впадает в р. Обь на значительном удалении от водохранилища, ниже г. Барнаула. Однако приближенность подсчета притока с левобережной части водохранилища не может сколько-нибудь существенно исказить результаты расчета, поскольку сток с этой территории вообще невелик.

При подсчете притока по уравнению водного баланса аккумуляция определялась детально по девяти частным кривым объемов с использованием показаний 10 водомерных постов, равномерно расположенных по длине водохранилища.

В створе Обь—Камень-на-Оби, расположенном в зоне переменного подпора, расходы воды измерялись вне зависимости от фаз изменения стока, распределялись равномерно по времени через 3—5 суток в период весенне-летнего половодья и через 7—10 суток во время зимней межени. Приток по р. Оби определен по гидрографу стока с интерполяцией расходов между их измеренными значениями. Общий приток в водохранилище с использованием гидрометрических измерений определен суммированием расходов, измеренных у г. Камень-на-Оби, с боковым притоком, определенным, как указано выше, по удельным величинам стока рек Каракана и Касмалы. Сопоставление среднедекадных значений притока в вдхр Новосибирское, опреде-

ленных тремя независимыми методами, обнаружило их удовлетворительное согласование (табл. 8).

Используя в качестве эталона данные гидрометрических измерений, которыми для условий вдхр Новосибирского освещается практически весь приток, поскольку р. Обь вносит в среднем более 95% общего притока, можно оценить точность подсчета притока другими методами. При близких результатах расчета, приведенных в табл. 8, более высокой точностью отличается метод подсчета притока по сумме расходов впадающих рек: средняя ошибка расчета среднедекадных расходов по этому методу составляет ±6,4%, а по методу водного баланса ±8,5%. Оба метода обнаруживают наиболее значительное отклонение рассчитанных значений расхода от измеренных в период ледостава, когда расходы притока невелики и соизмеримы с ошибками расчета аккумуляции по водному балансу, а расчеты стока при ограниченном числе измерений в условиях ледяного покрова отличаются пониженной точностью. В безледный период, характеризующийся высокими расходами притока, точность расчетных методов существенно повышается, и в этот период средняя ошибка (отклонение от измеренных) среднедекадных расходов по сумме расходов впадающих рек составляет ±3,8%, а по водному балансу ±5,5%, т. е. она практически равна ошибке гидрометрических измерений. С сокращением расчетного интервала ошибки расчета должны возрастать, однако, как показал расчет суточного притока в вдхр Новосибирское за 1969 г., погрешность расчета суточного притока соответствует допустимой. Путем сравнения рассчитанных суточных расходов с их значением, полученным по гидрографу притока р. Оби с учетом расходов воды боковых притоков, установлено, что обеспеченность отклонений вычисленных расходов воды от измеренных характеризуется данными табл. 9.

Из табл. 9 видно, что при близких значениях ошибки 50-процентной обеспеченности (7—8%) ее предельные значения при использовании разных методов расчета притока существенно различаются между собой. Предельная ошибка по методу водного баланса в 2 раза превосходит ее значение по методу суммы расходов впадающих рек и составляет 75% по отношению к измеренному притоку. Однако предельные ошибки, отличаясь малой повторяемостью, не выходят за пределы 3—5-процентной обеспеченности, что свидетельствует о возможности применения обоих методов расчета суточных расходов для некоторых водохранилищ. Для повышения достоверности применения водного баланса необходимо располагать частными кривыми объемов и достаточным числом водомерных постов, показания которых освещают все участки водохранилища, различающиеся по плановому очертанию и емкости. Однако даже при соблюдении этих условий ход суточных расходов, определенных по уравнению водного баланса, зачастую отличается гребенчатым очертанием,

Таблица 8

Приток в вдхр Новосибирское ($м^3/с$), определенный за 1967—1969 гг. разными методами

Способ подсчета притока	Декада	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
По данным гидрометрических измерений	I	309	268	242	913	5480	5040	2860	2200	1700	1340
По сумме расходов впадающих рек		352	300	272	1030	5320	4900	2860	2240	1730	1360
По водному балансу		354	322	274	900	5360	4790	2680	2050	1670	1280
По данным гидрометрических измерений	II	295	252	323	1630	4920	4360	2370	2260	1550	1430
По сумме расходов впадающих рек		325	282	324	1580	5440	4700	2370	2180	1500	1340
По водному балансу		339	275	326	1530	4630	4120	2280	2180	1450	1350
По данным гидрометрических измерений	III	284	240	526	3930	4350	3450	2250	1940	1610	1400
По сумме расходов впадающих рек		318	263	465	3600	4670	3490	2220	1910	1650	1380
По водному балансу		330	280	595	3470	4230	3180	2100	1730	1540	1360

Таблица 9

Отклонение рассчитанных суточных расходов притока в вдхр Новосибирское от измеренных за 1969 г.

По сумме расходов впадающих рек		По водному балансу	
обеспеченность отклонения, %	отклонение рассчитанных расходов притока от измеренных, %	обеспеченность отклонения, %	отклонение рассчитанных расходов притока от измеренных, %
0,3	35	0,3	75
1,0	30	1,0	53
10,0	22	10,0	22
25	14	25	14
50	7	50	8
75	2	75	4
90	1	90	1

что не соответствует действительному изменению расходов воды от суток к суткам. Резкие изломы гидрографа притока являются результатом ошибок определения составляющих водного баланса и прежде всего аккумуляции в чаше водохранилища, поэтому их надлежит устранить путем проведения плавной кривой, следующей общей тенденции изменения расходов воды и отсекающей резкие отклонения от нее.

На рис. 8 показан ход суточных расходов притока в вдхр Новосибирское, из которого видно, что расходы притока, полученные расчетом, в общем правильно описывают ход изменения водности питающих рек и соответствуют изменению расходов воды, полученных на основании гидрометрических измерений.

Метод водного баланса должен использоваться наряду с методом подсчета притока по сумме расходов впадающих рек для взаимного контроля искомых значений притока, а для водохранилищ с небольшим боковым притоком, как наиболее простой,— для оперативных расчетов притока не только за месячные, но и за декадные и даже за суточные интервалы времени. Этот метод является единственно возможным при продлении рядов наблюдений за притоком за пределы периода гидрометрических измерений в бассейне водоема. В частности, этот прием был использован А. Н. Афанасьевым при подсчете притока в оз. Байкал [8]. На оз. Байкал наблюдения за уровнем на посту Лиственичное были начаты с 1896 г., а сток по р. Ангаре измерялся с 1899 г., в то время как гидрометрические наблюдения на притоках развернулись только в начале тридцатых годов текущего столетия. В этих условиях подсчитать приток за весь период наблюдений на озере можно было только по методу водного баланса, который и был использован для подсчета среднегодового притока начиная с 1901 г. Более поздние исследования, основывающиеся на данных гидрометрических наблюдений на

притоках, охвативших более 90% общей площади водосбора озера, показали, что точность расчета годового притока по методу водного баланса достаточно высока, погрешность подсчета стока не превосходит 3—5% [23]. Таким образом, даже для крупнейших водоемов, площадь зеркала которых исчисляется десятками тысяч квадратных километров, вполне применим метод подсчета притока по водному балансу, но в этом случае

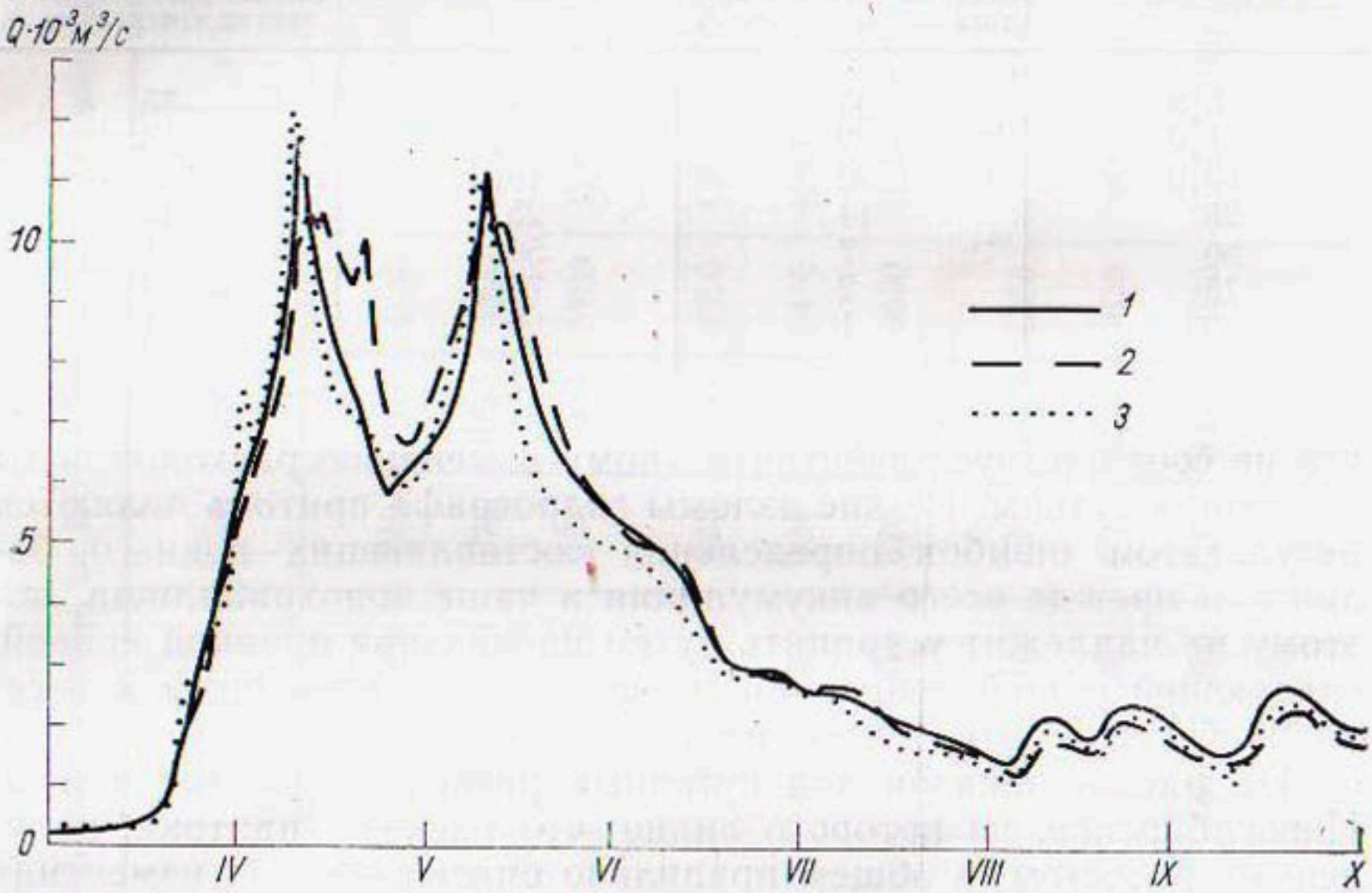


Рис. 8. Приток воды в вдхр Новосибирское, 1969 г.

1 — по гидрометрическим измерениям на главнейшем притоке водохранилища — р. Оби, *2* — по сумме расходов впадающих рек, *3* — по водному балансу водохранилища.

достоверные результаты могут быть получены только для продолжительных (годовых) расчетных интервалов.

3.2. Осадки

Поступление воды за счет осадков, выпадающих на зеркало водоема, является вторым по значимости приходным компонентом, роль которого в водном балансе в основном определяется степенью проточности водоема. С уменьшением проточности возрастает роль осадков в общем приходе воды. В балансе бессточных озер аридных областей значение осадков определяется размером и характером их водосбора и возрастает у тех водоемов, поверхностный приток в которые поступает с относительно небольших бассейнов, расположенных в пределах слабоувлажняемых районов засушливой зоны. К числу таких водоемов относится, например, оз. Кулундинское, где осадки составляют около 40% общего прихода воды, в то время как у Каспия и

Арала они соответственно равны 25 и 18%. В поступлении воды в Каспий и Арал решающую роль играет поверхностный приток, формирующийся на обширных водосборах, расположенных в пределах зоны достаточного увлажнения. Географическое положение водосбора и его размеры оказывают влияние на соотношение поверхностного притока и осадков и в балансе проточных водоемов, однако в этом случае определяющей является их проточность. Последнее подтверждается табл. 10, в которой водоемы расположены в порядке возрастания степени проточности, охарактеризованной отношением площади зеркала к площади водосбора водоема (K).

Таблица 10

Доля осадков в приходной части водного баланса проточных водоемов

Озеро	K	Доля осадков в общем приходе воды, %	Водохранилище	K	Доля осадков в общем приходе воды, %
Севан	0,40	42	Рыбинское	0,03	8
Ханка	0,24	54	Цимлянское	0,009	5
Онежское	0,18	25	Братское	0,007	2
Чудско-Псковское	0,08	18	Горьковское	0,007	2
Ладожское	0,06	13	Куйбышевское	0,005	1
Имандра	0,07	9	Кайраккумское	0,004	0,6
Байкал	0,06	17			
Ильмень	0,02	4			

У крупных водохранилищ, которые среди внутренних водоемов отличаются повышенной проточностью, осадки в общем приходе воды играют незначительную роль, составляя несколько процентов или даже только доли процента от его величины. У слабопроточных озер роль осадков в водном балансе очень велика, и потому учет их должен производиться по возможно более полным данным с учетом специфических условий осадкообразования на данном водоеме.

При расчете количества осадков, выпадающих на поверхность водоема, необходимо учитывать следующее: 1) недостаточную точность учета осадков приборами; 2) неравномерность выпадения осадков над поверхностью обширных водоемов, 3) наличие над водоемами плювиометрической депрессии. Последнее обстоятельство — уменьшение осадков над водной поверхностью по сравнению с окружающей сушей — обусловлено рядом причин и прежде всего ослаблением в летний период восходящих токов воздуха над менее нагретой водной поверхностью и наличием в нижнем слое воздуха температурной инверсии, препятствующей развитию восходящих токов воздуха, приводящих

к образованию местных конвективных осадков. Эффект уменьшения осадков усиливается на водоемах горных районов, где наблюдается некоторое опускание воздушных масс над понижениями рельефа, сопровождаемое их нагреванием и вследствие этого удалением от состояния насыщения. Кроме того, водное зеркало, отличаясь наименьшей шероховатостью среди других естественных поверхностей, способствует уменьшению турбулентности и ослабляет механизм образования осадков над водной поверхностью.

В настоящее время из-за ограниченности данных осадкомерных наблюдений в открытой части водоемов эффект уменьшения осадков над акваторией количественно оценен только приближенно. Материалы, относящиеся к отдельным крупным водоемам равнинных районов, свидетельствуют о том, что над такими водоемами уменьшение осадков не превышает 5—6%, т. е. находится в пределах точности их измерения [63]. Над горными водоемами снижение осадков, по-видимому, более значительно, однако величина его оценивается сейчас только ориентировочно в 10—15%.

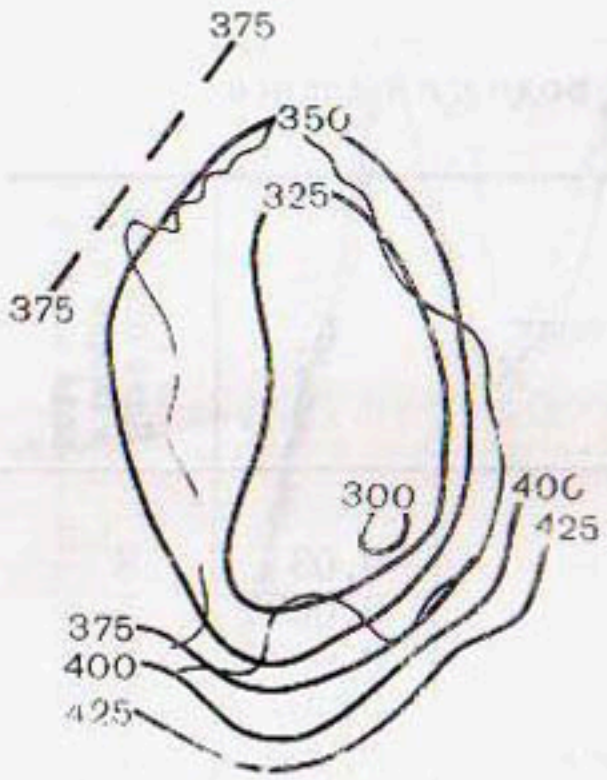


Рис. 9. Распределение средних многолетних жидких осадков (мм) над поверхностью оз. Ладожского (по Е. А. Попову).

На пониженных плоских прибрежных участках осадков выпадает больше, чем над акваторией, о чем можно судить, например, по картограмме распределения жидких осадков над поверхностью оз. Ладожского, построенной по данным наблюдений островных и прибрежных станций, последние из которых размещены на участках, возвышающихся не более чем на 7—30 м над поверхностью озера (рис. 9).

Над оз. Ладожским, расположенном в равнинной местности, распределение осадков над акваторией довольно равномерно, хотя и здесь эффект уменьшения осадков от прибрежной полосы к центру озера выражен в различной степени; близ низменного южного побережья горизонтальный градиент падения осадков в сторону водоема выше, чем на возвышенном северном побережье. Более неравномерное распределение осадков, особенно в прибрежной полосе, обнаруживается на горных водоемах, окруженных высокими склонами, различно ориентированными по отношению к влагоносным ветрам. Например, в прибрежной зоне оз. Севан количество осадков резко различно на разных участках близ уреза: в северной оконечности озера у полуострова Севан годовое количество осадков составляет 431 мм, у северо-восточного берега Малого Севана (Шоржа) — 397 мм,

у южного берега Большого Севана (Алучалу) — 262 мм, а близ юго-восточного берега этой части озера (устье р. Масрик) — 325 мм. Еще более пестрым является распределение осадков над поверхностью вытянутого в длину более чем на 600 км оз. Байкал, где общециркуляционные атмосферные процессы осложняются влиянием местных горно-долинных ветров, создающих контрастность в распределении осадков в различных частях озера. На наветренном склоне хребта Хамар-Дабан, ограничивающем озеро с юго-востока, за год выпадает около 1000 мм осадков, а на противоположном берегу, являющемся подветренным склоном Приморского хребта,— только 500 мм. Наименьшее количество осадков (250—300 мм) отмечается на границе южного и среднего Байкала, близ острова Ольхон, в районе которого при сильных ветрах проходит иссушенный воздух из долины р. Сармы. Над поверхностью оз. Байкал имеет место общее убывание количества осадков с юго-запада на северо-восток с пятном понижения осадков в центральной части озера и резким падением их количества от берега в сторону озера в его южной части (рис. 10).

В соответствии с особенностями пространственного распределения осадков следует производить определение их количества на поверхность водоема. Наиболее правильным является построение карт изогиет с использованием наблюдений максимально возможного числа осадкомерных пунктов, расположенных на островах и по периферии водоема. Однако такие построения очень трудоемки и выполняются только для оценки нормы осадков в целом за год или за отдельные месяцы среднего многолетнего года. При оперативных расчетах месячных и годовых водных балансов используются упрощенные приемы расчета путем определения количества осадков как среднеарифметического из показаний имеющихся осадкомерных пунктов или как средневзвешенного с учетом веса станций при их неравномерном распределении по периферии и площади зеркала. Применение первого способа возможно в условиях более или менее однородного распределения осадков по площади водоема, а также при незначительной роли осадков в водном балансе, что характерно для большинства речных водохранилищ. Второй способ предпочтительнее для крупных озер горных районов, где пространственное распределение осадков отличается значительной пестротой, и в этих условиях, особенно при неравномерном распределении осадкомерных пунктов, при использовании разных пунктов с одинаковым весом, возможны значительные ошибки в определении количества осадков, выпадающих на поверхность озера. Определение веса каждой станции облегчается использованием карт изогиет, построенных для среднего многолетнего ряда, откуда можно определить размеры полей относительно однородного распределения осадков и локальных участков с резким изменением осадков по площади.

Неравномерность выпадения осадков, связанная на больших водоемах с орографическими особенностями их котловин и пространственной неоднородностью климатических факторов, не имеет места на малых озерах и водохранилищах, однако и на них, преимущественно в зимний период, наблюдается неравномерное распределение осадков по площади, вызванное ветровым переметанием снега. При этом имеет место как сдувание снега с поверхности ледяного покрова, так и привнос его с окружающей суши. Эти противоположно направленные процессы наблюдаются повсеместно на водоемах разного размера, но на крупных водоемах они в известной мере взаимно компенсируются и, кроме того, вес прибрежной зоны больших водоемов относительно общей площади зеркала невелик, в связи с чем локальное накопление (сдувание) осадков не может существенно повлиять на распределение их в целом по акватории. Иначе обстоит дело на малых водоемах: здесь прибрежная зона очень весома по своему удельному значению, и, кроме того, именно на малых водоемах часто имеет место однозначно направленный процесс — привнос снега с окружающей суши. Это наблюдается на водоемах с водолюбивой растительностью, засохшие стебли которой образуют ветровую тень над ледяным покровом. Тростниковый сухостой препятствует выдуванию снега за пределы озера и одновременно способствует накоплению снега, сдуваемого с берегов. Вследствие этого, например на степных озерах Казахстана, зимой фиксируется бóльшее количество осадков,

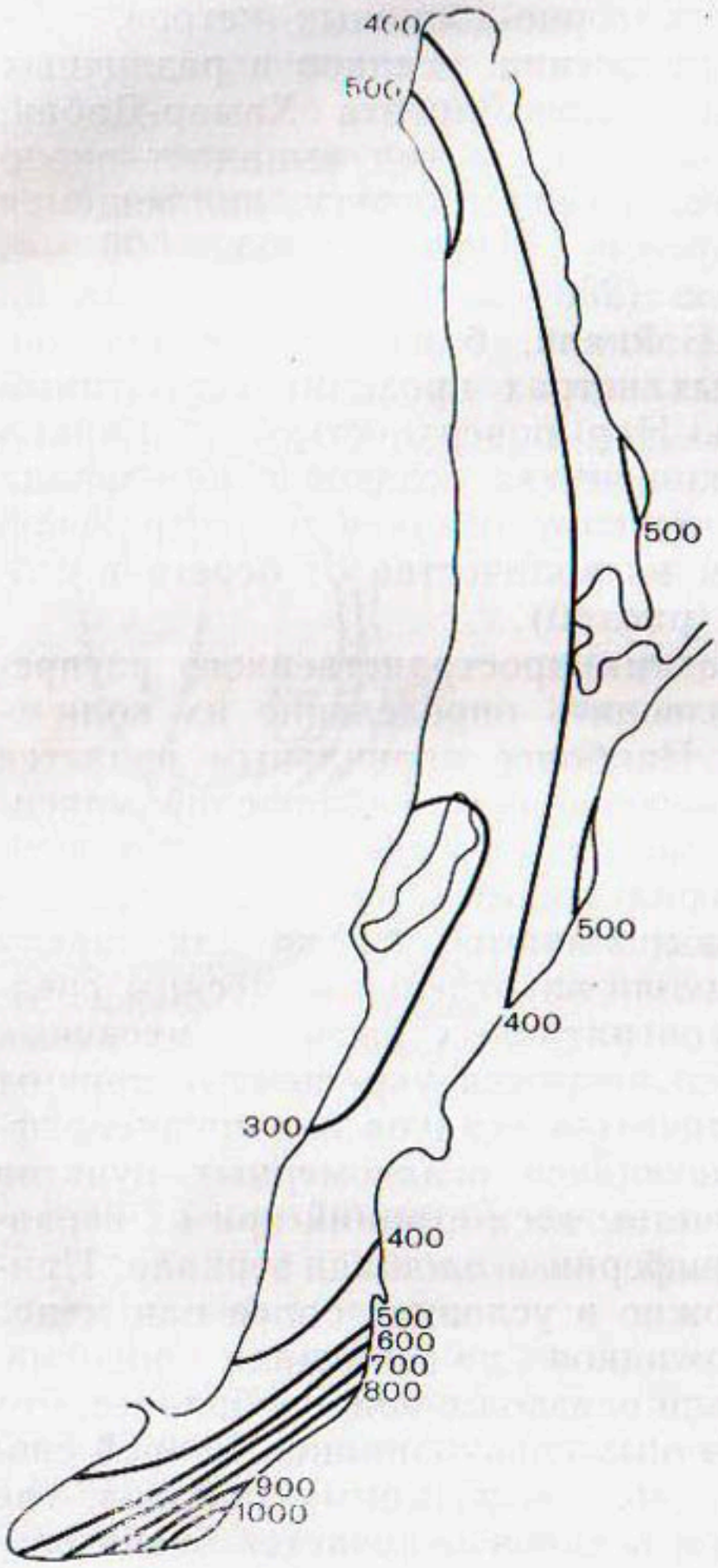


Рис. 10. Распределение годовых средних многолетних осадков (мм) над поверхностью оз. Байкал.

чем над окружающей сушей. В этих условиях оценивать количество осадков на зеркало озера по данным наблюдений при помощи береговых осадкомеров можно только приближенно. Поэтому более правильно определять осадки на поверхность озера на основании маршрутных снегосъемок, охватывающих различные участки водоема. Однако при этом необходимо иметь в виду, что на водоемах возможны потери осадков на ледообразование вследствие выхода воды на лед через трещины в ледяном покрове или при подтаивании снега во время оттепелей. Поэтому снегосъемки на льду целесообразно выполнять только при наличии полной уверенности об отсутствии в период, предшествующий снегосъемке, явлений, способствующих образованию снежно-водного льда.

Используя для расчета данные наблюдений осадкомерных пунктов и метеорологических станций, необходимо к их показаниям вводить коррективы на недоучет осадков действующими приборами. Всесторонние экспериментальные и теоретические исследования, выполнявшиеся в течение ряда последних лет научно-исследовательскими и сетевыми организациями гидрометслужбы, показали, что сетевые приборы недоучитывают осадки, так как часть осадков теряется на смачивание осадкомерного ведра и на испарение из него, а также выдувается или неполностью улавливается осадкомерами при сильном ветре. Проведенные исследования завершились разработкой рекомендаций, регламентирующих размеры поправок в зависимости от вида осадков, их крупности и защищенности пункта наблюдений, оцениваемой скоростью ветра. Однако, если размеры поправок на недоучет осадков, обусловленный первыми двумя причинами (смачивание осадкомерного ведра и испарение), определены в настоящее время вполне надежно, размеры последней поправки еще продолжают уточняться. Тем не менее при воднобалансовых расчетах, особенно относящихся к крупным озерам и озеровидным водохранилищам, необходимо пользоваться действующими рекомендациями, оценивающими недоучет осадков за счет выдувания, поскольку эти поправки, базируясь на массовом материале наблюдений, являются наиболее достоверными среди существующих. Пренебрежение поправкой на выдувание может привести к существенным погрешностям в определении осадков, выпадающих на зеркало водоема, так как именно выдувание и частичное их неулавливание дождемером, особенно при измерении твердых (зимних) осадков, вносит наибольшее искажение в измеряемые осадки. Экспериментальные исследования, выполнявшиеся на речных водосборах, где истинное количество твердых осадков определялось на основании детальных маршрутных снегосъемок, показали, что в зависимости от защищенности пункта наблюдений осадкомеры недоулавливают разное количество осадков, изменяющееся от 10 до 60%. На открытых равнинных участках степных районов, аналогичных незащищенным

пространствам поверхности внутренних водоемов, как показали исследования в Целинном крае, недоучет твердых осадков приборами в среднем составляет 40—50%. Близкие результаты были получены на вдхр Рыбинском, где на открытой береговой станции Рожновский Мыс производились наблюдения по двум осадкомерам, один из которых был установлен у берега, второй — на лесной поляне в 200 м от метеоплощадки [32]. При сильном ветре (более 7 м/с) осадкомер на берегу недоучитывал 30—50% твердых и 10—20% жидких осадков. Величины такого же порядка для ветрового недоучета жидких осадков получены на оз. Байкал, где на ряде станций производились параллельные наблюдения при помощи осадкомеров, вкопанных в землю (эталонных) и осадкомеров, приемная часть которых располагалась на высоте 2 м над поверхностью земли [64]. Согласно этим наблюдениям, недоучет жидких осадков сетевыми приборами составлял от 7 до 16%, причем наибольшим он был на островных станциях, отличающихся повышенной скоростью ветра. Приведенные данные свидетельствуют о том, что использование материалов наблюдений, полученных по осадкомерам, без соответствующих коррективов может привести к существенным ошибкам в определении количества осадков на поверхность водоема. Так, например, неучет поправок к осадкомерным наблюдениям для условий Каспийского моря дает занижение слоя осадков для этого водоема на 30% [4].

Особое внимание следует уделять корректировке осадков по приборам, установленным на островных станциях. Эти станции являются опорными при количественной оценке осадков в удаленных от берегов районах акватории, но именно на них недоучет осадков приборами из-за повышенной скорости ветра является наибольшим. Между тем иногда занижение осадков островными пунктами целиком относят за счет эффекта снижения осадков над акваторией, влияние которого в этих случаях неоправданно преувеличивается. Так, в соответствии с некорректированными данными осадкомеров на островах оз. Онежского и вдхр Рыбинского долгое время считалось, что снижение осадков над акваторией этих водоемов по сравнению с береговыми районами составляет 8—10%. Более поздние исследования, выполненные с учетом результатов многочисленных работ, оценивающих достоверность учета осадков сетевыми приборами, показали, что ранее принимавшееся в расчет снижение осадков над акваторией вышеназванных водоемов было преувеличено, а в действительности оно составляет не более 5—6% [63].

При подсчете осадков за многолетние периоды необходимо также иметь в виду, что в разные интервалы исследуемого многолетнего ряда измерение осадков производилось приборами разной конструкции, в связи с чем результаты наблюдений за разные годы, строго говоря, несравнимы между собой. Первоначально осадки на метеорологических станциях измерялись

дождемером с защитой Нифера, который впоследствии (в течение пятидесятых годов) был повсеместно заменен осадкомером Третьякова. В процессе замены приборов производились параллельные наблюдения по приборам обеих конструкций, в результате чего для каждой станции были получены переходные коэффициенты для пересчета показаний одного прибора к другому. Соответствующие наблюдения в течение ряда лет проводились на станциях, расположенных в прибрежной зоне оз. Байкал, которые показали, что расхождения в показаниях приборов всегда одного знака — в сторону преуменьшения показаний по дождемеру с защитой Нифера. Переходные коэффициенты при их минимальных и близких к единице значениях в летние месяцы возрастают к зиме до 1,10—1,60, имея предельно высокие значения на слабозащищенных и открытых станциях. Вследствие изложенного для получения сравнимых данных об осадках за разные годы необходимо предварительно произвести приведение показаний дождемера Нифера к осадкомеру Третьякова и, уже используя исправленные данные, выполнять корректировку осадков на их недоучет осадкомером Третьякова и последующие подсчеты осадков по площади водоема.

Все вышеизложенное свидетельствует о том, что количество осадков на зеркало водоема учесть современными методами достаточно надежно можно только при осреднении материалов наблюдений за довольно продолжительный отрезок времени. С сокращением расчетного периода точность подсчета осадков, связанного с распространением измерений в отдельных точках на площадь водоема, значительно снижается. При этом возникает вопрос о потребном числе пунктов измерений, которое должно возрастать с сокращением расчетного интервала времени. Неравномерность выпадения осадков возрастает при прохождении ливней. Об этом свидетельствуют данные наблюдений на вдхр Рыбинском, заимствованные из работы [39] и приведенные в табл. 11. Пункты наблюдений в этой таблице перечислены в порядке размещения их на водохранилище по ходу часовой стрелки, начиная от крайнего юго-западного пункта в г. Углич.

Как видно из табл. 11, ливневые осадки, часто наблюдающиеся в теплое время года, выпадают «пятнами», размеры которых при ограниченном числе пунктов наблюдений определить не представляется возможным. Исследования ВНИГЛ, выполнявшиеся на четырех полигонах площадью 7850, 1260, 314 и 0,9 км^2 с использованием разного числа осадкомеров, показали, что с увеличением площади, приходящейся на один прибор, возрастает погрешность определения количества жидких осадков в целом на исследуемой площади [37]. Результаты этих наблюдений, обобщенные отдельно для периодов разной продолжительности (сезон, месяц, сутки), приведены на рис. 11. Рисунок свидетельствует о том, что при площади 600—1000 км^2,

Таблица 11

Сумма осадков в отдельные сутки, мм

Станция, пост	Суточное количество осадков на дату		
	10/VI-53	14/VII-53	21/VIII-54
Углич	2,3	9,3	
Мышкино	13,1	17,0	
Коприно	118,4	23,1	
Брейтово	16,8	81,2	0,0
Весьегонск	2,9	14,9	1,0
Моложский залив	7,0	21,0	0,4
Череповец	39,9	9,7	133,6
Мякса	18,9	11,7	2,4
Гаютино	12,0	104,8	
Пошехонье-Володарск	18,1	10,3	0,0
Милютино	25,4	70,0	
Переборы	12,3	29,9	
Рожновский Мыс	13,1	53,9	
ПОМ (открытый водоем)	32,0	107,3	0,0

приходящейся на один прибор, что обычно имеет место на крупных озерах и водохранилищах, с удовлетворительной точностью (10%) можно подсчитать количество осадков на зеркало водоема только за сезон, при подсчете за месяц погрешность возрастает до 20%. Суточное количество осадков подсчитывается

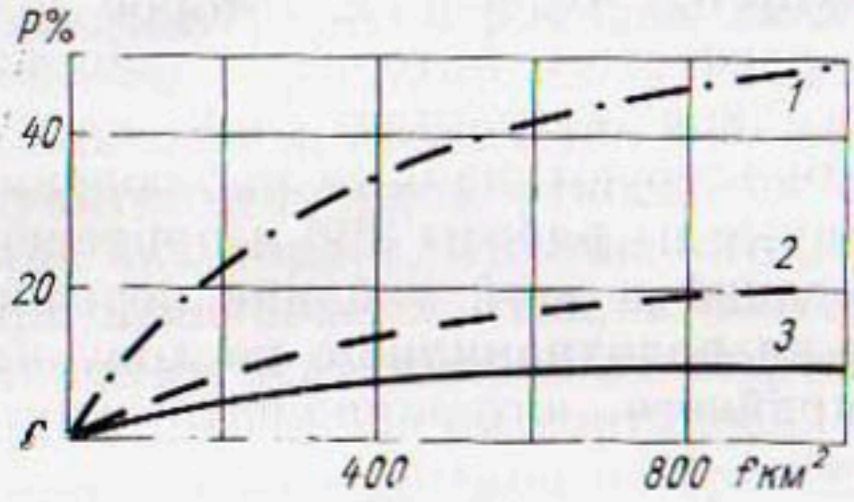


Рис. 11. Зависимость точности определения слоя осадков на площади (f), приходящейся на один осадкомер.

1 — для суток, *2* — для месяцев, *3* — для сезона.

с большой погрешностью, которая в условиях водоемов, видимо, значительно превосходит 50%, поскольку, в отличие от полигонов ВНИГЛ, где осадкомеры размещались равномерно по площади водоемов, основная масса наблюдательных пунктов сосредоточена на берегах, а в обширной открытой части акватории осадки измеряются только в единичных пунктах. Возможность больших ошибок определения осадков необходимо учитывать при составлении суточных балансов для озеровидных водохранилищ и зарегулированных озер, где погрешность за счет определения осадков может быть соизмеримой с размерами суточного притока в водоем в меженный период.

3.3. Поверхностный сток

Сток из водоема является главнейшей расходной характеристикой баланса проточных озер и водохранилищ, составляя у последних от 70 до 95% общего годового расхода воды.

Сток незарегулированных озер учитывается обычными методами гидрометрии в створе, расположенном близ истока из озера; сток зарегулированных озер и водохранилищ определяется в створе замыкающего гидроузла методами, принятыми для учета стока на регулирующем сооружении. В отдельных случаях на зарегулированных озерах регулирующее сооружение может располагаться в значительном удалении от истока из озера, причем на участке между истоком из озера и створом замыкающей плотины располагается небольшое речное водохранилище, часто с перепадом уровня. Примером может служить оз. Байкал и расположенное ниже него вдхр Иркутское, замыкаемое плотиной Иркутской ГЭС.

В этом случае, оценивая сток из озера, в данные учета стока на гидроузле необходимо вносить некоторые поправки. Поправки характеризуют изменение стока на участке между истоком из озера и створом замыкающего гидроузла. Эти поправки определяются соотношением поступления и расходования воды в речное водохранилище, т. е. его водным балансом за расчетный интервал времени. Для определения поправок необходимо учесть боковой приток в водохранилище, разность между осадками и испарением с его поверхности и аккумуляцию в чаше водохранилища.

Учет стока воды из водохранилища. Суммарный расход воды в створе ГЭС или гидроузла складывается из составляющих расходов воды различного целевого назначения. Расход воды в створе ГЭС описывается уравнением

$$Q_{сум} = Q_т + Q_в + Q_ф + Q_{пр}, \qquad (3.16)$$

где $Q_т$ — расход воды, проходящий через турбины; $Q_в$ — расход воды, сбрасываемой через различные водосливные сооружения; $Q_ф$ — расход воды на фильтрацию через тело плотины и в обход ее; $Q_{пр}$ — расход воды на прочих потребителей (шлюзование, пропуск через рыбоходы, орошение, водоснабжение и пр.).

Учет стока регулярно производится эксплуатационным персоналом гидроузла. Данные учета стока в копии передаются органам гидрометслужбы, на которые возложена оперативная связь с энергетиками ГЭС, анализ и контроль полученных данных и их публикация.

Учет стока производится с раздельным определением каждого из составляющих суммарного расхода через створ гидроузла по данным наблюдений и по соответствующей расчетной методике. На крупных ГЭС основным среди составляющих является расход воды через турбины.

Расход воды через турбины ($Q_т$) определяется по специальному прибору — расходомеру или расчетом с использованием данных наблюдений по мощности и напору [49, 57].

Сток воды через турбины ГЭС подсчитывается по суткам, причем из-за разной нагрузки и продолжительности, а также разновременности работы отдельных агрегатов в течение суток он должен подсчитываться ежечасно, раздельно для каждой турбины с последующим подсчетом среднесуточного расхода в створе ГЭС:

$$Q = \frac{Q_1 + Q_2 + \ldots + Q_n}{24}.$$

Поскольку такой расчет крайне трудоемок, среднесуточный сток часто определяют по выражению

$$Q_{гэс} = \frac{Q_{т_{ср}} \sum t}{24},$$

где $Q_{т_{ср}}$ — среднесуточный расход воды через турбины, определяемый по расходной характеристике на основе данных о средней мощности ($N_{ср}$), которая вычисляется как частное от деления суммарной суточной выработки A кВт·ч на общее число машино-часов в сутки $\sum t$, и среднем напоре ($H_{ср}$), полученном как среднее арифметическое из ежечасных наблюдений за период работы всех агрегатов в сутки.

Упрощенный расчет стока по осредненной мощности и напору, однако, допустим только в отдельных случаях — при малой криволинейности расходной характеристики $Q = f(N; H)$. Как правило, наиболее криволинейны расходные характеристики при больших мощностях и напорах, и в этом случае замена криволинейной зависимости линейной может привести к значительным ошибкам в определении расходов воды. В зависимости от режима работы ГЭС и диапазона колебаний мощности разных агрегатов в течение суток ошибки при подсчете расхода воды по $N_{ср}$ и $H_{ср}$ различны, но во всех случаях расход воды оказывается заниженным. Сравнение суточных расходов через турбины, подсчитанных по ежечасным и среднесуточным данным о напоре и мощности, показало, что систематические ошибки расчета расхода воды, например, для Цимлянской ГЭС составляют от 0 до 3,5% [31], для Киевской ГЭС — от 1,3 до 4,7%, для Кременчугской ГЭС — от 0 до 0,8%, для Нарвской ГЭС — от 0 до 1,6% [88, 89].

На Кременчугской ГЭС диапазон изменения мощностей и напоров в течение суток невелик (ΔH составляет 0,12 м, ΔN — 8 МВт), а на Киевской ГЭС при малой амплитуде колебания мощности изменение напора составляет от 0,3 до 1,24 м, в связи с чем осреднение напора приводит к существенной погрешности в определении расходов воды. Помимо ошибок, возникающих за счет осреднения напора в течение суток, существенные по-

грешности в определении расходов воды могут возникнуть из-за неучета потерь напора, которые складываются из: а) перепада воды на решетках, б) разности скоростного напора при входе в спиральную камеру и на выходе из отсасывающей трубы, в) падения уровня от точки измерения уровня в верхнем бьефе до входа в спиральную камеру, г) падения уровня воды от выхода из отсасывающей трубы до измерения уровня в нижнем бьефе. При измерении уровня в верхнем и нижнем бьефах необходимо учитывать возможность поперечного перекоса водной поверхности, который на отдельных крупных ГЭС в верхнем бьефе может составлять 4—7 см, а в нижнем бьефе — превосходить 30—35 см.

Учет потерь напора при определении стока через ГЭС очень важен для низконапорных ГЭС, на высоконапорных гидроузлах необходимо учитывать только потери на решетках, а на деривационных ГЭС — потери на трение в трубопроводе на подходе к турбинному тракту.

Допустимость упрощенного подхода к определению напора на высоконапорных ГЭС, на отдельных из которых для подсчета стока используются только значения геометрического напора (брутто), не исключает необходимости учащенного и раздельного для каждого агрегата определения мощности, поскольку за счет осреднения мощности и возможны существенные ошибки в определении расходов воды. В табл. 12 приведены размеры возможных ошибок определения расходов воды на разных ГЭС в зависимости от осреднения нагрузки в различных диапазонах колебания мощности.

При возможных существенных ошибках определения суточных расходов до 7—10% за декадные и месячные интервалы расходы воды на крупных ГЭС при стабильности эксплуатационных характеристик агрегатов учитываются достаточно надежно, с точностью 1—3%. На малых ГЭС из-за неустойчивости характеристик агрегатов вследствие износа, ремонта и прочего погрешности определения расходов воды могут значительно превосходить указанные пределы. Поэтому точность опредения расходов воды на малых ГЭС необходимо оценивать на основании периодически выполняемых тарировок турбин или гидрометрических измерений в нижнем бьефе.

Расходы воды, сбрасываемой через различные водосливные сооружения ($Q_в$), имеют различный вес в общем расходе воды на гидроузлах разного класса и хозяйственного назначения. Он относительно невелик на крупнейших ГЭС, где основной расход воды проходит через турбины, и имеет определяющее значение на малых гидроузлах, предназначенных для регулирования стока в целях орошения засушливых земель. На малых гидроузлах Средней Азии (Каттакурганский, Касансайский, Куюмазарский и др.) основная часть воды из водохранилищ отводится на орошаемые поля через

Таблица 12

Ошибки определения расходов воды при осреднении мощности на ГЭС (по В. Л. Виноградову и Р. А. Шестаковой)

ГЭС	Напор H м	Пределы осреднения нагрузки, МВт		Ошибка определения расхода воды	
		от	до	м³/с	%
Братская	101,5	40	240	0,75	1,0
	82,6	100	175	2,75	1,4
Бухтарминская	58	40	75	5,0	4,4
	60,4	40	80	8,0	6,8
	64,0	45	75	4,5	3,0
Нурекская	175	125	225	8,0	5,1
	225	175	300	2,5	2,2
	275	200	300	2,4	2,3
Плявиньская	34	50	80	6,0	2,7
	40	60	100	9,5	4,1
Кегумская	16	10	18	2,3	2,0
Новосибирская	12	25	42	12,0	3,8
	16	25	55	6,0	2,2
	17	25	57	3,0	1,1
Иркутская	24	30	90	9,8	3,4
	28	30	90	13,3	5,4
	30	30	90	4,3	1,9
Дубоссарская	15	12	20	8,5	3,1
Рыбинская	10,4	25	43	17,0	4,1
	13,7	30	60	16,5	4,0
	17,4	30	60	8,0	3,6

водозаборы. Значительную роль в расходовании запасов воды водохранилищами играет сток через водосливные сооружения на ГЭС, обладающих водохранилищами небольшой емкости, к числу которых, например, относятся ГЭС Волховская и Кегумская. На таких ГЭС сбросы через водосливы производятся ежегодно в периоды весеннего половодья и высоких дождевых паводков и составляют в среднем от 30 до 50% годового стока, а на некоторых малых ГЭС — даже более 50% годового стока. Наряду с этим на многих крупных ГЭС при переполнении водохранилищ необходимы сбросы в период весеннего половодья, а кроме того, и в маловодные периоды для поддержания судоходных глубин в нижнем бьефе или для затопления рыбных перестилищ.

Расходы воды через водосливные сооружения гидроузла определяются по формулам гидравлики с учетом типа водосброса, конструкции, напора воды и др. Расчетные зависимости для определения расходов воды составляются проектной организацией на основе гидравлических расчетов и модельных испытаний. Эти зависимости по мере надобности могут уточняться

в процессе строительства или при последующей эксплуатации на основе натурной тарировки водопропускных сооружений.

Расчеты водосбросных расходов при наличии гидрометрических сооружений (водосливы, лотки) производятся в соответствии с действующими Методическими указаниями [57].

Расход воды на фильтрацию и утечки ($Q_ф$) включает потери воды на фильтрацию через тело сооружения и в обход его, а также через неплотности в затворах турбин и водосливных отверстий. Для учета этих потерь в настоящее время не существует общепринятых методов. Утечки через неплотности в затворах турбин и водосливных отверстий вообще не поддаются точному учету, а оцениваемые на основании инженерного гидрогеологического расчета фильтрационные расходы могут быть определены только приближенно. Обычно размеры суммарных потерь (фильтрация и утечки) рассчитываются при составлении технического проекта сооружения и принимаются постоянными или переменными в зависимости от отметки уровня водохранилища. Размеры этих потерь невелики. Так, согласно данным их ориентировочной оценки, суммарные потери составляют для ГЭС Рыбинской — 0,5%, Горьковской — 1%, Камской — 2%, Днепровской им. Ленина — 4%, Каховской — 2% среднесуточного расхода воды через створ ГЭС. Такой же порядок имеют суммарные потери на малых гидроузлах: на основании приближенного расчета для Каттакурганского ГУ они оценены в 4%, а для малых гидроузлов Северного Кавказа — Отказненского и Волчьи Ворота — 2,5%.

Расход воды на прочих потребителей ($Q_{пр}$) включает изъятие воды на шлюзование, пропуск воды через рыбоходы, орошение, водоснабжение и собственные нужды ГЭС.

Расход на шлюзование определяется по объему сливной призмы шлюза:

$$Q_{шл} = \frac{Wn}{86\,400},$$

где W — объем сливной призмы, n — число шлюзований за сутки (86 400 с).

Расход воды через рыбоходы обычно мал, он зависит от конструкции рыбохода и определяется в каждом отдельном случае по проектным данным с учетом продолжительности работы рыбохода.

Расход воды на собственные нужды ГЭС берется по проектным данным с учетом числа работающих агрегатов. Этот расход воды мал и лишь на высоконапорных ГЭС может составлять доли процента от общего расхода воды.

Расход воды на водоснабжение определяется по водопропускной способности насосов с учетом их числа, расход на орошение — по водопропускным характеристикам затворов, перекрывающих канал при выходе из водохранилища.

В отличие от основных затрат воды на пропуск через агрегаты ГЭС, водосливные сооружения и прочие, которые учитываются на гидроузле, учет забора воды на водоснабжение и орошение осуществляется эксплуатационными организациями (отделы коммунального хозяйства, водхозы). Сводка о воде, забираемой на нужды водоснабжения и орошения, ежемесячно передается в управление гидроузла.

Помимо учета стока на гидроузлах и водозаборных сооружениях, для контроля и совершенствования этих методов учета стока в нижних бьефах гидроузлов проводятся гидрометрические наблюдения.

3.4. Испарение с воды и транспирация. Потери воды на испарение с водохранилищ

Испарение с поверхности водоемов в их водном балансе является одним из расходных компонентов, вес которого, так же как и осадков, повышается с уменьшением проточности водоема. У бессточных озер практически вся вода, поступившая в водоем, тратится на испарение. Так, доля испарения в расходной части баланса Каспийского моря составляет 97%, а в балансе Аральского моря — даже 100%. У водохранилищ испарение в общем расходе воды невелико и в подавляющем большинстве случаев, независимо от климатических условий, составляет всего несколько процентов. Это положение подтверждается данными табл. 13, в которой водоемы расположены в порядке убывания их проточности, охарактеризованной так же, как в табл. 10, коэффициентом K.

Таблица 13

Доля испарения в водном балансе внутренних водоемов разной проточности

Озеро	Коэффициент K	Доля испарения в общем расходе воды, %	Водохранилище	Коэффициент K	Доля испарения в общем расходе воды, %
Ильмень	0,018	3,1	Волгоградское	0,003	1,2
Байкал	0,06	15,0	Куйбышевское	0,005	1,7
Ладожское	0,06	8,0	Каховское	0,005	3,6
Онежское	0,18	16,0	Кайраккумское	0,005	3,0
Ханка	0,24	56,0	Рыбинское	0,030	5,2
Севан (в естественных условиях)	0,40	89,0	Бухтарминское	0,040	17,0
			Братское	0,075	2,0
			Мингечаурское	0,085	4,0
			Цимлянское	0,009	9,1

Как правило, с возрастанием показателя K возрастает доля испарения в водном балансе водоема, однако в отдельных случаях эта зависимость нарушается, что, в частности, относится к оз. Байкал и вдхр Бухтарминскому. Эти водоемы при относительно низких значениях показателя K отличаются повышенным весом испарения в их водном балансе, что в этих случаях объясняется своеобразием гидрометеорологических условий, влияющих на испарение с их поверхности. На глубоком поздно замерзающем оз. Байкал в предзимний период создаются условия, интенсифицирующие испарение, а на неоднородном по плановому очертанию вдхр Бухтарминском повышенное испарение формируется за счет сильно прогреваемого обширного оз. Зайсан, расположенного в засушливой зоне.

При разной и зачастую небольшой доле испарения в балансе внутренних водоемов по абсолютной величине оно может быть очень значительным, составляя, например, у водохранилищ Рыбинского и Цимлянского по 2 км^3/год, т. е. приближается к испарению с поверхности слабопроточного оз. Ханка (2,4 км^3/год) и превосходит эту величину почти в 2 раза у водохранилищ Куйбышевского и Бухтарминского, объем испаряющейся воды с поверхности каждого из которых составляет около 4 км^3/год. Поэтому надежный учет испарения необходим не только для бессточных и слабо проточных водоемов, но и для водохранилищ, где потери на испарение характеризуют непроизводительные затраты воды, правильный учет которых обеспечивает достоверную оценку водных ресурсов водохранилища в целях их эффективного использования.

Подчиняясь географической зональности, испарение возрастает с севера на юг, однако даже в аналогичных климатических условиях оно может быть различным у разных водоемов, что определяется глубиной водоема и размерами его зеркала, обусловливающими процессы прогревания и охлаждения водной массы и интенсивность трансформации воздушного потока при его продвижении над водной поверхностью.

Изменение метеорологических характеристик воздушного потока над водоемом. При переходе с суши на водоем воздушный поток трансформируется, приобретая новые свойства, определяемые характером менее шероховатой и более интенсивно испаряющей водной поверхности. Происходит усиление скорости ветра, а также изменение температуры и влажности воздуха в приводном слое. Эффект этого изменения неодинаков на водоемах, различных по размерам, географическому положению и защищенности окружающей местности, однако повсеместно осуществляется переформирование вертикальной структуры воздушного потока, которое, как это выяснено в настоящее время на основании теоретических и экспериментальных исследований, подчиняется общим закономерностям.

Наблюдения на многих водоемах показали, что скорость ветра при переходе воздушного потока с суши на водоем резко увеличивается в прибрежной полосе, а при дальнейшем продвижении воздушного потока остается практически неизменной. Это положение иллюстрируется данными табл. 14, в которой помещены результаты анемометрических съемок, выполнявшихся в 1949 г. на вдхр Веселовском одновременно в ряде пунктов, расположенных на створах, совпадающих по направлению с действующим ветром.

Таблица 14

Изменение скорости ветра над водной поверхностью

Расстояние от берега, м	Скорость ветра на высоте 200 см, м/с	Расстояние от берега, м	Скорость ветра на высоте 200 см, м/с	Расстояние от берега, м	Скорость ветра на высоте 200 см, м/с
Суша	1,58	Суша	3,78	Суша	3,69
15	1,71	15	3,95	300	3,85
300	2,03	300	4,70	1400	4,05
1400	2,05	2050	4,64	2100	4,01

Быстрое и ограниченное небольшим расстоянием по горизонтали (несколько сотен метров) изменение скорости ветра над водоемом происходит с различной интенсивностью по высоте. Первоначально оно обнаруживается только в тонком приводном слое, а по мере удаления от берега постепенно распространяется по вертикали. Как осуществляется трансформация ветрового профиля над водной поверхностью, можно проследить по данным наблюдений, выполнявшихся Валдайской научно-исследовательской гидрологической лабораторией (ВНИГЛ) на оз. Валдайском, результаты которых приведены в работе [51] в виде графика, изображенного на рис. 12.

На рис. 12 видно, что наиболее интенсивный прирост скорости ветра сначала наблюдается в слое 0—50 см, на расстоянии от 50 до 100 м от берега он смещается в слой от 50 до 100 см, а при дальнейшем продвижении воздушного потока отмечается уже на высоте 200 см. На расстоянии более 500 м прирост скорости ветра замедляется, и ветровой профиль вскоре приобретает очертание, присущее ему при продвижении воздушного потока над неограниченно большой водной поверхностью.

Возрастание скорости ветра над водоемом в его приводном слое приводит к снижению над ним воздушных масс из вышерасположенных слоев воздуха. Факт опускания линий тока подтвержден экспериментально наблюдениями за траекторией полета уравновешенных воздушных шаров над водной поверх-

ностью, которые резко изменяют свое первоначальное высотное положение, опускаясь в прибрежной полосе к водной поверхности. Расчеты опускания линий тока, выполненные А. Р. Константиновым, показали, что этот процесс идет очень интенсивно на первых 50—100 м от уреза; постепенно затухая, он практически полностью прекращается на расстоянии около 1 км, т. е. на этом отрезке водной поверхности, как об этом свидетельствует и трансформация вертикальных профилей ветра, ветровой поток по своим скоростным характеристикам полностью переформировывается применительно к условиям протекания над однородной по шероховатости водной поверхностью. Вследствие этого скорость ветра однородна по акватории обширных водоемов, исключение представляют только узкие участки у подветренного берега, отличающиеся пониженной скоростью ветра. Необходимо отметить, однако,

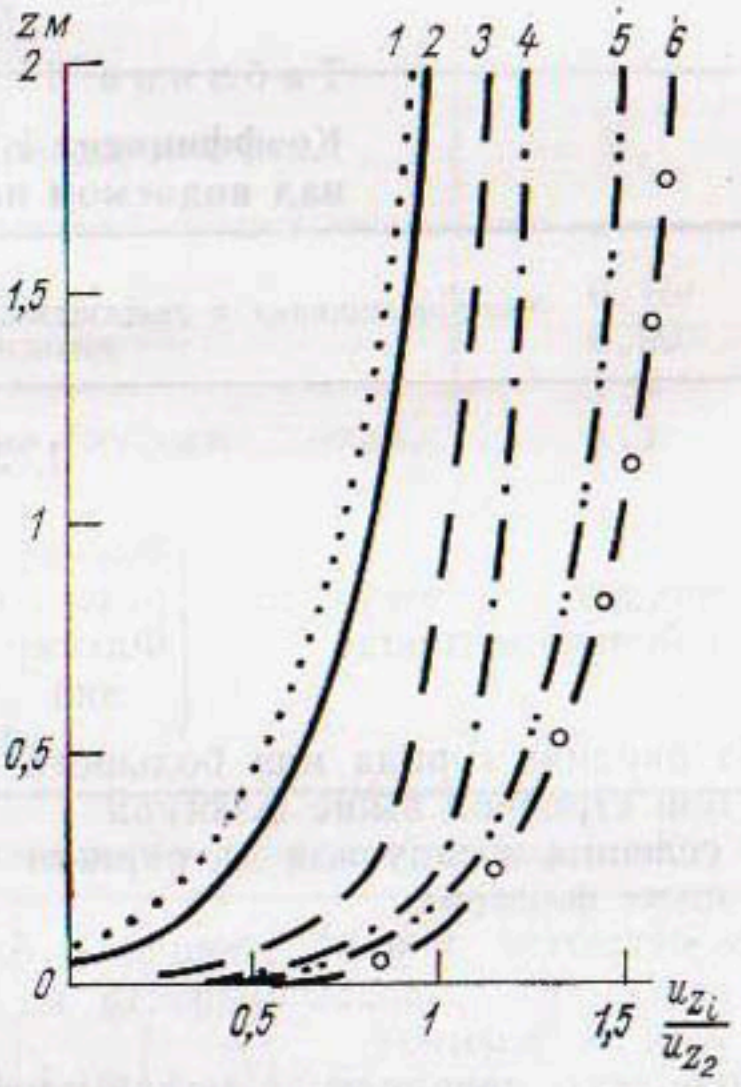


Рис. 12. Профили ветра в различном удалении от уреза берега оз. Валдайского.

1 — на берегу в 50 м от уреза, *2* — на урезе, *3*, *4*, *5*, *6* — на озере соответственно в 50, 100, 500 и 1000 м от уреза; $u_{z\,i}$ — скорость ветра на высоте z в i-том пункте измерения, u_{z_2} — скорость ветра на высоте 2 м на урезе.

что однороднос распределение скорости ветра характерно лишь для больших и мелководных водоемов равнинных районов, ветровой режим которых определяется общециркуляционными процессами. На глубоких и особенно горных озерах существенно сказывается влияние местной циркуляции, вследствие чего в различных частях таких озер одновременно могут действовать ветры разной силы и направления. Тем не менее и для этих озер остается в силе положение о быстрой трансформации ветрового потока над новой подстилающей поверхностью, однако в этом случае расстояние, на котором осуществляется переформирование скорости ветра, более значительно. Оно зависит от высоты береговых склонов, создающих ветровую тень у подветренного берега, в пределах которой процесс трансформации развивается замедленно.

Скорость ветра над поверхностью больших неглубоких водоемов равнинных районов можно характеризовать наблюдениями только одной станции, расположенной на небольшом острове или на специальной плавучей установке. На обширных, глубоких и особенно горных водоемах, для этой цели надо привлекать

ряд станций, находящихся на разных участках водоема, различающихся по характеру ветрового режима. Известно, однако, что станции, расположенные в открытом водоеме, немногочисленны, а зачастую и нерепрезентативны для водной поверхности, поскольку находятся на крупных островах в значительном удалении от берега, где ветровые условия существенно отличаются от надводных. Поэтому к определению скорости ветра над водоемом приходится привлекать береговые станции, в показания которых необходимо вводить поправки в целях приведения их к условиям водной поверхности.

Таблица 15

Коэффициент k_1 для определения средней скорости ветра над водоемом на высоте 200 см

Местоположение и защищенность станции на суше	k_1
I. Лесная зона	
Станция в лесу или в большом городе: Флюгер на уровне верхушек деревьев или строений	2,4
Станция в лесу или в большом городе: Флюгер выше окружающих препятствий	2,2
На окраине города или большого селения, отдельные деревья или строения выше флюгера	2,0
В селении, в саду или на окраине города, строения и деревья ниже флюгера	1,8
На открытой ровной площадке, ближайшие препятствия: деревья, дома, возвышенности на расстоянии 20—30-кратной высоты флюгера	1,5
Поле, луг, аэродром: с одной стороны в 200—300 м лес или строения населенного пункта	1,3
II. Безлесные районы	
Станция в городе или в большом селении: Флюгер на уровне верхушек деревьев или жилых домов	1,5
Станция в городе или в большом селении: Флюгер выше окружающих препятствий	1,3
В степи, на окраине селения: отдельные дома или строения с одной стороны в 100—200 м	1,0
III. На берегу морских заливов, озер и больших рек	
Берег облесен или застроен домами, многие из них выше флюгера	1,3
Берег открытый; станция в 200—300 м от уреза, в 100—200 м лес и строения	1,1
На оконечности далеко вдающегося в водоем мыса	0,8

Скорость ветра над водоемом на высоте 200 см (м/с) определяется по формуле

$$u_{200} = k_1 k_2 k_3 u_ф, \qquad (3.17)$$

где k_1 — коэффициент, учитывающий степень защищенности метеорологической станции на суше; k_2 — коэффициент, учитывающий характер рельефа в пункте наблюдений; k_3 — коэффициент, учитывающий длину разгона воздушного потока над водоемом L при различной его защищенности; $u_ф$ — скорость ветра на суше на высоте флюгера, м/с. Коэффициенты k_1, k_2, k_3 принимаются соответственно по таблицам 15, 16, 17.

Таблица 16

Значения коэффициента k_2

Характеристика рельефа в районе станции	k_2
Вершина крутого холма	0,75
Вершина полого холма или верхняя часть склона	0,90
Равнина, весьма широкая долина	1,0
Нижняя часть склона, дно не широких и не глубоких долин, котловин, лощин	1,1
Дно глубоких долин, котловин, лощин	1,3

Таблица 17

Значения коэффициента k_3

Растительность на берегах водоема		Средняя длина разгона воздушного потока L км								
вид растительности	средняя высота, м	0,05	0,1	0,2	0,5	1	2	3	5	⩾ 5
Трава	0,1	0,97	0,93	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Кустарник	5	0,40	0,55	0,70	0,85	0,95	0,95	1,00	1,00	1,00
Лес	20	0,15	0,25	0,40	0,60	0,75	0,85	0,90	0,95	1,00

Средняя длина разгона L за расчетный промежуток времени (месяц, декада) определяется с учетом средней длины профилей, пересекающих водоем в направлении ветров разных румбом, и повторяемости ветров, действовавших на водоеме в течение данного расчетного интервала времени.

В отличие от скорости ветра, которая очень быстро трансформируется над водоемом, другие характеристики воздушного потока — температура и влажность воздуха — при их резком изменении в прибрежной полосе, хотя и менее интенсивно, но все же продолжают изменяться и за пределами прибрежной зоны, достигая устойчивых значений только в значительном удалении от берега. Изменение температуры и влажности воздуха в зависимости от термического состояния водоема происходит различно. Обычно при продвижении над водоемом в воздушной массе происходит прирост упругости паров, однако в отдельные периоды, и преимущественно весной, когда температура

воды ниже, чем температура окружающей суши, происходит конденсация паров над водной поверхностью, т. е. иссушение воздуха. Соответственно происходит и изменение температуры воздуха, которая возрастает над водоемом при положительной разности температур t и t'_{200}, где t — температура воды, а t'_{200} — температура воздуха на берегу, и убывает при отрицательном значении этой разности.

Снижение воздушных масс над водной поверхностью в прибрежной зоне водоемов соответствующим образом отражается

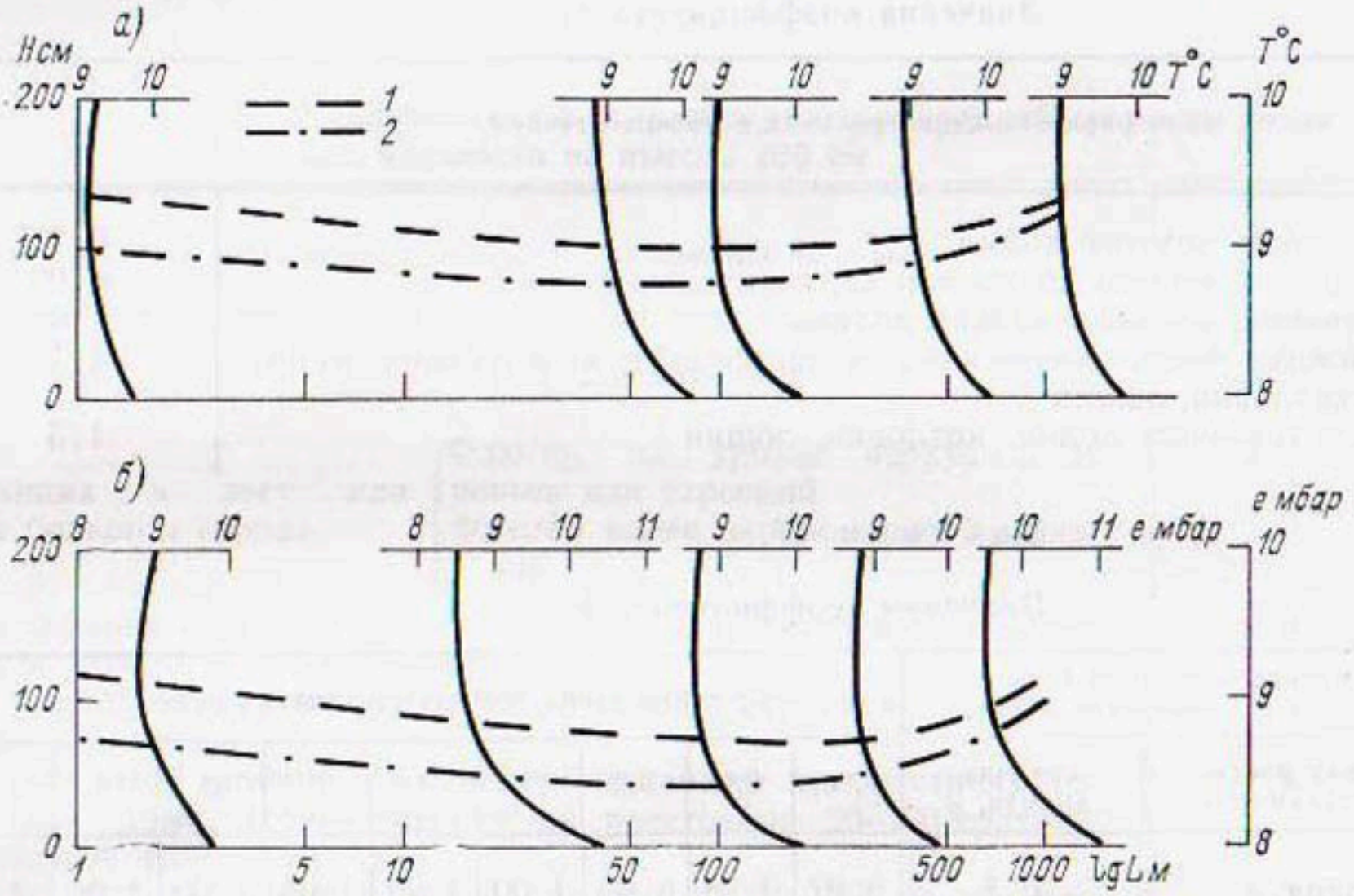


Рис. 13. Трансформация профилей температуры (*а*) и влажности (*б*) воздуха над водоемом.

1 — кривая изменения температуры (влажности) на высоте 2 м, *2* — то же на высоте 0,5 м.

на переформировании вертикального профиля температуры и влажности воздуха. О характере изменения этих элементов можно судить по материалам градиентных наблюдений, выполнявшихся ВНИГЛ в различном удалении от уреза подветренного берега [51]. Результаты этих наблюдений приведены на рис. 13, из которого видно, что на начальном отрезке пути в несколько десятков метров вследствие резкого опускания воздушных масс, отличающихся пониженной температурой воздуха по сравнению с приводным слоем, происходит понижение температуры и влажности воздуха у водной поверхности. По мере дальнейшего продвижения над водоемом температура и влажность воздуха начинают постепенно выравниваться по высоте, достигая своих первоначальных значений на расстоянии в несколько сотен метров от берега. Однако и при дальнейшем про-

движении продолжается изменение температуры и влажности воздуха, правда, менее интенсивное, более монотонное. Устойчивых значений температура и влажность воздуха достигают на большом расстоянии от подветренного берега, т. е. при длительном пребывании над водоемом. На малых водоемах, где участки водной поверхности невелики, полного переформирования температуры и влажности не происходит. Это достигается лишь на обширных водоемах при разгонах воздушного потока, измеряемых десятками и сотнями километров. Однако и на больших водоемах, соизмеримых по площади, эффект изменения температуры и влажности воздуха может быть различным, поскольку он определяется не только временем пребывания воздушного потока над водоемом, но и начальными характеристиками воздушной массы, которыми она обладает на берегу.

Наблюдениями, выполнявшимися одновременно на берегу и в открытом водоеме, установлено, что соотношение упругости паров над водоемом и сушей в различных климатических условиях неодинаково: например, для Аральского моря оно в среднем составляет 1,40, для Азовского моря — 1,15, а для водохранилищ Рыбинского и Горьковского — соответственно 1,05 и 1,07, т. е. чем сильнее иссушен воздух на берегу, тем интенсивнее он увлажняется при переходе с суши на водоем.

Кроме степени увлажненности воздуха на берегу на ее изменение над водоемом влияет разность температур вода—воздух, величина и знак которой наряду с другими факторами определяют интенсивность увлажнения воздуха и изменение его температуры над водной поверхностью.

Учет взаимодействия всех факторов, определяющих изменение метеорологических элементов над водной поверхностью, описывается полуэмпирическими уравнениями, предложенными А. П. Браславским [15]. Числовые значения факторов, входящих в уравнения, определены на основании обобщения массовых материалов наблюдений за трансформацией воздушной массы над поверхностью водоемов, различных по размерам и географическому положению.

Средняя влажность воздуха над водоемом на высоте 200 см (мбар) рассчитывается по формуле

$$e_{200} = e'_{200} + (0{,}8e_0 - e'_{200})\,M, \qquad (3.18)$$

где e'_{200} — средняя за расчетный интервал времени влажность воздуха, измеренная на метеостанции на суше, мбар; e_0 — максимальная упругость водяного пара, определенная по температуре поверхности воды в водоеме, мбар; M — коэффициент трансформации, учитывающий среднее изменение влажности и температуры воздуха в зависимости от размера водоема. Коэффициент трансформации определяется по табл. 18 в зависимости от средней длины разгона воздушного потока над водоемом L и разности между температурой воды в водоеме и температурой

воздуха на метеостанции (на суше) для одной из трех градаций значений разности t и t'_{200}.

Таблица 18

Значения коэффициента трансформации M

Соотношение температуры воды и воздуха	Средняя длина разгона воздушного потока над водоемом, км									
	0,1	0,2	0,5	1	2	3	10	20	50	100
$t \approx t'_{200}$	0,02	0,03	0,08	0,12	0,16	0,23	0,28	0,34	0,44	0,51
$t < t'_{200}$ на 4°С и более	0,03	0,06	0,13	0,18	0,24	0,33	0,38	0,45	0,53	0,60
$t > t'_{200}$ на 10°С и более	0,01	0,02	0,03	0,05	0,07	0,10	0,15	0,19	0,23	0,37

Средняя температура воздуха над водоемом на высоте 200 см определяется по формуле

$$t_{200} = t'_{200} + (t - t'_{200})\, M, \qquad (3.19)$$

где t'_{200} — средняя за расчетный интервал времени температура воздуха на метеостанции на суше; t — температура поверхности воды в водоеме.

Накопленные к настоящему времени данные метеорологических наблюдений в открытом водоеме позволяют оценить достоверность расчета метеорологических элементов по уравнениям (3.18) и (3.19). Для этой цели целесообразно сопоставить между собой наблюденные и рассчитанные их значения, используя в качестве эталонных наблюдения на крупных водохранилищах, так как они выполняются на плавучих станциях, которые установлены на участках, удаленных от ближайшего берега на несколько километров, и фиксируют температуру и влажность воздуха при разных разгонах воздушного потока над водоемом, соответствующих направлению действующих ветров в течение рассматриваемого расчетного интервала времени (табл. 19).

Согласно данным табл. 19, средняя ошибка расчета месячных значений температуры воздуха составляет ±0,1°С, упругости водяного пара ±0,5 мбар, скорости ветра ±0,3 м/с, т. е. погрешности расчета невелики и близки к ошибкам измерения существующими приборами.

Трансформация воздушной массы обусловливает степень интенсивности испарения с водной поверхности, которая при равных прочих условиях (климатических, термических) обычно больше на малых водоемах, чем на больших.

Зависимость испарения от размера водоема. Интенсивность испарения возрастает с увеличением скорости ветра, которая даже над малыми водоемами, диаметром 1—1,5 км, успевает

Таблица 19

Наблюденные (числитель) и рассчитанные (знаменатель) значения метеорологических элементов над водной поверхностью

Водохранилище	Год, период	VI	VII	VIII	IX	X	XI
		Температура воздуха, °С					
Рыбинское	1961—62	15,7 / 15,4	17,6 / 17,5	15,6 / 15,5	10,4 / 10,1	6,2 / 6,1	
Куйбышевское	1969	14,8 / 14,8	18,5 / 18,5	18,2 / 17,8	14,4 / 14,3	4,5 / 4,4	
Волгоградское	1969		20,6 / 20,4	20,8 / 20,6	15,7 / 15,6	7,1 / 7,1	2,7 / 2,4
		Упругость водяного пара, мбар					
Рыбинское	1961—62	13,0 / 12,9	16,4 / 16,0	14,4 / 14,4	10,6 / 10,3	8,5 / 8,1	
Куйбышевское	1969	12,5 / 11,8	16,7 / 15,9	15,8 / 14,1	12,4 / 11,3	7,2 / 7,3	
Волгоградское	1969		15,4 / 15,0	15,3 / 15,0	11,5 / 11,9	7,7 / 8,2	6,4 / 6,4
		Скорость ветра, м/с, на высоте 200 см					
Рыбинское	1961—62	4,4 / 4,9	3,7 / 4,0	5,0 / 5,1	4,8 / 4,8	4,5 / 4,4	
Куйбышевское	1969	4,1 / 4,5	4,3 / 4,4	3,4 / 3,3	5,0 / 4,4	6,1 / 5,6	
Волгоградское	1969		4,6 / 4,9	3,4 / 3,7	4,0 / 4,2	6,2 / 5,8	5,3 / 5,3

приобрести значение, соответствующее сбширным акваториям. Но при этом на малых водоемах прирост упругости пара относительно невелик, что наряду с возрастанием скорости ветра способствует интенсификации испарения с поверхности этих водоемов.

Изменение интенсивности испарения над водной поверхностью происходит не монотонно; вследствие опускания воздушных токов в прибрежной зоне в непосредственной близости от берега испарение резко возрастает из-за возросшей скорости ветра и увеличения градиента влажности воздуха, который увеличивается с опусканием к водной поверхности менее увлажненного

воздуха из вышерасположенных слоев. По мере дальнейшего продвижения над водоемом, сопровождаемого выравниванием метеорологических характеристик по высоте, происходит уменьшение испарения, которое в значительном удалении от берега постепенно приобретает устойчивое значение. Зависимость испарения от размеров водоема показана на рис. 14. Эта зависимость, заимствованная из работы [51], получена путем обобщения эмпирических данных об испарении с поверхности испарителей и малых водоемов зоны избыточного увлажнения, а также данных расчета испарения по формуле Б. Д. Зайкова, выполненного для обширных водоемов с учетом закономерности изменения метеорологических элементов при продвижении воздушного потока над водоемом. Определенные таким образом средние интенсивности испарения на различных расстояниях от берега отнесены к показаниям испарительного бассейна-эталона площадью 20 м². При площади водоема 20—40 км² интенсивность испарения приближается к ее значению на испарительном бассейне, а в дальнейшем постепенно уменьшается, стремясь к значению над неограниченно большими акваториями.

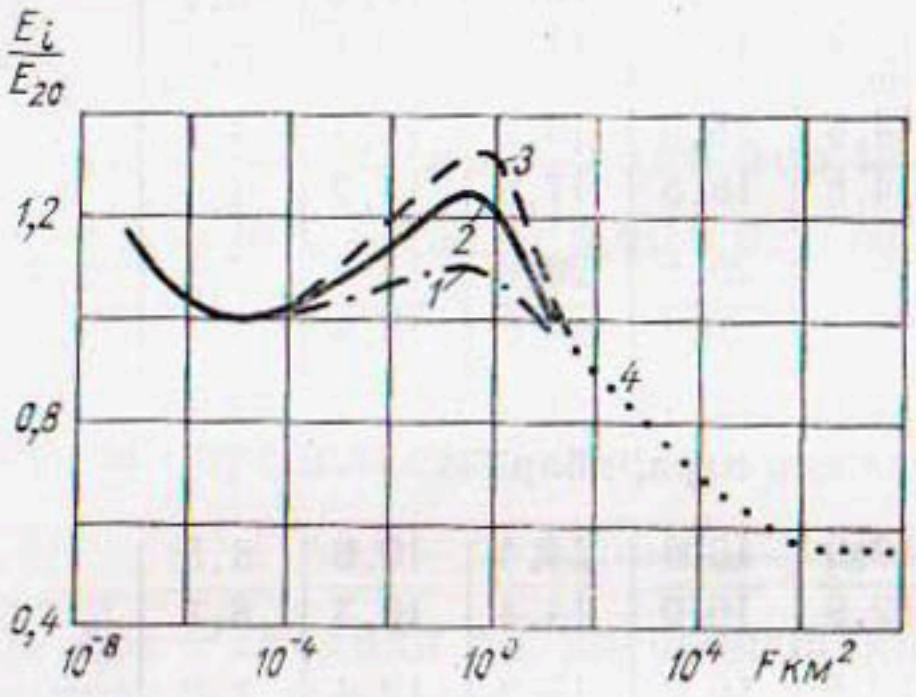


Рис. 14. Зависимость интенсивности испарения от площади водоема (по А. Р. Константинову).

1, 2, 3 — малые водоемы: *1* — при шероховатости прибрежной зоны z_0=3 см, *2* — то же при z_0=10 см, *3* — то же при z_0=50 см; *4* — большие водоемы.

На начальном отрезке кривой $\frac{E_i}{E_{20}} = f(F)$ интенсивность испарения существенно зависит от динамических условий протекания воздушного потока над сушей. Мерой, характеризующей свойства подстилающей поверхности, является параметр шероховатости z_0, имеющий линейную размерность и являющийся той высотой, на которой скорость ветра равна нулю. Параметр шероховатости изменяется на суше в широких пределах и, в частности, в условиях озер Валдайского и Красавица, где производились наблюдения на озерах и испарителях, использованные при построении зависимости $\frac{E_i}{E_{20}} = f(F)$, он соответственно равен 10 и 50 см. В пустынных равнинных районах z_0 значительно меньше и в среднем составляет 3 см. Как показали экспериментальные данные, характер защищенности окружающей местности существенно влияет на интенсивность испарения на начальном отрезке пути воздушного потока над водоемом. Наи-

больший прирост испарения имеет место на водоемах, где по характеру шероховатости сопредельные поверхности воды и суши наиболее контрастны, т. е. испарение более интенсивно возрастает в прибрежной зоне облесенных водоемов по сравнению со степными и полупустынными. С удалением от берега эффект влияния прибрежных условий прекращает свое действие, о чем свидетельствует постепенное сближение кривых $\frac{E_i}{E_F} = f(F)$, различающихся по исходному значению z_0. Следовательно, для обширных водоемов аэродинамические условия протекания воздушного потока над окружающей сушей в расчет можно не принимать, поскольку эффект изменения интенсивности испарения в этих условиях определяется уже только монотонным изменением влажности воздуха над водной поверхностью. Поэтому на рис. 14 обширные водосмы охарактеризованы только одной кривой. Достоверность этой кривой, полученной расчетом, подтверждается соотношением значений испарения для столь контрастных по размерам водоемов, как Аральское море (площадь около 64 тыс. км²) и испарительный бассейн Барса-Кельмес (площадь 20 м²), установленный в районе моря. Соотношение удельных величин испарения, отнесенных к одинаковой скорости ветра, для этих водоемов оказалось равным 0,6, т. е. близким для соответствующих размеров водоема в интервале от 10^4 до 10^5 км² на кривой $\frac{E_i}{E_F} = f(F)$.

Закономерность изменения испарения от площади водоема нарушается местными условиями прогревания и охлаждения, зависящими от глубины водоема.

Влияние глубины водоема на испарение. На водоемах, близких по площади и географическому положению, но различающихся по глубине, интенсивность испарения неодинакова. С ростом глубины, а следовательно, тепловой инерции все отчетливее обнаруживается различие в испарении с поверхности водоемов разной глубины, обусловленное различием в их термическом режиме. Более глубокие водоемы, где часть солнечного тепла весной расходуется на нагревание нижерасположенных слоев воды, характеризуются типичным для них сдвигом сроков фаз нагревания водной массы и более слабым прогреванием их поверхности.

Расчетами испарения для водоемов разной глубины установлено, что испарение убывает с ростом глубины, причем наиболее отчетливо это обнаруживается на водоемах северных районов, где сезонное испарение с водоемов со средней глубиной 20—25 м на 8—10% ниже, чем на водоемах той же географической области, но имеющих глубину 5—10 м. При более контрастном различии в глубине расхождение в испарении более значительно, что, например, имеет место на расположенных в близких климатических условиях оз. Ладожском и вдхр Рыбинском.

Средняя глубина оз. Ладожского (51 м) в 10 раз превосходит глубину вдхр Рыбинского (5 м), в связи с чем испарение с оз. Ладожского значительно ниже и составляет 340 мм против 500 мм на вдхр Рыбинском.

Влияние глубины на термические условия водоема, а следовательно, и на испарение с его поверхности можно оценить, сопоставив значения температуры воды и испарения на различных по глубине участках оз. Ладожского. По характеру термического режима в пределах оз. Ладожского наиболее контрастными являются два района: центральный, занимающий глубоководную часть озерной котловины, и мелководный южный район. Температура воды и испарение в указанных районах оз. Ладожского приведены в табл. 20.

Расхождение в испарении при некотором различии метеорологических условий в разных районах озера в основном определяется различием в их термическом режиме. Контрасты температуры не только определяют ход испарения, но и вызывают противоположно направленные процессы влагообмена на водной поверхности. В то время как в мае—июне с южной части озера происходит испарение, в его центральном районе имеет место конденсация водяных паров. К осени испарение в мелководном районе, по мере его охлаждения, начинает интенсивно убывать, а в профундальной области оно возрастает за счет тепла, аккумулированного в водной массе.

Однако менее интенсивное охлаждение в осенне-зимний период глубоководного центрального района не перекрывает сильного прогревания мелководья в теплую половину года, что способствует бóльшему испарению с мелководного участка. Именно вследствие морфологических особенностей испарение может быть существенно различным на водоемах, близких по географическому положению, но различающихся по глубине.

Интенсивность прогревания и охлаждения определяется количеством тепла, затрачиваемого на аккумуляцию тепла в их водной массе, возрастающую в общем бюджете тепла с увеличением объема водоема. Потоки тепла, направленные в период нагревания от поверхности в глубь водоема, а в период охлаждения от нижних слоев к поверхности, взаимно компенсируясь в пределах годового цикла теплооборота, в различные сезоны года играют существенную роль в общем приходе-расходе тепла, возрастающую с увеличением их удельного веса в тепловом балансе водоема. На мелководных водоемах аккумуляция тепла в их водной массе имеет относительно небольшой удельный вес в тепловом балансе; напротив, на глубоких водоемах она является одним из главнейших компонентов в приходе-расходе тепла (табл. 21).

Мелководные водоемы в водной массе аккумулируют только 15—20% общего поступления тепловой энергии, а глубокие водоемы — более половины ее. В связи с этим при прочих равных

Таблица 20

Температура воды и испарение в разных частях оз. Ладожского

Район озера	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
						Температура воды, °С							
Центральный (глубоководный)	1,5	0,6	0,1	0,2	1,6	4,2	12,6	15,7	12,0	7,9	4,9	2,9	5,3
Южный (мелководный)	0,5	0,3	0,0	0,3	3,8	12,8	16,5	16,0	11,7	5,9	4,4	2,3	6,2
						Испарение, мм							
Центральный	39	17	12	12	—17	—19	2	47	64	54	54	67	332
Южный	7	6	6	13	45	71	65	65	44	26	22	22	392

Таблица 21

Соотношение общего прихода тепла и тепла, аккумулированного в водной массе, в навигационный период, ккал/(см²·сезон)

Водоем	Расчетный период	Общий приход тепла $\sum Q$	Тепло, аккумулированное водной массой θ	$\frac{\theta}{\sum Q}$	Источник, из которого заимствованы данные
		Водохранилище			
Рыбинское	1948—64	56,7	8,6	0,15	[32]
Цимлянское	1953—68	93,2	17,0	0,18	По расчету ЦНИГО
Кайраккумское	1961—70	87,7	13,1	0,15	По расчету Н. Е. Горелкина
Чардарьинское	1967—69	89,8	15,9	0,16	То же
Братское	Многолетний	50,0	22,0	0,43	По расчету Братской ГМО
		Озеро			
Онежское	1948—67	43,0	27,7	0,64	[48]
Ладожское	1957—62	59,0	25,4	0,43	[79]
Байкал	Многолетний	59,0	34,0	0,57	[18]

климатических условиях мелководные водоемы значительную часть поступающего в них тепла расходуют на испарение, а глубокие — на нагревание водной массы.

В соответствии со структурой теплового баланса формируется термический режим водоемов и осуществляется изменение температуры воды по его площади соответственно характеру распределения глубины. Согласно этому, определение температуры воды в поверхностном слое, являющейся главнейшим фактором испарения, производится с учетом глубины, а также состава данных наблюдений за температурой воды в разных районах водоема.

Определение температуры воды в поверхностном слое водоема. На неглубоких водоемах температура воды по площади довольно однородна, а на больших озерах со сложной морфологией она, как это видно из табл. 20, существенно различна в разных районах. В соответствии с этим определение температуры воды на водоемах разной глубины производится различными способами.

К настоящему времени накоплен обширный материал наблюдений за температурой воды озер и водохранилищ. Наблюдения в теплое время года ведутся ежедневно на водомерных постах в прибрежной зоне, а в безледный период и при устойчивом ледоставе — регулярно (ежедекадно, ежемесячно) в открытом водоеме на рейдовых вертикалях и гидрологических разрезах. На основании этих данных в соответствии с характером распределения глубин производится обобщение материалов наблюдений в целях получения осредненной по площади температуры воды, необходимой для последующего использования при расчете испарения с водной поверхности.

Для мелководных водоемов, где температура воды мало изменчива по акватории, в качестве исходных используются наблюдения береговых постов и синхронные измерения температуры воды в открытом водоеме. По этим данным строятся графики связи, которые для блюдцеобразных и корытообразных водоемов обычно выражаются прямой линией, а для водоемов с более контрастными глубинами у побережья и в профундальной зоне — кривыми, имеющими две ветви, одна из которых соответствует периоду нагревания, вторая — периоду охлаждения водоема.

На водоемах с неоднородными глубинами температура воды определяется раздельно для разных участков с учетом предварительно выполненного районирования водоема по глубине. В этом случае в зависимости от состава имеющихся данных температура воды в разных районах определяется различными способами, причем для мелководных прибрежных районов используются вышеупомянутые графики связи, а для удаленных от берега глубоководных участков — хронологические графики годового хода температуры воды. При наличии в открытом водоеме островных, маячных или плавучих станций температура

воды в открытом водоеме определяется так же, как в прибрежной полосе, с использованием графиков связи, построенных по данным синхронных наблюдений судовых и стационарных пунктов.

При построении хронологических графиков наблюдения, выполненные в разных точках выделенного района в течение одного дня, осредняются и по точкам, относящимся к датам проведения рейдовых наблюдений или гидрологических разрезов, проводится плавная кривая, характеризующая годовой ход температуры воды в пределах выделенного района. Средняя температура воды в целом по водоему определяется как средневзвешенная с учетом размеров площадей, выделенных при районировании водоема.

На больших и глубоких озерах, которые, за исключением узкой прибрежной полосы, характеризуются значительными глубинами по всему водоему, для определения температуры воды вся водная поверхность разбивается на равновеликие квадраты, размер которых выбирается в зависимости от количества наблюдений, т. е. детальности освещенности акватории данными измерений. Все наблюдения, произведенные в квадрате за определенный месяц, осредняются и относятся к центру квадрата, для которого на основании этих среднемесячных данных строится хронологический график хода температуры воды. Температура воды для всего водоема в этом случае определяется как среднее арифметическое из ее значений для отдельных квадратов.

Изложенные методы применимы для определения температуры воды в поверхностном слое в периоды полного отсутствия ледяного покрова. Между тем отдельные из крупнейших озер умеренных широт замерзают не полностью и при этом очищение ото льда на них растягивается на 1—1,5 месяца. На таких озерах наряду с водной поверхностью значительные площади заняты льдом, и в соответствии с различием в теплофизических свойствах подстилающей поверхности (лед, вода) прогревание воды происходит с различной интенсивностью на разных участках озера. Ввиду сложности производства регулярных наблюдений в переходный весенний период при частичном покрытии озера льдом не представляется возможным оценить изменение температуры воды на основании непосредственных наблюдений. Это осуществляется только путем расчета. К числу расчетных относится метод ежесуточного приращения эквивалентной температуры, разработанный А. И. Тихомировым на примере оз. Ладожского [83]. Расчет основывается на определении средней температуры водной массы, которая именуется эквивалентной температурой и в период весеннего прогревания водоема оценивается ежесуточным приращением теплового баланса, т. е. изменением теплозапаса водной массы за сутки. Эта величина T, выражаемая в кал/см^2, в условиях практического постоянства

массы и теплоемкости воды в начальный период весеннего нагревания может быть выражена в °С · см, а температура столба воды высотой H см с площадью сечения 1 см^2 при равномерном распределении тепла T определяется по уравнению

$$t_{ср} = \frac{T}{H}. \qquad (3.20)$$

Результирующая величина теплового баланса, получаемая по измерениям температуры воды в начале и конце периода наблюдений, может быть целиком отнесена к теплу, поступающему в водоем через его поверхность. На начальном этапе весеннего нагревания водоема температура воды довольно однородна по глубине, в связи с чем ее значение в водной толще близко к соответствующему значению на поверхности. Зная начальное значение температуры водной массы и ее значение в конце рассматриваемого периода, можно определить среднюю температуру воды на поверхности за расчетный интервал времени. За начало расчета принимается момент, когда теплозапасы водоема бывают минимальными в году, а температура воды у поверхности подо льдом, а также на незамерзающих участках озера равна нулю. Температура воды на конечный момент времени определяется с использованием среднесуточных значений эквивалентной температуры, полученных по данным наблюдений на водоеме. Как указывалось выше, из-за сложности организации таких наблюдений они крайне малочисленны и, например, в условиях оз. Ладожского ограничивались двумя весенними периодами 1907 и 1957 гг. На основании этих наблюдений вычислены ежесуточные приращения эквивалентной температуры водной массы подо льдом и в открытой части водоема. Значения этих приращений, различные для участков, покрытых льдом и свободных ото льда, оказались устойчивыми по величине для разных лет наблюдений и составляют для покрытых льдом участков около 2, а для чистой воды около 6 кал/(см^2 × ×сутки). Используя указанные значения приращений, можно определить количество тепла, поступившего в водоем через ледяной покров и непосредственно через водную поверхность на заданный конечный момент расчетного интервала. С учетом соотношения площадей льда и чистой воды (определяемого по результатам ледовой авиаразведки) представляется возможным оценить средневзвешенную эквивалентную температуру для всего озера, а следовательно, и среднее приращение температуры водной массы за тот же период. Располагая данными о температуре воды в конце расчетного интервала и зная, что в начале расчета температура воды у поверхности была равной нулю, ее среднее значение за расчетный промежуток времени можно определить как среднее арифметическое из ее значений на граничные моменты заданного расчетного интервала.

На основании приведенных выше методов определена тем-

пература воды в поверхностном слое главнейших водохранилищ и крупнейших озер СССР за многолетний период (табл. 22).

Таблица 22

Средняя температура воды в поверхностном слое, °С

Водоем	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Водохранилище												
Верхневолжское				1,8	11,8	17,5	19,5	17,5	12,4	5,8	1,9	
Иваньковское				2,2	12,5	18,0	20,5	19,2	14,0	6,8	2,0	
Угличское				1,4	10,2	17,8	19,3	19,4	14,4	8,5	2,4	
Шекснинское				0,8	7,3	16,3	19,3	18,1	12,3	4,8	1,3	
Рыбинское				1,6	8,9	16,7	19,2	18,5	12,8	5,8	1,5	
Горьковское				0,7	8,4	16,3	20,5	19,6	14,5	7,2	2,0	
Павловское				2,1	9,9	16,6	21,2	19,6	14,5	7,9	1,4	
Камское				0,4	6,9	14,7	20,1	18,0	12,3	4,7	0,9	
Воткинское				1,0	6,2	15,0	19,8	18,9	14,0	6,8	1,3	
Куйбышевское				3,7	11,0	17,8	21,5	20,2	15,0	7,3	4,5	
Волгоградское				2,1	9,1	17,3	21,8	21,6	17,9	11,1	4,1	
Цимлянское				7,3	15,5	21,1	23,8	23,2	18,6	12,1	5,7	
Киевское			0,8	6,6	16,3	20,1	21,1	20,9	16,2	8,8	2,6	1,2
Кременчугское				7,2	16,2	20,7	22,8	22,0	17,5	11,6	5,5	0,8
Днепродзержинское				6,8	15,5	20,3	22,7	22,3	17,9	11,5	5,4	1,6
Днепровское им. Ленина				6,9	16,4	20,7	23,5	22,9	19,8	13,8	7,1	1,8
Каховское			1,9	6,2	14,9	20,7	23,3	22,7	19,0	13,2	7,7	3,0
Мингечаурское	8,2	6,6	8,2	12,3	18,3	23,2	25,8	25,8	23,2	19,2	15,1	11,2
Кайраккумское	1,5	3,1	7,8	15,0	20,2	25,3	26,1	24,8	20,8	15,3	8,8	3,6
Кенгирское				6,9	15,4	19,3	21,4	20,2	16,9	8,9		
Новосибирское					8,0	16,9	21,5	19,8	13,9	5,7		
Братское					1,3	10,7	18,1	17,9	13,3	6,9	2,0	
Вилюйское					(1,2)	6,9	16,5	16,3	10,4	3,2		
Озеро												
Онежское					3,6	10,0	14,5	15,0	11,5	6,9	2,9	
Ладожское	1,4	0,5	0,1	0,3	2,5	7,7	14,3	16,0	11,9	7,7	4,6	2,8
Севан	2,5	1,2	1,3	3,5	7,4	13,4	17,0	18,4	16,9	13,6	9,3	4,8
Балхаш				5,6	12,8	19,7	23,2	21,9	17,0	10,6	5,0	
Байкал						3,5	5,3	12,1	10,2	6,3	3,1	1,2

Для неизученных водоемов и проектируемых водохранилищ температуру воды можно определить расчетом, используя получивший в последнее время широкое распространение метод теплового баланса, усовершенствованный для этой цели Браславским.

Уравнение теплового баланса, как указывалось выше, позволяет определить изменение запаса тепла в водоеме, а следовательно, и его средней температуры за данный промежуток вре-

мени. Для перехода от средней температуры воды водоема ($t_{ср}$) к температуре воды на поверхности (t), которая бóльшую часть года (за исключением начального периода весеннего нагревания) существенно отличается от температуры водной массы, необходимо знать коэффициент соотношения $\mu = \frac{t_{ср}}{t}$.

Значения этого коэффициента определены достаточно надежно для обширных неглубоких водоемов, к числу которых относится большинство равнинных водохранилищ и озер со средней глубиной от 5 до 20 м, и недостаточно изучены для глубоких озер, для которых по этой причине применение расчетного метода еще преждевременно.

В основу расчета положено уравнение теплового баланса, составленное для вертикального столба воды с площадью основания 1 см^2 и высотой, равной средней глубине водоема. Уравнение теплового баланса имеет следующий вид:

$$B_п \pm E_{эф} \pm P \pm LE \pm Q_г + Q_п - Q_с = \Theta, \qquad (3.21)$$

где $B_п$ — поглощенная водой суммарная солнечная радиация; $E_{эф}$ — разность потоков длинноволнового излучения воды и атмосферы; P — турбулентный теплообмен с атмосферой (за счет разности температур воды и воздуха); LE — тепло, затраченное на испарение или выделившееся при конденсации водяного пара; $Q_г$ — теплообмен между водной массой и грунтом; $Q_п$ — тепло, приносимое реками, питающими водоем; $Q_с$ — тепло, уносимое рекой, вытекающей из водоема; Θ — изменение запаса тепла в выделенном столбе воды за расчетный интервал времени.

До недавнего времени применение метода теплового баланса тормозилось отсутствием методов бесподборного решения уравнения теплового баланса для определения температуры воды. Это вызывалось тем, что в формулу излучения температура воды входит в четвертой степени, а в формуле для расчета испарения максимальная упругость пара связана криволинейной зависимостью с температурой воды. Браславским разработан графоаналитический прием решения, позволяющий без подбора определять температуру воды из уравнения теплового баланса, в котором символы заменены расчетными зависимостями, характеризующими его составляющие. Расчетные схемы и практические рекомендации к расчету температуры воды по методике Браславского приведены в «Указаниях к расчету испарения с водной поверхности» [85].

В какой мере достоверна рекомендуемая методика, можно судить по сопоставлению рассчитанных и наблюденных температур воды для трех крупнейших водохранилищ — Куйбышевского, Волгоградского и Цимлянского. Расчет температуры воды выполнялся в период, предшествующий созданию вышеуказанных водохранилищ, а фактическая температура воды впоследствии была определена ее осреднением за период наблюдений, соот-

ветствующий продолжительности существования водохранилищ (табл. 23).

Таблица 23

Рассчитанная (числитель) и наблюденная (знаменатель) температура воды (°С) водохранилищ за многолетний период

Водохранилище	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Куйбышевское	2,8 / 3,7	10,2 / 11,0	17,1 / 17,8	20,4 / 21,5	20,4 / 20,2	15,5 / 15,0	7,6 / 7,3	1,1 / 4,5
Волгоградское	3,5 / 2,1	11,6 / 9,1	18,3 / 17,3	21,2 / 21,8	20,9 / 21,6	16,9 / 17,9	10,1 / 11,1	2,8 / 4,1
Цимлянское	5,9 / 7,3	15,5 / 15,5	21,1 / 21,1	23,5 / 23,8	23,1 / 23,2	19,1 / 18,6	12,3 / 12,1	5,1 / 5,7

Расхождение рассчитанных и наблюденных среднемесячных температур воды составляет в среднем ±0,8°С при предельной ошибке 3,4°С, а в целом за испарительный сезон средняя ошибка расчета не превосходит ±0,3°С при ее максимальном значении 0,6°С. Погрешность расчета не выходит за пределы ошибки, возникающей при обобщении данных фактических измерений температуры воды, которая оценивается ±0,8—1°С. Эта ошибка, определенная на основании анализа массовых наблюдений на водоемах, возникает из-за недоучета современными измерениями пространственной изменчивости температуры воды и ее суточного хода, а также вследствие прерывистости наблюдений [76].

Помимо температуры воды на поверхности, для расчета испарения по методу теплового баланса необходимо располагать данными об изменении теплозапаса в водной массе.

Определение теплозапасов в водной массе. К настоящему времени накоплен значительный материал наблюдений, позволяющий определять теплозапасы по данным измерений температуры воды по глубине, выполняемым с различной детальностью на водоемах, различающихся по размерам и морфологии озерной ванны. На малых водоемах для определения теплозапаса достаточно наблюдений только на одной вертикали, расположенной на максимальной глубине; для крупных водоемов и притом разнородных по глубине необходимы наблюдения на ряде вертикалей, расположенных в пунктах, типичных для выделенных районов разной глубины.

Теплозапасы вычисляются по уравнению

$$\Theta = V t_{ср} c\rho, \qquad (3.22)$$

где V — объем водоема (или его отдельного района), км³ или

млн. м³; $t_{ср}$ — средняя температура воды, °С; c — теплоемкость воды, кал/(ч · °С); ρ — плотность воды, г/см³.

Объем V можно принимать постоянным для глубоких озер с годовой амплитудой колебания уровня, не превосходящей 1 м, а для водохранилищ и тех мелководных озер, которые отличаются значительной изменчивостью размеров (объемов, площадей) в течение года, объем каждый раз должен определяться на дату вычисления теплозапасов с учетом положения уровня водоема на эту дату.

Температура воды $t_{ср}$ определяется по кривым распределения температуры воды по глубине, построенным раздельно для всех месяцев года по данным измерений, относящихся к первому числу месяца или датам, близким к этому сроку. В качестве исходных для построения кривых $t=f(H)$ используются наблюдения на всех вертикалях, расположенных в пределах выделенного района водоема. В зависимости от числа вертикалей в границах выделенного района водоема построение вертикальной эпюры температур производится различными способами. Если наблюдения производятся только на одной вертикали, кривые распределения строятся непосредственно по данным наблюдений на этой вертикали, если же имеется несколько вертикалей, предварительно производится осреднение температур, измеренных на разных вертикалях.

Располагая значениями V, определенными на первое число каждого месяца, и соответственно кривыми $t=f(H)$, можно вычислить теплозапасы, используя для этого различные приемы в зависимости от глубины водоема. Для мелководных озер (водохранилищ), со средней глубиной в выделенном районе до 7—8 м, теплозапасы определяются аналитически, т. е. как произведение средней температуры воды (численно равной количеству тепла в единичном объеме) на общий объем выделенного района водоема. Для глубоких озер, отличающихся резким расслоением температуры воды по глубине и неравномерным изменением объемов водной массы по шкале глубин, теплозапасы определяются графически. Графики для определения теплозапасов глубоких водоемов строятся раздельно на первое число всех месяцев года на основании кривой объемов и соответствующей зависимости $t=f(H)$. Вертикальная ось графика имеет двойную шкалу, на одной шкале наносятся послойно нарастающие от поверхности ко дну объемы выделенного района водоема, на второй — соответствующие им глубины. На горизонтальной оси графика откладываются теплозапасы в калориях.

В качестве примера на рис. 15 приведена такая графическая зависимость.

Для теплобалансовых расчетов используются не абсолютные значения теплозапасов, а их изменение от месяца к месяцу. Пересчет данных о теплозапасах производится по отношению $\frac{\Delta\Theta}{nF}$,

где $\Delta\Theta$ — изменение теплозапасов за месяц (разность теплозапасов на первое число двух смежных месяцев); n — число дней в месяце; F — площадь зеркала водоема (или одного из выделенных районов), соответствующая его среднемесячному уровню. Величина $\Delta\Theta$ выражается в кал/(см^2 · сутки).

На больших и глубоких озерах на распределение температуры воды по глубине существенно влияют изменчивые динамические явления (течения, сейшевые колебания и др.), что сильно затрудняет выбор типичного для данного района пункта наблюдений за температурой воды, а следовательно, и подсчет тепло-

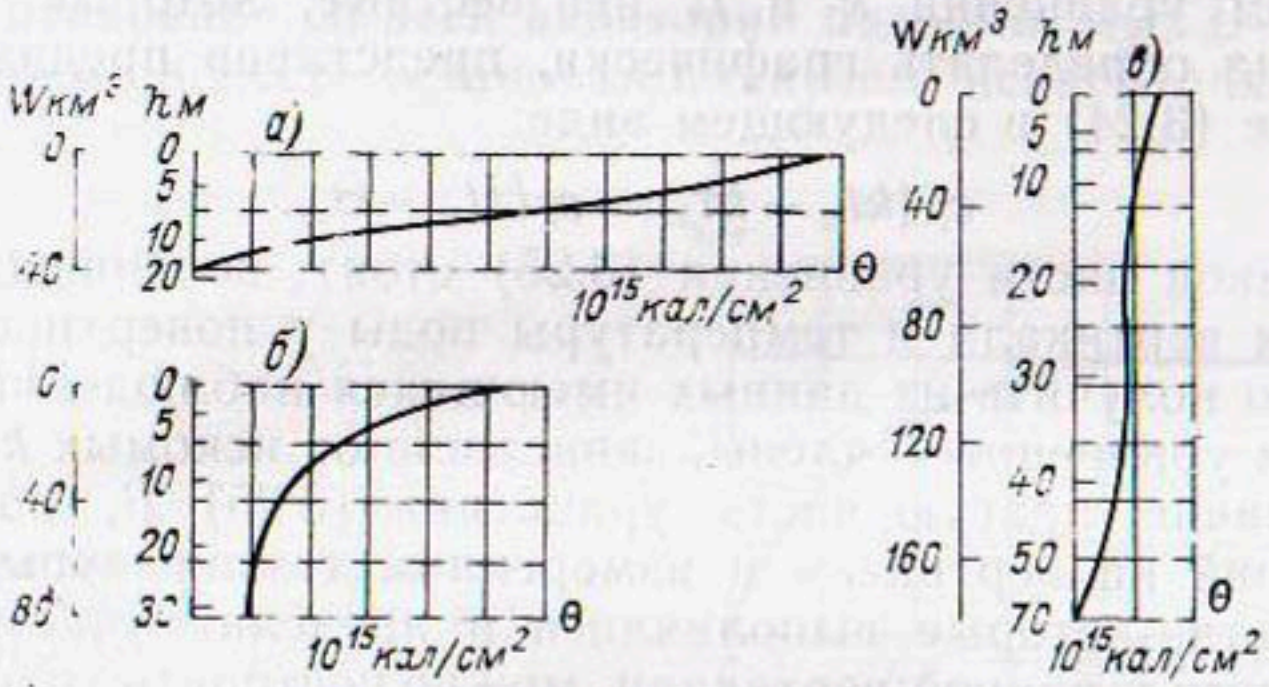


Рис. 15. Пример определения теплозапасов графическим методом с учетом распределения объемов по слоям различной глубины (*а*, *б*, *в*).

запасов по изложенной выше методике. В этом случае целесообразно в дополнение к рейдовым наблюдениям, выполняемым в ограниченном числе пунктов, привлечь более многочисленные измерения температуры воды на поверхности, полагая, что сезонный ход теплозапасов зависит от сезонного хода температуры воды в поверхностном слое. Такой способ определения теплозапасов был предложен В. И. Верболовым для оз. Байкал [18].

Исходя из того, что температура деятельного слоя формируется под влиянием поглощенного солнечного тепла, конвективно-ветрового перемешивания и турбулентного обмена внутри слоя, Верболов представил теплосодержание вертикали в виде суммы:

$$\Theta_H = \Theta_h + \Theta_{H-h}, \tag{3.23}$$

где Θ_H — теплосодержание вертикального столба воды, Θ_h — теплосодержание слоя конвективно-ветрового перемешивания, Θ_{H-h} — теплосодержание глубинного слоя, h — мощность слоя конвективно-ветрового перемешивания, H — общая глубина вертикали.

Допуская в первом приближении, что зависимость теплосодержания слоя конвективно-ветрового перемешивания от температуры воды на поверхности линейна, связь между температурой воды на поверхности и теплосодержанием слоя мощностью 200 м, в пределах которого совершается активный теплооборот, можно выразить уравнением

$$\Theta_H = c\rho\,(H-k)\,t_{\text{п}} + c\rho k t_k, \qquad (3.24)$$

где c и ρ соответственно теплоемкость и плотность воды; $k = H-h$; $t_{\text{п}}$ — температура воды на поверхности; t_k — средняя температура воды глубинной части вертикали.

В этом уравнении k и t_k неизвестные, которые Верболов предложил определять графически, представив предварительно уравнение (3.24) в следующем виде:

$$c\rho\,(kt_{\text{п}} - kt_k) = c\rho H t_{\text{п}} - \Theta_H. \qquad (3.25)$$

В правой части уравнения (3.25) стоят величины теплосодержания вертикали и температуры воды у поверхности, которые легко получить из данных имеющихся наблюдений, а в левой части уравнения — члены, зависящие от искомых k и t_k.

Обозначив правую часть уравнения (3.25) B, по данным наблюдений на вертикали и измерениям температуры воды на поверхности, которые выполнялись в пределах участка озера, тяготеющего к данной вертикали, можно построить график связи $B = f(t_{\text{п}})$, на оси абсцисс которого откладываются значения $t_{\text{п}}$, а на оси ординат — соответствующие значения B. На таком графике связь выражается прямой линией, тангенс угла наклона которой к оси абсцисс численно равен величине k, а t_k определяется в точке пересечения прямой связи с осью ординат. Графики связи $B = f(t_{\text{п}})$ строились по данным многолетних наблюдений раздельно для месячных интервалов безледного периода и для разных регионов Байкала. Полученные в результате выполненных построений значения K и t_k обнаружили закономерное изменение во времени и по площади озера, что явилось основанием для их районирования по территории и последующего использования наряду с данными о температуре воды на поверхности для расчета теплозапасов.

Располагая данными о метеорологических элементах над водной поверхностью, температуре воды в поверхностном слое и теплозапасах, можно определить испарение, используя приведенные ниже методы наблюдений и расчетов.

Методы определения испарения с водной поверхности. Испарение в зависимости от состава имеющихся данных наблюдений и размеров водоема определяется различными методами. Для малых водоемов применимы способы, основывающиеся на данных наблюдений плавучих испарителей ГГИ-3000, для крупных водоемов — расчетные методы.

Согласно классификации, принятой в действующих нормативах по расчету испарения, водоемы разделяются на три группы:

малые, средние и большие. К первой группе относятся водоемы площадью до 5 км² или со средней длиной разгона воздушного потока над их поверхностью (L) не более 2—3 км. Средними считаются водоемы площадью от 5 до 40 км², большими — площадью свыше 40 км².

Расчет месячных значений испарения с поверхности малых и средних водоемов при наличии на них наблюдений по плавучим испарителям производится по формуле

$$E_0 = E\frac{\beta}{\alpha}, \tag{3.26}$$

где E_0 — испарение со всей акватории водоема, мм; E — испарение с водоема в месте установки плавучего испарителя, мм; β — поправочный коэффициент, представляющий собой отношение испарения с водоема (E_0) и с испарительного бассейна площадью 20 м² (E_{20}), установленного на суше.

$$\alpha = \frac{E}{E_{20}}$$

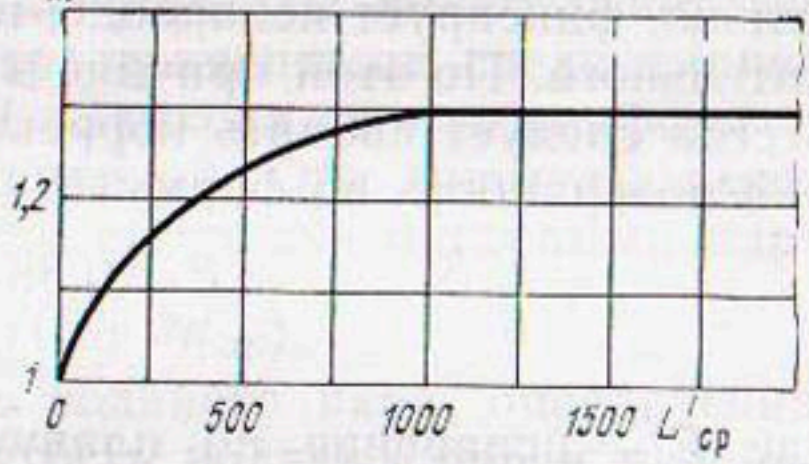


Рис. 16. Зависимость коэффициента α от длины разгона воздушного потока над водоемом L'.

Коэффициент β характеризует собой поправку к испарению, зависящую от площади водоема, имеющего длину разгона воздушного потока $L_{ср}$. Коэффициент β определяется по табл. 24.

Таблица 24

Поправочные коэффициенты β на площадь водоема

Площадь водоема, км²	0,01	0,05	0,1	0,5	1,0	2,0	5,0
Коэффициент $\beta = E_0/E_{20}$	1,03	1,08	1,11	1,18	1,21	1,23	1,26

Коэффициент α представляет собой отношение испарения в месте установки плавучего испарителя (E) к испарению с испарительного бассейна площадью 20 м² (E_{20}), зависит от длины разгона $L_{ср}$ для места установки плавучего испарителя и определяется по рис. 16.

Взаимное влияние коэффициентов β и α сказывается на испарении с водоемов, защищенных древесной растительностью, при близком расположении плавучего испарителя от берега водоема. В этом случае испаритель находится в сфере интенсивного переформирования метеорологических характеристик под новую

подстилающую поверхность, вследствие чего фиксирует испарение, отличающееся от испарения в открытом водоеме. Наоборот, на водоемах степных и полупустынных районов, расположенных на открытой ровной местности, а также при условии установки плавучего испарителя в значительном удалении от берега, превышающем 1 км (т. е. за пределами прибрежной полосы, где осуществляется интенсивная трансформация воздушного потока), показания испарителя репрезентативны для большей части акватории. В таких случаях отношение $\frac{\beta}{\alpha}$ следует принимать равным единице.

Необходимо иметь в виду, что даже при наиболее удачном выборе места установки плавучего испарителя последний в силу конструктивных особенностей характеризуется иным термическим режимом, чем окружающая его водная масса, а следовательно, фиксирует испарение, несколько отличающееся от действительного. По этой причине в показания плавучего испарителя всегда следует вводить коррективы, определяя испарение с водной поверхности по формуле

$$E = 0{,}88E' \frac{e_0 - e_{200}}{e_0' - e_{200}}, \qquad (3.27)$$

где E' — испарение по плавучему испарителю ГГИ-3000, мм; $\frac{e_0 - e_{200}}{e_0' - e_{200}}$ — множитель, учитывающий разницу в температуре воды в испарителе и водоеме; e_0 и e_0' — среднемесячная максимальная упругость водяного пара, вычисленная соответственно по температуре поверхности воды в водоеме и испарителе, мбар; e_{200} — среднемесячная упругость водяного пара в воздухе на высоте 200 см от поверхности воды на плавучей испарительной установке, мбар.

При отсутствии наблюдений по плавучим испарителям для малых водоемов норму испарения с их поверхности можно определить по существующим картам испарения или, так же, как для больших водоемов, применить расчетные методы.

К числу расчетных относятся:

1) метод расчета испарения по формулам, выражающим зависимость испарения от определяющих его факторов (гидрометеорологический метод);

2) диффузионный метод;

3) метод теплового баланса;

4) метод водного баланса.

Гидрометеорологический метод, благодаря относительной простоте и возможности получения исходных данных по наблюдениям массовой гидрометеорологической сети, получил наиболее широкое распространение в практике гидрологических расчетов. В основу расчета положены формулы, струк-

тура которых учитывает выявленный Дальтоном факт пропорциональности испарения разности упругости водяных паров над водной поверхностью.

Вид и параметры расчетных формул обычно определяются эмпирически на основании данных наблюдений наземных испарительных бассейнов площадью 20 и 100 м², где наряду с измерением слоя испарившейся воды фиксируются метеорологические элементы и температура воды в испарителях.

В настоящее время существуют десятки эмпирических формул, близких по структуре, но различающихся числовыми значениями входящих в них параметров. Обилие расчетных формул обусловлено объемом и составом исходного материала, использованного при выводе формул, многие из которых базируются на наблюдениях ограниченного числа испарительных бассейнов и притом расположенных в пределах одной физико-географической области, в связи с чем такие формулы имеют узкорегиональное значение. Наиболее распространенными среди эмпирических являются формула Б. Д. Зайкова, а также формула А. П. Браславского и З. А. Викулиной. Обе формулы имеют одинаковую структуру и различаются только числовыми параметрами:

$$E = A(e_0 - e_{200})(1 + bu_{200}),$$

где e_0 — максимальная упругость водяного пара, определенная по температуре воды; e_{200} — упругость водяных паров над водной поверхностью на высоте 200 см; u_{200} — скорость ветра над водной поверхностью на высоте 200 см. A и b — параметры, получаемые эмпирически по данным наблюдений на испарительных бассейнах.

В процессе разработки нормативов для расчета испарения с поверхности водоемов, которая осуществлялась коллективом ВНИГЛ, был произведен критический просмотр существующих расчетных формул. Анализ материалов выполнялся с использованием наблюдений широко разветвленной сети водноиспарительных станций, расположенных в различных районах СССР, а также с постановкой специальных экспериментов, имеющих целью выявить влияние размеров испарителя на значение испарения. Кроме того, при обобщении массовых материалов наблюдений были учтены результаты уникальных экспериментов, выполненных с помощью плавучих испарительных бассейнов площадью 20 м², установленных на небольших водохранилищах Кенгирском (Северный Казахстан) и Краснооскольском (бассейн р. Северского Донца). Эти испарители наиболее близко характеризуют действительное испарение с водной поверхности. В результате выполненных исследований ВНИГЛ были уточнены параметры расчетной формулы, апробирована ее структура и в качестве расчетной рекомендована формула

$$E = 0{,}14n(e_0 - e_{200})(1 + 0{,}72u_{200}), \qquad (3.28)$$

где E в мм/месяц, n — число дней в месяце.

Формула (3.28) характеризует процесс испарения в условиях равновесной стратификации, когда разность температур двух сопредельных сред вода—воздух незначительна и не превышает 2—4°С. Обычно такое состояние имеет место на обширных, но неглубоких водоемах, замерзающих вскоре после устойчивого перехода температуры воздуха через нуль. В отличие от них большие и глубокие водоемы, аккумулирующие большое количество тепла в водной массе, замерзают поздно, вследствие чего в осенний и предзимний периоды различие в температуре воды и воздуха над их поверхностью может быть очень значительным. Согласно наблюдениям на оз. Байкал, разность температур над акваторией озера в конце декабря — начале января может достигать 10—15°С. Между тем, как показали экспериментальные и теоретические исследования, процесс испарения существенно изменяется при больших разностях температур, замедляясь при инверсионной стратификации и возрастая при сверхдиабатических градиентах.

Эмпирические формулы для расчета испарения в неравновесных условиях немногочисленны, и среди них наиболее известными являются формула В. А. Рымши и Р. В. Донченко [77] и формула А. П. Браславского и С. Н. Нургалиева [14]. Обе формулы эмпирические, полученные на основании экспериментальных данных с использованием результатов опытов, различных по методике и условиям их проведения.

Рымша и Донченко теплопотери на испарение оценивали с помощью калориметрических измерений, проводившихся на незамерзающих участках озер и рек в разных физико-географических районах СССР. Браславский и Нургалиев определяли испарение по плавучему испарительному бассейну, установленному на вдхр Кенгирском. При различии в исходных данных и методах оценки испарения обе формулы дают близкие результаты расчета, что свидетельствует о равноценности предлагаемых расчетных зависимостей. Так как экспериментальный материал, полученный Рымшей и Донченко, охватывает больший диапазон разности температур и относится к разным физико-географическим условиям, именно их формула была принята в качестве расчетной в действующих нормативах к расчету испарения с водоемов [85].

Формула Рымши—Донченко имеет вид

$$E = 0{,}104n(e_0 - e_{200})(k_0 + u_{200}). \qquad (3.29)$$

В этой формуле символы e_0, e_{200} и u_{200} соответствуют их значению в формуле (3.28); k_0 — коэффициент, зависящий от разности температур поверхности воды и воздуха (Δt) и определяемый по табл. 25.

Сопоставлением значений испарения, определенных по формулам (3.28) и (3.29) при малых значениях Δt, не превышающих 2—4°С, обнаружено, что результаты расчета очень близки

Таблица 25

Значения коэффициента k_0

Δt °C . . .	1	2	5	10	15	20	25
k_0	1,50	1,75	2,40	3,0	3,5	4,0	4,25

между собой. Это свидетельствует о применимости обеих формул для расчета испарения с неглубоких водоемов, с характерной для них равновесной стратификацией в приводном слое воздуха. Напротив, для глубоких водоемов, особенно в периоды их осеннего и предзимнего охлаждения, необходимо использовать формулу (3.29), которая учитывает эффект разности температур (Δt), усиливающий испарение при больших градиентах температуры воздуха близ водной поверхности.

Диффузионный метод, основывающийся на теории турбулентной диффузии, учитывает эффект стратификации воздуха в приводном слое. Этот метод применим для больших однородных участков подстилающей поверхности, где предполагается отсутствие влияния адвекции, вследствие чего испарение можно приравнять к вертикальному потоку водяных паров, проходящих через горизонтальную плоскость, расположенную на заданной высоте над водной поверхностью.

Общий вид уравнения турбулентной диффузии описывается зависимостью

$$E = \rho K \frac{dq}{dz}, \qquad (3.30)$$

где ρ — плотность воздуха, K — коэффициент турбулентной диффузии, $\frac{dq}{dz}$ — вертикальный градиент влажности воздуха.

Обязательным условием для применения диффузионного метода является проведение специальных наблюдений в целях изучения динамических характеристик подстилающей поверхности, оцениваемых параметром шероховатости (z_0), и выяснения закономерностей вертикального распределения метеорологических элементов. Эти процессы изучаются на водоемах путем постановки судовых градиентных измерений метеорологических элементов (температура и влажность воздуха, скорость ветра) при различной температурной стратификации в приводном слое воздуха. Используя градиентные наблюдения, можно косвенным путем определить коэффициент турбулентной диффузии, который в этом случае оценивается с использованием данных о скорости ветра в одной точке по высоте и о разности температур воздуха на двух уровнях [51]. Необходимость постановки трудоемких градиентных наблюдений тормозит в настоящее время применение диффузионного метода для расчета испарения. Этот метод используется обычно при постановке специальных экспериментов и применяется в качестве контрольного на отдельных

водоемах, где проводятся гидрометеорологические наблюдения по расширенной программе.

Метод теплового баланса базируется на использовании уравнения теплового баланса, описывающего поступление тепла к водоему и расходование его через поверхность, а также в результате притока и стока тепла с речными водами. Значение испарения в тепловом балансе водоема очень велико, в связи с чем по методу теплового баланса оно может быть определено вполне надежно, особенно при условии постановки на водоеме актинометрических наблюдений, которыми фиксируется главнейший компонент теплового баланса — радиационный баланс.

Расчет испарения производится по упрощенному уравнению, из которого исключены второстепенные слагаемые ($Q_г$, $Q_п$, $Q_с$), имеющие малые значения в тепловом балансе водоема за безледный период:

$$R \pm LE \pm P \pm \Theta = 0. \qquad (3.31)$$

В этом уравнении R — радиационный баланс водной поверхности, равный $B_п - E_{эф}$.

При наличии на водоеме актинометрических и рейдовых наблюдений радиационный баланс R и изменение теплозапасов $\Delta\Theta$ определяются непосредственно из измерений. Значения турбулентного теплообмена P вычисляются на основании расчетных зависимостей, а испарение E находят из уравнения теплового баланса.

Формулы для определения величины P выводятся из формул испарения на основании известного соотношения Боуэна, предполагающего равенство коэффициентов вертикального обмена для тепла и водяного пара в приземных слоях атмосферы:

$$P = \rho p_1 E \frac{\Delta t}{\Delta q}. \qquad (3.32)$$

Здесь E — испарение, г/(см^2 · сутки); p_1 — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, ρ — плотность воздуха, Δt и Δq — соответственно разность температуры воды и воздуха и разность максимальной упругости водяных паров, вычисленной по температуре воды, и упругости водяных паров в воздухе (обычно на высоте 2 м).

Испарение находят, используя для расчетов зависимость

$$E = 1{,}55 \frac{(R - \Theta)\,\Delta e}{1{,}55\,\Delta e + \Delta t}. \qquad (3.33)$$

В уравнении (3.33) величины E, R и Θ выражены в кал/(см^2 · сутки), $\Delta e = e_0 - e_{200}$ — в мбар; $\Delta t = t - t_{200}$ — в °С.

Полученное по формуле (3.33) испарение путем деления на 600 кал/г (удельную теплоту парообразования) выражается

в миллиметрах, а умножением суточного испарения на число дней определяется суммарное испарение за месяц.

При отсутствии актинометрических наблюдений R получают расчетом, используя в качестве исходных данные гидрометеорологических наблюдений на водосме и известные расчетные зависимости для определения поглощенной водой солнечной радиации и эффективного излучения [50]. Для упрощения расчетов целесообразно использовать таблицы со значениями поглощенной водой суммарной радиации солнца, составленные применительно к различным широтным зонам [85]. Зачастую применение метода теплового баланса тормозится отсутствием или недостатком данных об изменении теплозапасов в водной массе, что, однако, может служить препятствием при определении месячных значений испарения, не исключая возможности использования уравнения теплового баланса для определения испарения в целом за испарительный сезон. Действительно, за годичный цикл (незамерзающие водоемы) или за безледный период (замерзающие водоемы) температура водной массы изменяется незначительно, поскольку тепло, аккумулированное водоемом в период нагревания, практически полностью расходуется в период охлаждения. Таким образом, изменение теплозапасов за сезон (год) практически равно нулю. В этом случае сезонное (годовое) испарение можно определить по данным о радиационном балансе и гидрометеорологических элементах, измеренных над водной поверхностью.

Анализом данных, относящихся к отдельным большим (Каспий, Арал, Севан) и ряду малых и средних водоемов, обнаружено, что в целом за испарительный сезон имеет место сравнительно устойчивое соотношение между слагаемыми теплового баланса. То есть для данного водоема тепло, затрачиваемое, например, на испарение, составляет мало изменяющуюся долю величины $B_{\text{п}}$. Это соотношение, по данным расчетов, относящихся к водоемам различных физико-географических районов, изменяется от 40 до 75%, составляя в среднем около 55%. Сравнительная устойчивость этого соотношения объясняется тем, что две основные величины, слагающие расходную часть теплового баланса,— испарение и эффективное излучение — в значительной степени зависят от одних и тех же факторов: влажности воздуха и температуры воды. Действительно, с увеличением первой и уменьшением второй уменьшается как испарение, так и излучение, только скорость ветра влияет на испарение, не изменяя излучения.

Результаты расчета испарения по методу теплового баланса, выполненные для ряда водоемов, расположенных на территории ЕТС, в Западной Сибири и в Средней Азии, показали, что между отношением $\frac{LE}{B_{\text{п}}}$ и скоростью ветра существует определенная зависимость. Такие зависимости, построенные для 28

пунктов, находящихся на вышеуказанной территории, прямолинейны и описываются уравнением

$$\frac{LE}{B_{\text{п}}} = au_{200} + b.$$

Анализ этих зависимостей показал, что угловой коэффициент a изменяется по территории незначительно (от 0,048 до 0,065) и в среднем может быть принят равным 0,058. В отличие

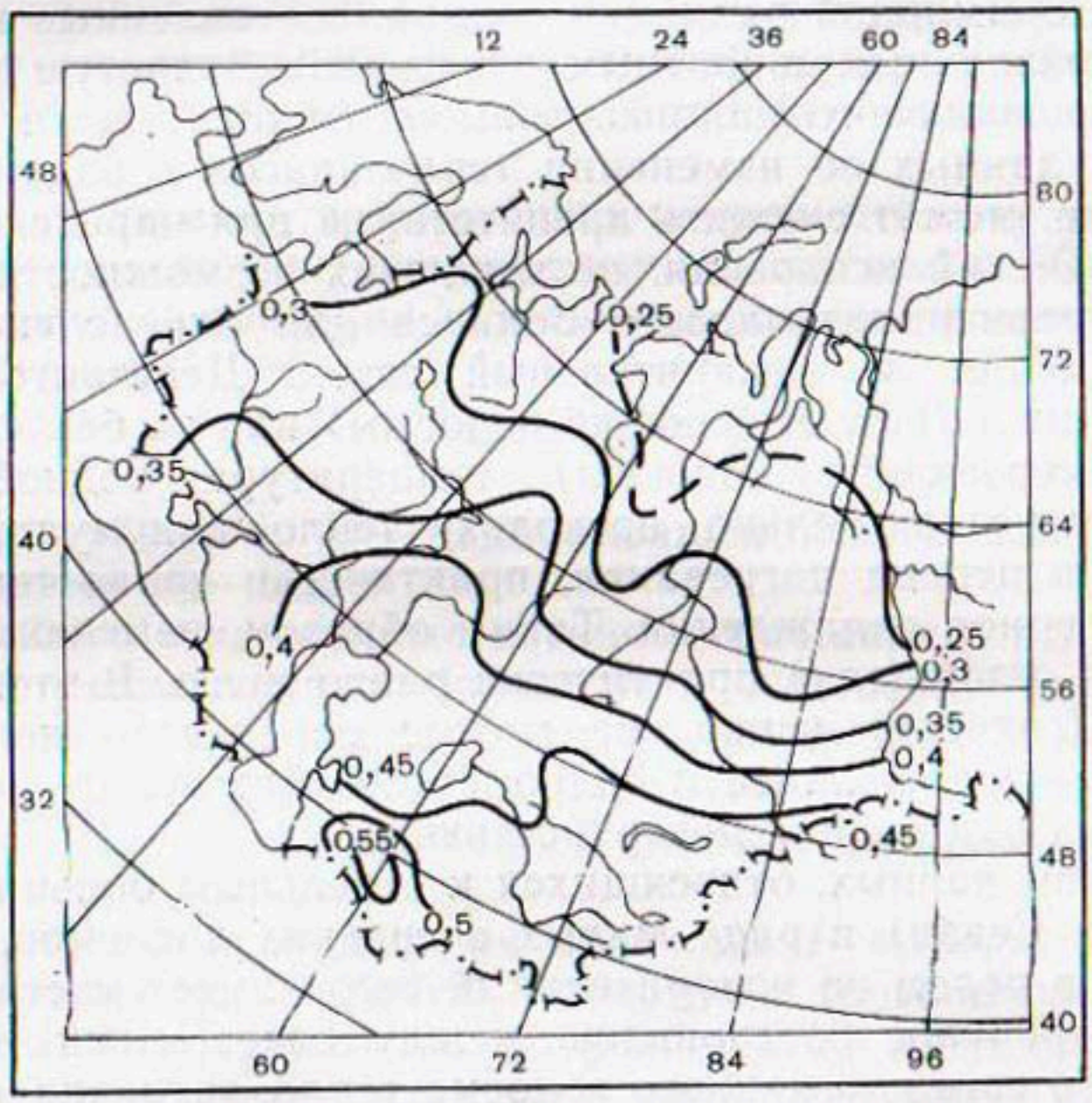


Рис. 17. Картограмма параметра b в уравнении $\frac{EL}{B_{\text{п}}} = 0{,}058u_{200} + b$.

от этого свободный член уравнения b характеризуется пространственной изменчивостью, закономерно увеличиваясь с северо-запада на юго-восток. Для определения параметра b составлена карта-схема (рис. 17), пользуясь которой можно определить суммарное испарение за сезон (год — для незамерзающих водоемов) упрощенным методом по уравнению

$$E_1 = \frac{10nB_{\text{п}}(au_{200} + b)}{600}, \qquad (3.34)$$

где E_1 — испарение за сезон (год), мм; n — число дней в сезоне (году).

Достоверность расчета испарения методом теплового баланса подтверждается согласованностью значений испарения,

Таблица 26

Сопоставление значений испарения (мм), определенных различными методами

Водохранилище	Год (период)	Месяц	По формуле (3.28)	По формуле Браславского—Нургалиева	По тепловому балансу
Рыбинское	1962	V	21		23
		VI	94		94
		VII	73		73
		VIII	80		83
		IX	45		46
		X	35		23
		V—X	348		342
Куйбышевское	1957—66	V	76		52
		VI	121		106
		VII	143		153
		VIII	133		164
		IX	102		126
		X	75		86
		V—X	650		687
Цимлянское	1966	V	93		62
		VI	103		129
		VII	162		138
		VIII	204		220
		IX	167		125
		X	79		106
		XI	44		48
		V—XI	852		828
Кенгирское	1960	VII		228	223
		VIII		196	211
		IX		185	161
	1961	VI		198	199
		VII		197	172
		VIII		202	225
		IX		180	170

определенных различными методами, что, в частности, иллюстрируется данными, относящимися к водохранилищам, расположенным в разных климатических условиях (табл. 26). На всех водохранилищах, помещенных в табл. 26, проводились актинометрические наблюдения над водной поверхностью в отдельных пунктах, а на вдхр Кенгирском — дополнительно синхронно в ряде пунктов на водоеме [14]. Помимо радиационного баланса на всех водохранилищах изучались их термические и метеорологические условия, данные о которых использованы при расчете испарения различными методами.

Расхождение в месячных значениях испарения, рассчитанных гидрометеорологическим методом и по методу теплового баланса, в среднем составляет ±12%, при различии в сезонных значениях испарения ±3%. То есть по методу теплового баланса испарение определяется с такой же точностью, как и по другим методам, средняя погрешность определения месячных значений испарения по которым оценивается в ±10—15%.

Следует иметь в виду, однако, что испарение как остаточный член уравнения теплового баланса при современной изученности гидрометеорологических условий определяется достаточно надежно только для относительно неглубоких водоемов. Эти водоемы отличаются значительной однородностью метеорологических условий по площади и температуры воды в водной массе, в связи с чем по ограниченному числу пунктов наблюдений можно вполне достоверно охарактеризовать их теплозапасы и распределение метеорологических элементов по акватории. Напротив, на обширных и глубоких озерах выбор типичных пунктов наблюдений при разнообразии термических и морфологических условий очень затруднен, вследствие чего и оценка гидрометеорологической обстановки по данным наблюдений менее надежна.

Расчет теплового баланса Ладожского озера, выполненный Н. П. Смирновой [79], показал, что при современной изученности озера этот расчет оказалось возможным выполнить только приближенно, без достаточной увязки прихода-расхода тепла. Невязки баланса в отдельные месяцы велики и достигают 30—40%, что исключает возможность определения испарения как остаточного члена по уравнению теплового баланса.

Метод водного баланса предусматривает расчет испарения по уравнению водного баланса водоема, где испарение оценивается остаточным членом баланса. Этот метод применим для бессточных и слабопроточных водоемов, в общем расходе воды которых испарение достаточно велико, а другие составляющие водного баланса определены на основании инструментальных наблюдений достаточно надежно. Из-за погрешности определения других (изученных) компонентов баланса, возрастающей с сокращением расчетного интервала, метод водного баланса недостаточно надежен для определения испарения за отдельные годы и тем более месяцы, однако при оценке нормы (среднемноголетней величины) испарения он может дать вполне удовлетворительные результаты. Последнее подтверждается итогами расчета испарения с поверхности Аральского моря, выполненного А. Е. Асариным. На основании наблюдений им были детально оценены приходные и аккумуляционные составляющие баланса моря, а испарение определено как остаточный член уравнения водного баланса. Согласно этому расчету, норма испарения с поверхности Аральского моря составляет 940 мм, т. е. оказалась близкой к норме определенной другими авторами.

Определенная Асариным норма испарения с поверхности Аральского моря отличается от ранее выполненных расчетов на 2—4%, т. е. соответствует по точности другим оценкам испарения, полученным на основании методов, предусматривающих использование массовых гидрометеорологических наблюдений на акватории Аральского моря. Поэтому для оценки испарения с поверхности бессточных и слабопроточных водоемов целесообразно использовать метод водного баланса, особенно в тех случаях, когда гидрометеорологические условия бессточного водоема изучены слабо.

Существующие методы расчета испарения, базирующиеся на различной принципиальной основе, при наличии соответствующих данных наблюдений используются для взаимного контроля искомой величины испарения. Однако это возможно только для отдельных водоемов, всесторонне изученных в гидрометеорологическом отношении. В большинстве же случаев, как указывалось выше, наиболее распространенным является гидрометеорологический метод, и именно этим методом определяется испарение с поверхности водохранилищ при составлении их текущих водных балансов. Результаты расчета испарения с поверхности водохранилищ, обобщенные в виде средних многолетних характеристик, приведены в табл. 27.

Данные, помещенные в табл. 27, определены на основании натурных наблюдений на перечисленных водоемах, т. е. на основании материалов, которыми автоматически учтены специфические условия, присущие каждому из водоемов. Эти условия приходится специально учитывать при расчете испарения с поверхности неизученных озер или проектируемых водохранилищ путем оценки трансформации метеорологических элементов и степени влияния глубины на температуру воды.

Изменение испарения с высотой местности. Данные наблюдений на водоемах горных районов свидетельствуют о том, что испарение по своей абсолютной величине убывает с высотой местности за счет уменьшения прогрева водоемов, которые характеризуются более низкой температурой воды, чем водоемы равнинных районов, расположенные в пределах той же широтной зоны, а также за счет иных условий освещенности и метеорологической обстановки над водоемом. Уменьшение испарения с высотой иллюстрируют данные наблюдений по испарительным бассейнам площадью 20 м², обобщенные В. Н. Рейзвихом для территории Средней Азии (табл. 28). В указанной таблице испарение представлено его суммарными величинами за безледный сезон (май—сентябрь), осредненными за 5-летний период, синхронный для всех испарительных бассейнов.

Общеизвестный факт уменьшения абсолютной величины испарения с высотой местности, однако, не имеет универсального характера для различных горных районов, и в каждом отдельном случае обусловливается сочетанием орографических

Таблица 27

Испарение с водной поверхности водохранилищ, мм

Водохранилище	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма испарения за сезон (год)
Верхнесвирское					26	24	42	56	57	58	52		315
Иваньковское					73	108	117	103	73	43	5		522
Угличское					68	109	130	123	85	54	7		576
Рыбинское					41	104	117	119	76	38	24		519
Горьковское					49	109	130	142	95	68	18		611
Павловское				13	53	80	104	96	71	65	22		504
Камское				14	28	66	108	107	76	49	18		466
Воткинское				11	25	71	101	108	90	65	10		481
Куйбышевское				13	71	103	131	132	104	66	26		646
Саратовское				4	51	83	132	150	132	80	36		668
Волгоградское				2	20	86	157	180	146	99	42		732
Цимлянское				43	105	150	188	200	172	105	57		1020
Киевское			15	28	109	131	146	123	95	39	10		696
Кременчугское				27	95	140	161	161	114	64	22	2	786
Днепродзержинское				15	78	128	154	156	128	58	11	2	730
Днепровское им. Ленина				18	89	129	176	165	122	68	32	14	813
Каховское			10	23	73	122	163	174	135	76	32	16	824
Дубоссарское			13	82	92	123	156	151	127	82	12		817
Мингечаурское	54	30	15	50	100	110	130	170	131	120	85	65	1060
Кайраккумское	42	32	52	65	132	210	222	192	152	98	63	40	1300
Касансайское			11	61	113	158	206	188	136	68	13		954
Куюмазарское	46	43	59	82	182	246	288	259	188	121	73	53	1640
Каттакурганское	26	29	44	82	146	199	240	220	163	92	52	34	1327
Кенгирское				82	156	186	235	201	162	108			1130
Новосибирское					53	114	144	156	110	79			656
Братское				24	27	34	57	69	68	60	43	2	384
Вилюйское					20	40	102	98	69	59			388

Таблица 28

Испарение, измеренное на испарительных бассейнах в различных зонах Средней Азии

Пункт наблюдений	Высота над уровнем моря, м	Испарение, мм	Пункт наблюдений	Высота над уровнем моря, м	Испарение, мм
Ясхан	—9,2	1440	Бозсу	489	890
Ашхабад	227	1140	Фрунзе	756	720
Кайраккум	350	1030	Пржевальск	1716	540

условий и общециркуляционных процессов, определяющих изменение метеорологических элементов с высотой. Поэтому при расчете испарения с водоема, для которого соответственно его высотному положению не имеется данных метеорологических наблюдений, необходимо предварительно установить зависимости метеорологических элементов от высоты местности, используя для этой цели наблюдения в различных высотных зонах рассматриваемой территории. Применительно к наиболее изученным горным районам Закавказья такие зависимости уже установлены и помещены в действующих нормативах для расчета испарения [85].

Помимо высотного изменения метеорологических характеристик на испарение с поверхности малых горных водоемов влияет затененность водной поверхности склонами озерной котловины. Затененность понижает приток тепла к водной поверхности за счет прямой и рассеянной солнечной радиации, причем эффект этого понижения различен для разных месяцев года, высоты горных склонов, размеров водоема и других факторов. Описание процесса задержания горными склонами прямой и рассеянной солнечной радиации приведено в работе [73]. Авторами этой работы рекомендован метод определения коэффициента $K_р$, характеризующего уменьшение поглощенной водой солнечной радиации в зависимости от высоты и крутизны береговых склонов. Согласно расчету, у малых водоемов, расположенных на дне глубоких, каньонообразных котловин, уменьшение поглощенной водой солнечной радиации может достигать 80—90%, а у озер, частично затеняемых береговыми склонами, эффект уменьшения притока тепла снижается до 10—20%. Однако и в этом случае уменьшение прихода тепла снижает испарение с водной поверхности и, как показали наблюдения по наземным испарителям в долине р. Малой Алмаатинки, это снижение составляет 10—15%. Поэтому при расчете испарения с поверхности малых озер (водохранилищ) горных районов, при условии выполнения расчета с предварительным вычислением температуры воды по методу теплового баланса, следует

учитывать эффект уменьшения поглощенной водой солнечной радиации. На крупных водоемах горных стран из-за незначительной доли затеняемой склонами водной поверхности потери поглощенной водой солнечной радиации невелики и могут не приниматься в расчет.

Влияние водной растительности на испарение с водной поверхности. Водная растительность влияет на испарение в двух взаимопротивоположных направлениях: с одной стороны, за счет ослабления скорости ветра в приводном слое воздуха и частичной затененности водной поверхности от прямой солнечной радиации происходит уменьшение испарения с водной поверхности; с другой стороны, потери на испарение существенно возрастают, так как растения интенсивно транспирируют влагу.

Количественная оценка потерь на испарение с зарастающих водоемов производится на основании наблюдений по испарителям, загруженным монолитами с водолюбивой растительностью. Способ установки испарителя и степень идентичности растительности в испарителе с окружающей его средой определяет достоверность получаемых результатов, которые, именно в силу различия в условиях производства опытов, до недавнего времени приводили к противоречивым выводам. Первоначально наблюдения проводились на испарителях, установленных изолированно на суше, вне зарослей водной растительности на водоеме. Результаты этих опытов показали, что испарение с испарителей с растительностью в 2—2,5 раза превышает испарение с испарителей, заполненных водой. С другой стороны, аналогичные опыты, проводившиеся в зарослях водолюбивой растительности, обнаруживали значительно меньшее превышение испарения за счет транспирации, а в отдельных случаях даже имело место практически полное совпадение испарения, измеренного при помощи водных испарителей и испарителей с растительностью. Последнее, в частности, наблюдалось на вдхр Кенгирском, на котором испарители были установлены в хвостовой его части, в зарослях водной растительности [14].

По мере накопления экспериментального материала и совершенствования методики наблюдений постепенно выяснялась закономерность транспирации и испарения с водной поверхности, затененной растениями, и выявились факторы, влияющие на эти процессы. Было обнаружено, что интенсивность транспирации зависит от количества растительной массы на единицу площади, фазы развития растительности и гидрометеорологических условий данного года.

Влияние гидрометеорологических условий, оцениваемых дефицитом влажности воздуха, на суммарное испарение (транспирация плюс испарение с воды, затененной растениями) описывается зависимостью, предложенной Т. М. Гельбух [36] (рис. 18). Эта зависимость построена по сезонным значениям суммарного испарения, полученного по данным наблюдений, выполнявшихся

среди зарослей водной растительности на водоемах и в дельтах крупнейших рек различных районов СССР. Суммарное испарение возрастает с увеличением засушливости района, свидетельствуя об идентичности хода транспирации и испарения с водной поверхности, последнее из которых подчиняется географической зональности. Такой же закономерности следует и транспирация, возрастающая от северных районов к южным, где при более благоприятных климатических условиях водная растительность достигает большей мощности.

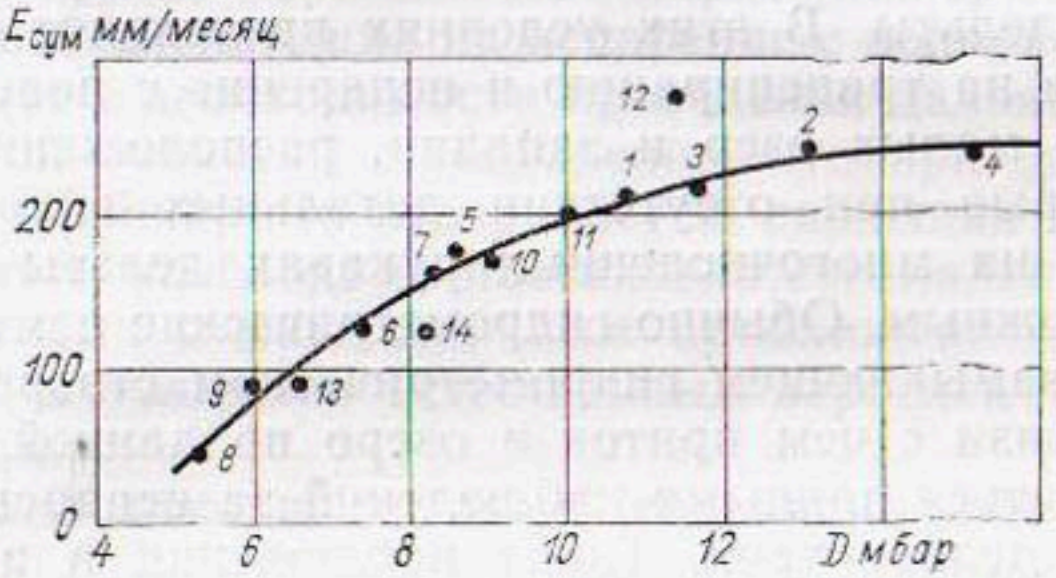


Рис. 18. Зависимость суммарного испарения (транспирация плюс испарение с воды между растениями) от дефицита влажности воздуха (по Т. М. Гельбух).

1—7 — дельта р. Или, *8—10* — малые озера Северного Казахстана, *11* — дельта р. Амударьи, *12* — оз. Рыбный Сакрыл, *13* — озеро на Алтае, *14* — пойма р. Сал.

В результате обобщения накопленного материала наблюдений было установлено, что водная растительность повсеместно повышает потери на испарение, однако в зоне избыточного увлажнения степень этого повышения ниже, чем в засушливых районах страны. При современной изученности вопроса не представляется возможным корректировать испарение за счет транспирации от года к году и внутри испарительного сезона, поэтому действующими нормативами по расчету испарения рекомендуется вводить поправки на транспирацию только в сезонное испарение, определенное в среднем за многолетний период. Значение коэффициента для учета влияния дополнительного испарения с заросшей части водоема принимается для лесных и лесостепных районов СССР равным 1,3, а для степных и полупустынных — 1,5. Поправки вводятся в расчет с учетом доли поверхности водоема, заросшей водной растительностью, т. е. они применяются только для той части водоема, которая покрыта водолюбивой растительностью. Указанные значения поправок применимы лишь для малых и средних водоемов и нуждаются в существенных коррективах для обширных заросших поверхностей, где для их определения необходимы наблюдения в конкретных

условиях изучаемого объекта. Зарастание водной растительностью крупных водоемов, как правило, незначительно и ограничивается узкой прибрежной зоной, доля которой ничтожна по отношению к общей площади зеркала водоема. Однако заросли водолюбивой растительности обычно покрывают обширные дельтовые участки рек, впадающих в озера засушливых областей. Площади зарослей в дельтах рек Или, Сырдарьи и Амударьи исчисляются многими сотнями квадратных километров; их существование поддерживается разливами многочисленных рукавов, которые ответвляются от главного русла на территории дельты. В этих условиях происходят значительные потери стока на транспирацию и испарение с поверхности многочисленных малых озер и западин, расположенных в дельте, учесть которые при отсутствии детальных гидрометрических наблюдений на многочисленных рукавах дельты не представляется возможным. Обычно гидрометрические измерения производятся на замыкающем гидрометрическом створе в верховьях дельты, в связи с чем приток в озеро по данной реке должен корректироваться данными наблюдений за испарением и транспирацией в дельте реки. Такие наблюдения в период 1953—1958 гг. проводились в дельте р. Или, где испарение с водной поверхности измерялось при помощи наземных и плавучих испарителей, а суммарное испарение — по испарителям с монолитами тростника, которые устанавливались среди естественных зарослей. Результаты этих наблюдений подтвердили широко распространенное мнение о повышении испарения с водной поверхности за счет транспирации растений, что нашло свое отражение в итогах расчета водного баланса дельты р. Или, составленного Т. М. Гельбух [35]. Согласно исследованиям Гельбух, в дельте р. Или в среднем за многолетний год на испарение и транспирацию теряется 3,87 км^3 воды. Указывая на то, что при составлении водного баланса дельты были сделаны некоторые предположения, упрощающие расчет, Гельбух на примере дополнительного расчета баланса дельты за 1957-58 г. оценила результаты своих исследований данными гидрометрических измерений, выполнявшихся в этот период экспедицией Гидропроекта на рукавах в дельте р. Или.

Согласно гидрометрическим измерениям, потери стока в дельте р. Или составили 2,9 км^3, а с учетом осадков, выпавших в этот период, объем испарившейся воды с дельты составил 4,34 км^3 против 4,63 км^3, определенных Гельбух по методу водного баланса дельты. Близкие значения полученных величин свидетельствуют о достоверности выполненных расчетов, однако некоторое превышение (0,29 км^3) потерь на испарение по методу водного баланса дельты косвенным образом указывает на некоторое завышение испарения с зарастающих водоемов, определенного по наблюдениям испарителей-транспираторов. На факт завышения суммарного испарения испарителями-транспи-

раторами повторно указывает Браславский, под руководством которого в 1969 и 1970 гг. выполнялись наблюдения за испарением на оз. Зайсан в дельте р. Черного Иртыша. Наблюдения производились при помощи шести испарителей-транспираторов, установленных в зарослях тростника. Эти наблюдения показали, что при условии соблюдения идентичности высоты расположения корневой системы растений и высоты и густоты растений в монолите и в окружающих зарослях суммарное испарение практически равно испарению с водной поверхности.

Наличие сохраняющихся до сих пор противоречивых суждений о влиянии транспирации на испарение с водной поверхности свидетельствует о необходимости проведения дальнейших исследований в этой области, и несомненно, что при оценке потерь на испарение с обширных поверхностей, заросших водолюбивой растительностью, необходима постановка специальных наблюдений, выполняемых с максимальным приближением обстановки эксперимента к условиям естественных зарослей водолюбивой растительности.

Испарение с обсохшего ложа водохранилища. Испарение с поверхности осушаемых участков водохранилищ зависит от тех же факторов, что и испарение с водной поверхности, а также от характера грунта и уровня грунтовых вод. Экспериментальных данных, характеризующих испарение и динамику испарения с осушаемых участков водохранилищ, в настоящее время недостаточно для всестороннего описания этого процесса, а потому при необходимости производить точные и ответственные расчеты требуется постановка на изучаемом водоеме специальных наблюдений. Приближенная оценка испарения с поверхности обсохших участков водохранилищ осуществляется в соответствии с рекомендациями работы [85].

Согласно этой работе, при медленном понижении уровня водохранилища и высоком стоянии уровня грунтовых вод для районов недостаточного увлажнения испарение с обсохших участков рекомендуется принимать равным $^2/_3$ испарения с водной поверхности, а для районов достаточного и избыточного увлажнения — таким же, как испарение с водной поверхности.

При интенсивной сработке водохранилища и уровне грунтовых вод под обсохшим ложем ниже 2 м испарение за периоды без осадков рассчитывается по формуле

$$E_t = E_н e^{-0,03t}, \qquad (3.35)$$

где E_t — интенсивность испарения в момент времени t; $E_н$ — интенсивность испарения в начальный момент времени; t — продолжительность расчетного интервала в сутках; e — основание натуральных логарифмов.

Величина $E_н$ соответствует испарению с поверхности максимально увлажненной почвы и рассчитывается как произведение испарения с водной поверхности водохранилища в момент

обнажения его ложа и коэффициента k_t. Коэффициент k_t принимается равным 1,3 для водохранилищ, расположенных в зоне недостаточного увлажнения, и 1,2 — в районах достаточного и избыточного увлажнения. Расчет ведется последовательно по декадам, на конец каждой декады с последующим определением среднесуточной величины и суммарного испарения за декаду.

Вышеприведенные методы расчета применимы для определения испарения с поверхности воды и обсохшего ложа водохранилищ, но недостаточны для характеристики дополнительных потерь стока, возникающих с зарегулированием водохранилищами рек. Для оценки этих потерь помимо сведений об испарении с водной поверхности необходимо располагать данными об испарении с зоны затопления, имевшем место при бытовом режиме реки.

Потери стока на испарение с поверхности водохранилищ. При водохозяйственных расчетах проектируемых водохранилищ испарение с зоны затопления будущего водохранилища обычно оценивают по разности между осадками и стоком реки в замыкающем створе, полагая испарение в зоне затопления равным его среднему значению на водосборе водохранилища. Между тем значительная часть зоны затопления будущего водохранилища зачастую бывает занята пойменными увлажненными участками с водолюбивой растительностью, испарение с поверхности которых значительно превосходит испарение с суходольных участков. Это положение подтверждается данными наблюдений на вдхр Кенгирском [14]. В верховьях этого водохранилища в 1960 и 1961 гг. велись наблюдения за испарением при помощи весовых испарителей с поверхности участков разной увлажненности: в пойме с водолюбивой растительностью, на периодически подтопляемом приурезном участке водохранилища и на суходольном участке. Эти наблюдения показали, что испарение с поверхности увлажняемых участков значительно превосходит испарение с суходола, составляя в среднем около 70% испарения с водной поверхности, В целом испарение с поверхности зоны затопления вдхр Кенгирского, определенное с учетом веса площадей участков различной увлажненности, оказалось равным 350 мм против его величины на суходоле — 174 мм, т. е. в 2 раза превышающим испарение с поверхности бассейна реки. Такой контраст в значениях испарения в зоне затопления и на водосборе, присущий районам недостаточного увлажнения, вероятно, не имеет места в зоне достаточного и избыточного увлажнения, однако и в этом случае распространение на зону затопления значения испарения, определенного по разности между осадками и стоком в створе замыкающего гидроузла, может привести к существенным ошибкам в определении потерь стока. Последнее обусловливается также недостаточной полнотой и чрезмерной генерализацией исходных данных для расчета, исключающей возможность учета специфических условий стока

с зоны затопления. В силу указанных причин неоднократные попытки оценить потери стока р. Волги за счет испарения с поверхности водохранилищ Волжско-Камского каскада приводили к разноречивым результатам; разные исследователи приводили несогласующиеся между собой количественные оценки потерь стока от 2,4 до 12,1 км³/год [90]. В целях выяснения вопроса о действительном значении потерь стока р. Волги И. А. Шикломановым и Г. М. Веретенниковой был выполнен новый расчет, причем в этом случае в качестве исходного материала использовались более полные и детальные данные. Испарение и осадки оценивались по данным воднобалансовых исследований, выполняемых регулярно для всех волжских водохранилищ. Сведения о стоке в зонах затопления определены для каждой из зон по материалам типичных для них рек-аналогов. Учтены размеры зеркала водной поверхности, которые в бытовых условиях колебались в зависимости от сезонного изменения водности реки в довольно широких пределах. В частности, было показано, что в весенний период поверхность зеркала реки приближалась по размеру к водохранилищу, а в летние месяцы составляла 10—20% его площади. В связи с этим потери стока подсчитывались не со всей площади зоны затопления, а только с дополнительной площади затопления ($F_{доп}$).

Схема расчета потерь воды на испарение основана на уравнениях, характеризующих сток до ($y_{ст}$) и после сооружения водохранилища ($y'_{ст}$):

до создания водохранилища

$$y_{ст} = y_{пр} + y_{б.\,пр} + y_{с}, \tag{3.36}$$

где $y_{пр}$ — объем притока по главной реке, $y_{б.\,пр}$ — объем бокового притока к периферии зоны затопления, $y_{с}$ — объем стока с площади предполагаемого затопления;

после сооружения водохранилища

$$y'_{ст} = y_{пр} + y_{б.\,пр} + x - E_{в}, \tag{3.37}$$

где x — осадки, $E_{в}$ — испарение с поверхности водохранилища.

Слой потерь стока u определяется разностью уравнений (3.36) и (3.37)

$$u = y_{ст} - y'_{ст} = E_{в} - x - y_{с}. \tag{3.38}$$

Потери стока, вычисленные по уравнению (3.38) раздельно для теплого (апрель—октябрь) и холодного (ноябрь—март) периодов и по сумме этих величин в целом за год, в виде значений, осредненных за 11-летний период, синхронный для всех водохранилищ каскада, приведены в табл. 29.

Расчетом обнаружено, что потери стока наблюдаются в теплое время года, а зимой безвозвратные потери отрицательны.

Таблица 29

Средние потери стока р. Волги за счет испарения с водохранилищ Волжско-Камского каскада за период 1959—1969 гг. (по И. А. Шикломанову и Г. М. Веретенниковой)

Водохранилище	$F_{доп}$ км²	Теплый период		Холодный период		Год	
		u мм	*u* км³	*u* мм	*u* км³	*u* мм	*u* км³
Иваньковское	235	211	0,058	—158	—0,028	53	0,026
Угличское	186	294	0,055	—152	—0,027	142	0,027
Рыбинское	4029	269	1,108	—147	—0,458	122	0,650
Горьковское	1220	356	0,414	—141	—0,179	215	0,234
Камское	1320	265	0,340	—155	—0,140	110	0,150
Воткинское	646	248	0,163	—158	—0,096	90	0,067
Куйбышевское	4000	400	1,67	—0,116	—0,435	283	1,233
Саратовское	1250	(432)	0,543	(—0,106)	(—0,139)	(326)	(0,410)
Волгоградское	2070	464	0,973	—94	—0,223	370	0,751

Примечание. Во второй графе таблицы приведены средние за год значения $F_{доп}$. Потери стока за теплый и холодный периоды года подсчитывались с использованием среднесезонных значений $F_{доп}$.

В целом водохранилища Волжско-Камского каскада на дополнительное испарение расходуют 3,6 км³/год, что составляет около 1,5% среднегодового стока р. Волги у г. Волгограда. Потери стока имеют зональный характер и возрастают по мере продвижения от зоны избыточного к зоне недостаточного увлажнения, изменяясь от 50—150 до 200—250 мм для северных водохранилищ и увеличиваясь до 300—400 мм для южных. Расчеты, выполнявшиеся раздельно по годам, показали, что потери стока обладают большой изменчивостью, превосходящей изменчивость, используемых для их определения величин стока и осадков. Коэффициент вариации годового слоя потерь стока C_{v_u} для водохранилищ Рыбинского и Куйбышевского соответственно составляет 0,70 и 0,40, в то время как C_{v_x} (осадков) — 0,21 и 0,18, а C_{v_y} — 0,28 и 0,19. В отдельные годы может изменяться не только значение потерь стока, но и его знак, что, однако, имеет место на всех водохранилищах, за исключением расположенных в зоне недостаточного увлажнения.

Авторы расчета потерь стока для водохранилищ Волжско-Камского каскада подчеркивают, что при соответствующих расчетах необходимо учитывать размеры только действительно незаливаемых водами паводков участков зоны затопления водохранилища, т. е. определять величину $F_{доп}$. Отнесение испарения с суши ко всей площади будущего водохранилища неоправданно завышает потери стока, которые при этом условии для водохранилищ Волжско-Камского каскада возрастают до 4,8 км³/год, т. е. оказываются преувеличенными на 30%.

3.5. Подземные компоненты: подземный приток, подземный отток, аккумуляция в грунтах берегов

Подземные составляющие являются наименее изученными элементами водного баланса водоемов, поскольку для их определения необходимы трудоемкие и дорогостоящие гидрогеологические наблюдения в разных районах водосбора, различающихся по орографии, литологическому строению и характеру напластования водопроводящих грунтов. На крупных водоемах при большой протяженности береговой линии и разнородных геологических условиях для их всестороннего освещения нужна разветвленная сеть специализированных гидрогеологических наблюдательных пунктов, организация и эксплуатация которой сопряжена с высокими материальными затратами, вложение которых не вызывается практической необходимостью при эксплуатации водоемов. Поэтому соответствующие наблюдения на водоемах обычно не производятся, вследствие чего при расчетах водного баланса подземные компоненты, как правило, не учитываются, что, однако, допустимо лишь при условии их малого удельного веса в общем приходе-расходе воды. Между тем у многих водоемов горных и предгорных районов, а также у малых озер подземные компоненты играют существенную роль в их водном балансе, и в этом случае необходим хотя бы приближенный учет величины и знака подземных составляющих баланса. По участию в общем приходе-расходе воды подземные компоненты подразделяются следующим образом: 1) подземный приток — $V'_{пр}$, 2) подземный отток (фильтрация) — $V'_{ст}$ и 3) аккумуляция воды в грунтах берегов — $V_{п}$. Первый компонент относится к приходным, второй — к расходным, третий — к аккумуляционным составляющим баланса.

Подземный приток слагается из подземных вод, дренируемых водоемами. Основная масса этих вод дренируется речной сетью бассейна и поступает в водоем вместе с поверхностным притоком. Однако у многих горных озер, котловины которых бывают выстланы крупнозернистым материалом значительной мощности, реки с неглубоко врезанными долинами не дренируют всей водоносной толщи, и поэтому значительная часть притока поступает в озеро подземным путем в виде подрусловых потоков рек, а также грунтовых вод, вскрываемых берегами озера на межустьевых и бессточных участках. Часть подземных вод (напорные воды) может поступать в виде ключей через дно водоема, что, однако, наблюдается при наличии маломощных и крупнозернистых грунтов в прибрежной части водоема и обычно не имеет места в глубинной зоне, где располагаются мелкозернистые уплотненные грунты. В отдельных случаях напорные воды выходят в прибрежной области или выше уреза воды, в этом случае на основании измерений необходимо оценить дебит этих источников.

Отток (фильтрация) осуществляется обычно в прибрежной зоне водоема в тех случаях, когда уклон водоносных пластов направлен в сторону от водоема, за пределы его подземного водосбора, а дно выстлано крупнозернистыми породами. Особенно значительными утечки воды могут быть в районах распространения закарстованных пород. В отдельных случаях возможен отток в более глубокие слои, если с ними существует связь через проницаемые грунты.

У смежных озер фильтрация часто наблюдается через перемычки, разделяющие котловины озер.

Аккумуляция в грунтах берегов наблюдается при переменном уклоне грунтовых вод на прибрежных участках водосма, где они периодически подпираются или дренируются со стороны водоема в связи с изменением его уровня.

Роль подземных компонентов в водном балансе озер (водохранилищ). Накопленные к настоящему времени данные свидетельствуют о том, что наиболее распространенным среди подземных компонентов является подземный приток, который участвует в водном балансе преобладающего числа внутренних водоемов. Однако роль этого элемента и соответственно необходимость специального учета его при воднобалансовых расчетах различна у разных водоемов. У крупных водоемов равнинных районов подземный приток по своему удельному весу невелик и, кроме того, он практически полностью учитывается совместно с поверхностным стоком, поскольку равнинные реки дренируют неглубоко расположенные водоносные пласты. Применительно к этим водоемам при воднобалансовых расчетах допустимо не осуществлять специального учета подземного притока. Иначе обстоит дело с малыми озерами, многие из которых имеют значительное подземное питание. Однако грунтовый приток в зависимости от орографии местности, литологического строения, глубины залегания водоносных пластов и вреза чаши озера может быть различным даже для водоемов, расположенных в близких климатических условиях. Известно, например, что в степных районах Казахстана наряду с озерами со стабильным режимом имеется много водоемов, существенно сокращающихся в размерах или даже полностью пересыхающих в засушливые периоды. Первые из этих озер, обычно более глубокие, значительную часть притока получают за счет грунтовых вод, а вторые — плоские, блюдцеобразные, в основном питаются поверхностными водами. Однако, как показали результаты полевого обследования десятков малых озер Северного Казахстана, выполненного Государственным гидрологическим институтом, глубина водоемов далеко не всегда является показателем наличия или отсутствия подземного питания. При глубине, равной 2—3 м, озера Северо-Казахстанской области из-за широкого распространения здесь слабофильтрующих грунтов обладают низким подземным притоком, составляющим не более 15—20% об-

щего поступления воды в озера. В то же время аналогичные по глубине озера в пределах Казахстанского мелкосопочника, в районе Баянских гор, отличаясь в целом более высокими водными ресурсами, одновременно характеризуются повышенным подземным притоком, который составляет 40—60% в их водном балансе.

Согласно воднобалансовым расчетам, выполненным М. А. Андреевой [2], грунтовый приток в малые озера горных районов Среднего и Южного Урала составляет 15—20% общего прихода воды, а в степных районах Зауралья возрастает до 30—35%, однако последнее имеет место только у озер, занимающих пониженные участки междуречных пространств. Озера, расположенные на возвышенных участках, не имеют грунтового питания.

Довольно значительным может быть подземный приток в малые озера заболоченных районов Сибири, где его роль возрастает с уменьшением степени озерности водосбора, соответственно изменяясь от 2 до 20% [68].

Подземный отток (фильтрация) — более редкое явление на внутренних водоемах, однако в отдельных случаях и преимущественно у малых горных озер он может являться главнейшей расходной составляющей их водного баланса. Менее значительна роль фильтрации в балансе крупных водоемов; в частности, у оз. Севан в его естественном состоянии фильтрация составляла около 4% общего расхода воды, а со спуском озера на 13 м сократилась до 2%. У многих малых озер засушливых районов в связи с положением их уровня наблюдается периодическое изменение уклона зеркала подземных вод, в соответствии с чем осуществляется то подземное питание, то фильтрация воды из озера. Подобное явление отмечалось на озерах Ишим-Иртышского междуречья Большое Чебачье и Майбалык [46].

Фильтрация из водохранилищ возникает в тех случаях, когда с заполнением водохранилища его уровень превышает отметку зеркала грунтовых вод на водоразделе со смежным бассейном. Это, в частности, имеет место на вдхр Каховском, где к тому же в приплотинной части распространены закарстованные породы. Однако, как показали расчеты, основывающиеся на данных детальных гидрогеологических наблюдений, расход фильтрации из водохранилища невелик и составляет только 0,3% расходной части баланса. Тем не менее у отдельных горных водоемов потери на фильтрацию могут быть значительными, и, в частности, у вдхр Храмского они составляют 20% общего расхода воды.

Относительно небольшой, но закономерно изменяющейся в соответствии с ходом уровня водохранилища является временная аккумуляция воды в грунтах берегов, о чем можно судить по рис. 19, на котором представлена зависимость $V_п = f(H)$ для вдхр Новосибирского [11].

Роль подземных компонентов в водном балансе водоемов, различных по размерам и геологическому строению, неодинакова, и при их небольшом удельном весе в общем приходе-расходе воды равнинных водоемов может быть значительной у водоемов горных районов. Об этом свидетельствуют данные таблиц 30 и 31, заимствованные из различных литературных источников, в которых подземные составляющие определялись по водному балансу или на основании расчета по гидрогеологическим данным.

Временная аккумуляция воды в грунтах берегов невелика в общем приходе-расходе воды, но может быть существенной по отношению к аккумуляционным составляющим баланса. Расчеты, основывающиеся на данных наблюдений за уровнем грунтовых вод по периферии водохранилищ Рыбинского и Новосибирского, показали, что в зависимости от положения уровня водоема и степени закальматированности грунтов берегов, возрастающей со старением водохранилища, величина $V_п$ на первом из указанных водохранилищ, согласно работе [13], изменяется от 0,1 до 0,5 км³, а на втором — от 0,1 до 0,25 км³ [11].

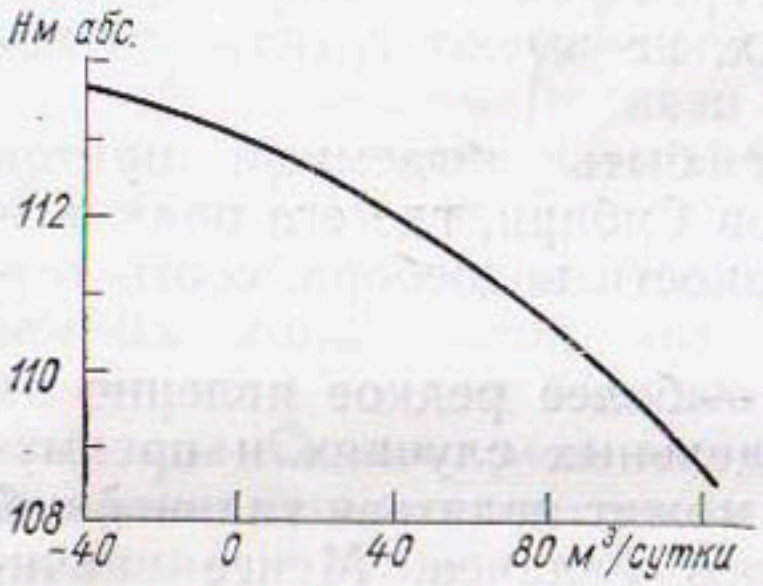


Рис. 19. Зависимость расходов воды, аккумулированной в грунтах берегов, от уровня. вдхр Новосибирское.

Приближенные методы расчета подземных компонентов. Подземный приток в соответствии с составом исходных данных определяется: 1) по уравнению водного баланса водоема или 2) методами, основывающимися на использовании гидрогеологических данных.

По первому методу подземный приток определяется как остаточный член уравнения водного баланса при условии, что другие составляющие баланса достаточно хорошо изучены, а подземный приток играет значительную роль в балансе и заведомо превосходит по своей величине возможную погрешность определения «наземных» компонентов баланса.

Среди методов, основывающихся на использовании гидрогеологических данных, наибольшее распространение имеют следующие: 1) расчет по уравнению движения воды в грунтах и 2) метод, базирующийся на произведении скорости и площади.

В зависимости от характера залегания и крупности водопроводящих пород производится выбор уравнения движения, по которому производится расчет расхода подземного притока ($Q_п$). Наиболее широкое распространение имеет формула Дарси, применимая в условиях равномерного движения, когда сечения потока остаются постоянными по пути движения вод по

Таблица 30

Удельный вес подземного притока в общем приходе воды озер и водохранилищ

Водоем	Площадь зеркала водоема, км²	Подземный приток		Способ определения подземного притока
		объем за год, м³.10⁶	доля в общем приходе воды, %	
Озера				
Каспийское море	374 000	4000	1,0	Расчетом по гидрогеологическим данным [72]
Аральское море	64 000	3400	5,6	То же [27]
Ладожское	17 700	1240	1,7	Срезкой гидрографа стока рек [71]
Балхаш	18 200	800	4,3	Расчетом по гидрогеологическим данным [9]
Иссык-Куль	6 200	1890	29,0	Расчетом баланса подземных вод и по водному балансу озера
Алаколь	2 560	770	24,9	По водному балансу озера [55]
Сасыкколь	736	100	7,7	То же
Севан (в естественных условиях)	1 430	20	1,6	Расчетом по гидрогеологическим данным [40]
Севан (при сработке на 13 м)	1 300	33	2,6	То же
Кулундинское	730	126	25,0	По водному балансу озера [92]
Кучук	170	26,4	31,0	Расчетом по гидрогеологическим данным [92]
Самотлор (бассейн среднего течения р. Оби)	61	1,8	4,5	По водному балансу озера [68]
Камыл-Элтор (бассейн среднего течения р. Оби)	24,5	3,4	18,3	То же
Водохранилища				
Куйбышевское	6 500	1100	0,5	Расчетом по гидрогеологическим данным [67]
Новосибирское	1 070	370	0,70	То же [11]
Кайраккумское	573	29	0,20	„ [10]

Таблица 31

Удельный вес подземного оттока в общем расходе воды озер и водохранилищ

Водоем	Площадь зеркала водоема, км²	Подземный отток (фильтрация)		Способ определения фильтрации
		объем за год, м³·10⁶	доля в общем расходе воды, %	
Севан оз. (в естественном состоянии)	1420	48,0	3,8	Расчетом по гидрогеологическим данным [38]
Севан оз. (при спуске на 13 м)	1300	25,0	2,0	То же
Каховское вдхр	2150	160	0,3	Расчетом по уравнению неустановившегося движения [42]
Кулундинское оз.	730	7,3	1,2	Расчетом по гидрогеологическим данным [92]
Б. Алагель оз. (Азербайджанская ССР)	5,1	101,5	98,0	По водному балансу озера [44]
Храмское вдхр	33,7	68	20,6	Расчетом по гидрогеологическим данным [86]
Борщенское вдхр (Курская обл.)	0,37	0,1	3,0	По водному балансу водоема [82]
Домашканское вдхр (Чкаловская обл.)	2,2	0,77	6,0	То же [70]

однородному пласту. По этим признакам (равномерность движения, однородность подстилающих пород) для больших водоемов предварительно производится районирование их водосборов с определением типичных для района физических характеристик грунтов.

Формула Дарси имеет вид

$$Q_{\text{п}} = BhK\frac{H_1 - H_2}{l}, \tag{3.39}$$

где $Q_{\text{п}}$ в м³/сутки; B — ширина потока, м; h — мощность потока, м; K — коэффициент фильтрации, м/сутки; H_1 и H_2 — соответственно отметки уровня воды (м) в двух сечениях, расположенных по длине потока на расстоянии l, м.

Формула (3.39) может быть применима и к напорным водам при условии постоянства их расхода.

Значения коэффициента фильтрации определяются лабораторным способом либо в природных условиях — путем опытных откачек. Сведения о коэффициентах фильтрации, равно как об уровнях грунтовых вод, имеются для большинства водохранилищ, в период проектирования которых производится гидрогеологическая съемка района водохранилища с организацией наблюдений на временно действующей сети колодцев и скважин. При отсутствии данных о физических свойствах грунтов значения коэффициента K для расчета подземного притока заимствуются из справочных нормативов, полученных обобщением лабораторных и натурных исследований применительно к грунтам разной крупности и проводимости.

Расчет подземного притока методом «скорость на площадь» производится по формуле

$$Q_{\text{п}} = Fu = Bhnu, \tag{3.40}$$

где F — площадь живого сечения, м², равная произведению Bhn (n — коэффициент пористости); u — действительная средняя скорость движения воды в порах, м/сутки.

Действительная скорость представляет собой отношение величин $\frac{v}{n}$, где v — скорость движения воды, отнесенная ко всему сечению фильтрующей породы.

Помимо указанных методов для расчета подземного притока используется способ срезки поверхностного стока на гидрографах, выполняемой на основании предварительного районирования водосбора водоема по климатическим, орографическим и гидрогеологическим условиям. Таким образом, в частности, оценен подземный приток в оз. Ладожское [71].

В отдельных случаях подземный приток определяется по балансу грунтовых вод в котловине озера. Такой метод был использован М. И. Каплинским при расчете подземного притока в оз. Иссык-Куль, в котловине которого значительная часть

речного стока расходуется на орошение сельскохозяйственных полей. Вода по каналам межхозяйственной оросительной сети поступает в меньшие каналы водохозяйственной сети, а оттуда на поля. На своем пути от выхода с гор до сельскохозяйственных угодий часть стока реки теряется на фильтрацию в грунты, откуда частично расходуется на испарение. Подземный приток в озеро был определен по уравнению

$$Q_{\text{п}} = \alpha_{\text{р}} \Phi_{\text{р}} + \alpha_{\text{м. х}} \Phi_{\text{м. х}} + \alpha_{\text{в. х}} \Phi_{\text{в. х}} + \alpha_{\text{п}} \Phi_{\text{п}} + \alpha_{\text{о}} \Phi_{\text{о}} - H_{\text{гр}} \pm \Delta, \quad (3.41)$$

где $\Phi_{\text{р}}$, $\Phi_{\text{м. х}}$, $\Phi_{\text{в. х}}$, $\Phi_{\text{п}}$, $\Phi_{\text{о}}$ — объем фильтрационных потерь соответственно из русел рек, межхозяйственной оросительной сети, водохозяйственной сети, на полях, за счет атмосферных осадков; α — коэффициент, учитывающий долю фильтрационных потерь, поступающих в грунтовые воды; H — испарение с грунтовых вод; Δ — изменение запасов грунтовых вод.

Расчетом, выполненным по данным об объемах забранной из рек и израсходованной воды, последние из которых оценены с учетом определенных экспериментально коэффициентов полезного действия разных звеньев оросительной сети, составлен баланс подземных вод иссык-кульской котловины в среднем за шестилетний период. При расчете изменение запасов грунтовых вод (Δ) было принято равным нулю (табл. 32.)

Таблица 32

Баланс грунтовых вод в котловине оз. Иссык-Куль за 1960—1965 гг.

Приход грунтовых вод за счет фильтрации, м³/с						Расход грунтовых вод, м³/с	
осадков, $\Phi_{\text{о}}$	из русел, $\Phi_{\text{р}}$	межхозяйственной сети, $\Phi_{\text{м. х}}$	водохозяйственной сети, $\Phi_{\text{в.х}}$	с полей, $\Phi_{\text{п}}$	сумма прихода	испарение с грунтовых вод, H	сток в озеро, $Q_{\text{п}}$
4,02	47,3	5,64	9,61	1,76	68,33	5,04	63,29

Одновременно Каплинский определил подземный приток за тот же шестилетний период по уравнению водного баланса оз. Иссык-Куль. Значение подземного притока по этому методу оказалось равным 55 м³/с, т. е. расхождение в искомых величинах $Q_{\text{п}}$ составило 11%, что можно считать приемлемым для приближенной оценки подземного притока.

Подземный отток (фильтрация) из водоема в каждом отдельном случае определяется на основании специальных исследований с постановкой натурных наблюдений. Для приближенной оценки фильтрации используются расчеты, основывающиеся на данных рекогносцировочных наблюдений.

В случае фильтрации через водораздел и при наличии однородного водопроводящего пласта для расчета фильтрации ($м^3$/сутки) используется формула Депюи—Каменского.

$$Q_ф = B\left(\frac{h_1 + h_2}{2} k \frac{H_1 - H_2}{l} - \frac{Wl}{2}\right), \qquad (3.42)$$

где B —ширина потока, м; h_1 и h_2— мощность потока (м) в первом и втором береговых сечениях (рис. 20); k — коэффициент фильтрации, м/сутки; H_1 и H_2 — отметки уровня воды в водоеме и реке; W — инфильтрация, характеризующая количество воды, просочившейся сверху на поверхность грунтовых вод, м/сутки; l — расстояние между урезами водоема и реки.

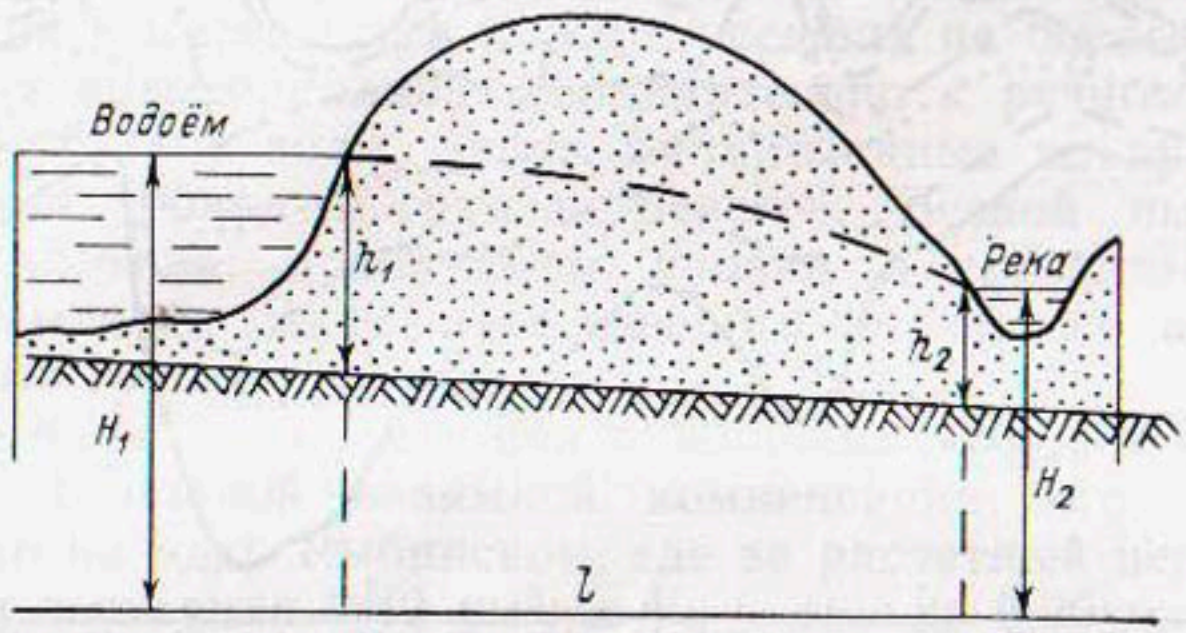


Рис. 20. Схема фильтрации через водораздел.

Величины W и k определяются для водораздельного массива по данным натурных наблюдений.

У отдельных небольших горных озер, не имеющих поверхностного стока, отток воды осуществляется путем фильтрации, в таких случаях величину $Q_ф$ приближенно оценивают остаточным членом уравнения водного баланса данного водоема.

За невозможностью оценить вариацию величин $Q_п$ и $Q_ф$ подземный приток (отток), определенный тем или иным способом, принимается постоянным из года в год.

Аккумуляция воды в грунтах берегов, значительная у водохранилищ с большой годовой амплитудой колебания уровня, обнаруживается ходом уровня грунтовых вод в прибрежной зоне водоема. На рис. 21 представлено изменение уровня вдхр Рыбинского и ход уровня грунтовых вод в скважинах, первая из которых расположена в 52, а последняя (пятая) в 588 м от уреза водоема. В скважинах, ближайших к урезу, ход уровня грунтовых вод соответствует изменению уровня водохранилища, а по мере удаления от него ощущается сдвиг фаз и уменьшение амплитуды колебания уровня. Располагая наблюдениями за уровнем грунтовых вод, можно определить расстояние, на котором затухает влияние водохранилища, и для

каждого створа скважин построить депрессионные кривые, соответствующие самому высокому и самому низкому уровням водохранилища. Площадь сечения, ограниченная предельными положениями уровня грунтовых вод, характеризует запас воды в грунте (Ω), отнесенный к единице береговой линии. Осреднив значение Ω по всем гидрогеологическим створам на данном водохранилище, определяется общий запас воды в грунтах по формуле

$$V_{\text{п}} = \Omega \mu l_{\text{б}}, \tag{3.43}$$

где μ — недостаток насыщения, представляющий собой разность

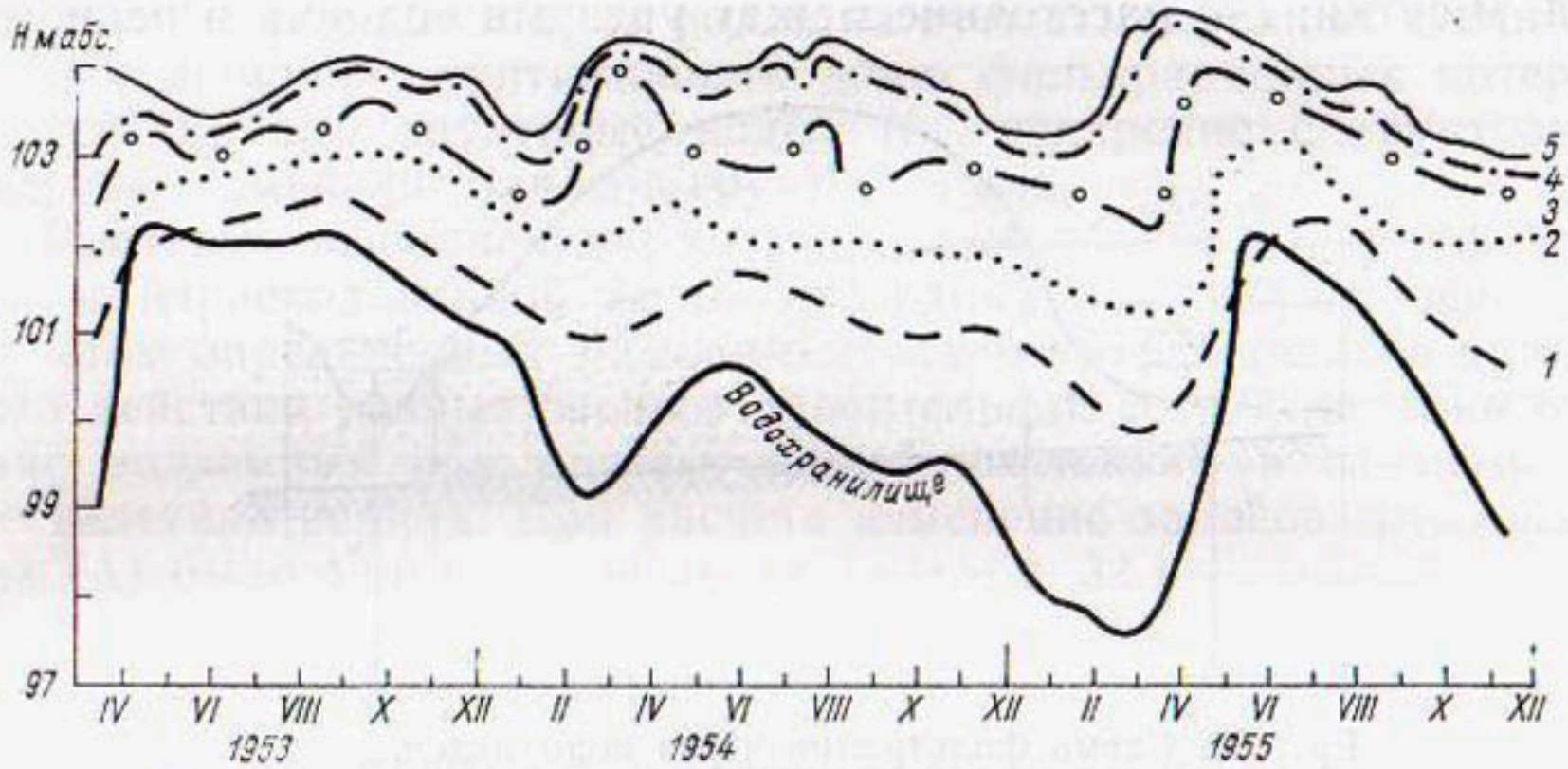


Рис. 21. Изменение уровня грунтовых вод в прибрежной зоне вдхр Рыбинского.

Цифры у линий — номера скважин. Жирная линия — уровень воды в водохранилище.

между наличной влажностью и общей пористостью грунта. Значения μ заимствуются из лабораторных определений, выполняемых при гидрогеологической съемке на водохранилище; $l_{\text{б}}$ — длина береговой линии водохранилища, определяемая в соответствии с положением уровня водохранилища. В целях упрощения расчета $V_{\text{п}}$ значения этого компонента сразу определяются не только для предельных, но и для промежуточных положений уровня водохранилища (H). По этим данным строится зависимость $V_{\text{п}} = f(H)$, по которой $V_{\text{п}}$ определяется по уровню водохранилища, измеренного в начале и конце расчетного интервала.

3.6. Аккумуляция в чаше водоема

Аккумуляционными компонентами водного баланса, характеризующими накопление (сработку) запасов воды водоема за промежуток времени t, являются: 1) аккумуляция в чаше водоема — $V_{\text{ч}}$, 2) аккумуляция в русловых участках притоков,

расположенных ниже замыкающего гидрометрического створа или входного гидроузла — $V_р$, 3) аккумуляция во льду и снеге, временно осевших на берегах в связи с зимней сработкой водоема — $V_{сн.\,л}$ и 4) аккумуляция в грунтах берегов — $V_п$.

Компоненты $V_р$, $V_{сн.\,л}$ и $V_п$, характерные в основном для водохранилищ, по сравнению с изменением объема в чаше водоема ($V_ч$) имеют небольшое значение, но в отдельные периоды их значение возрастает, что, в частности, имеет место на подъеме весеннего половодья, когда в руслах подпертых рек временно аккумулируются значительные объемы воды. Менее весомым оказывается влияние $V_{сн.\,л}$ и $V_п$, которые воздействуют на приход-расход воды во взаимно противоположных направлениях. При глубокой зимней сработке происходит изъятие воды, заключенной в массе снега и льда, осевших на берегах, но в то же время в водохранилище дополнительно к речному притоку поступают объемы воды, зааккумулированные во время высокого стояния уровня в грунтах берегов. Весной имеет место обратная картина: с подъемом уровня и связанным с ним всплыванием масс льда, ранее осевших на берегах, происходит отток воды в грунты берегов.

Однако из-за несоответствия в величинах $V_{сн.\,л}$ и $V_п$ не наблюдается их полной взаимной компенсации, что, например, имеет место на вдхр Рыбинском, где за расчетный период величина $V_{сп.\,л}$ составила 0,42 км³, а $V_п$ — только 0,20 км³.

Методы определения $V_{сн.\,л}$ и $V_р$ изложены в разд. 1, а $V_п$ — в разд. 5 настоящей главы.

Главнейшим среди аккумуляционных компонентов, соизмеримым с основными приходо-расходными составляющими, является накопление (сработка) в чаше водоема — $V_ч$. Величина и знак этого компонента определяются внутригодовым ходом уровня водоема и его изменением от года к году.

На водоемах, где уровень колеблется около некоторого среднего его значения, компонент $V_ч$, изменяясь по величине и знаку в соответствии с характером поступления и расходования воды в году, в целом за многолетний период оказывается близким нулю. Напротив, при направленном изменении уровня ежегодно будет иметь место систематическое изменение объема водоема, некомпенсируемое ежегодным поступлением и расходованием воды. Периодически повторяющиеся подъем и падение уровня в течение года характерны для большинства озер зоны избыточного увлажнения и всех водохранилищ. Направленное изменение уровня, сопровождающееся изменением размеров водоема, присуще малым озерам аридных областей, где наиболее отчетливо выражено циклическое колебание увлажненности территории, а также тем из озер, на которых за счет водохозяйственных мероприятий на самом водоеме или в его бассейне осуществляется преобразование притока или стока. Направленное изменение емкости водоема имеет место, например, на

озерах Иссык-Куль и Севан, о чем свидетельствует падение уровня, фиксируемое водомерными постами (рис. 22).

На оз. Иссык-Куль в течение последних десятилетий отмечается депрессия уровня, являющаяся, как показали исследования, выполненные в последнее время в ГГИ (Т. П. Гронская, М. И. Кривошей), результатом постепенно возрастающих от года к году изъятий притока на орошение в котловине озера.

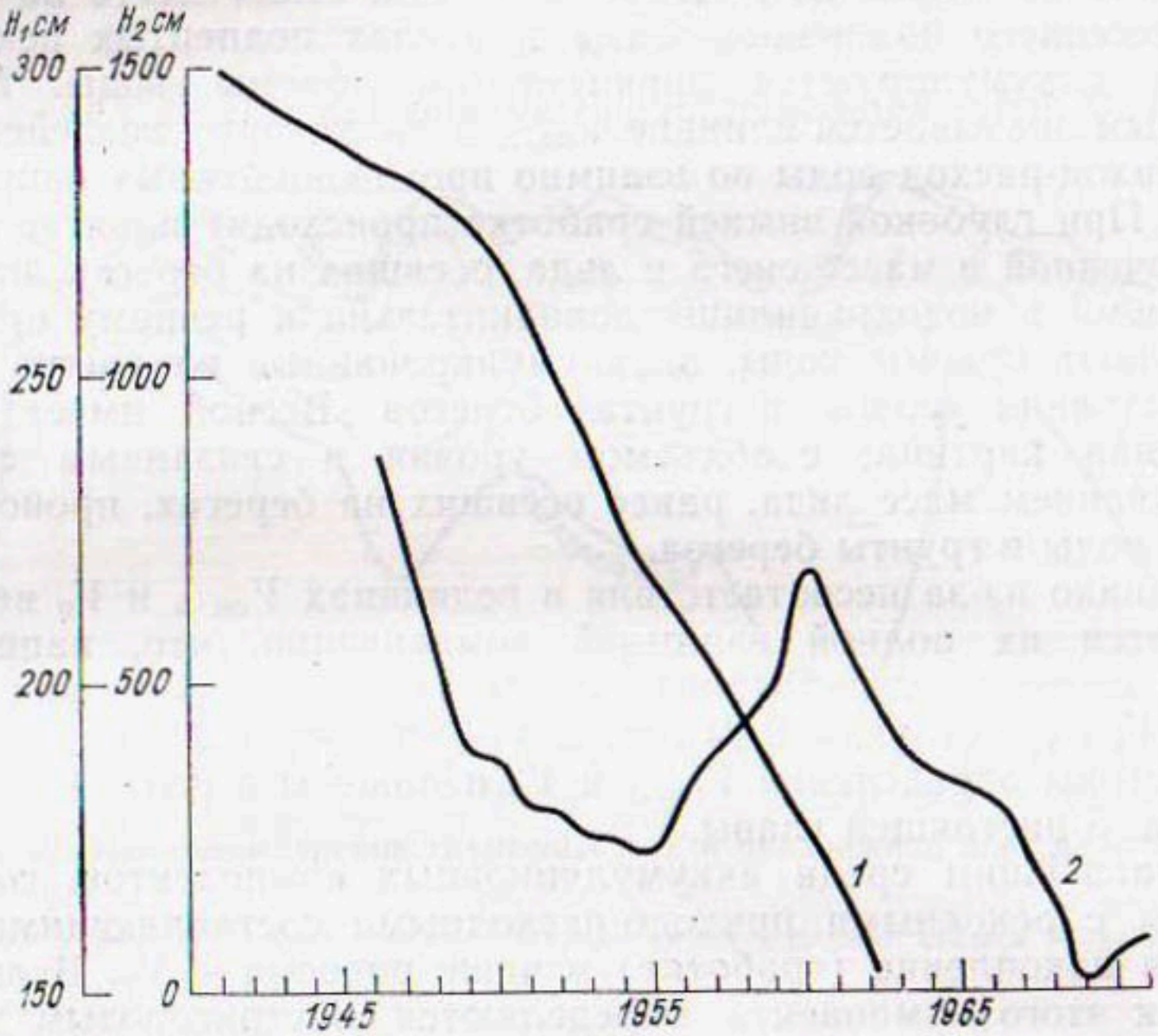


Рис. 22. Многолетний ход уровня воды по постам оз. Севан — о. Севан (*1*) и оз. Иссык-Куль — п. Тамга (*2*).

На оз. Севан систематическое падение уровня вызвано повышенным стоком, для поддержания которого забираются дополнительные объемы воды из вековых запасов озера на питание каскада ГЭС на р. Раздан.

Годовой ход уровня в зависимости от условий поступления и расходования воды имеет специфические черты у разных водоемов. Тем не менее для озер всех районов СССР характерно повышение уровня в весенне-летний период, когда происходит таяние снега и льда на равнинных и горных водосборах и постепенное понижение его в осенне-зимние месяцы с достижением минимального уровня в предвесенний период. У водохранилищ наивысший подъем уровня, так же как у озер, имеет место в весенне-летние месяцы, а падение его, равно как достижение минимального положения, происходит различно в зависимости

от хозяйственного использования водохранилища (рис. 23). Наиболее значительным отличием в ходе уровня водохранилищ является наступление сроков окончания годового цикла, завершающегося истощением накопленных запасов воды. На водохранилищах преимущественно энергетического использования минимальный уровень в году наблюдается весной, в период, предшествующий наполнению водохранилища водами весеннего половодья; на водохранилищах, используемых в основном для

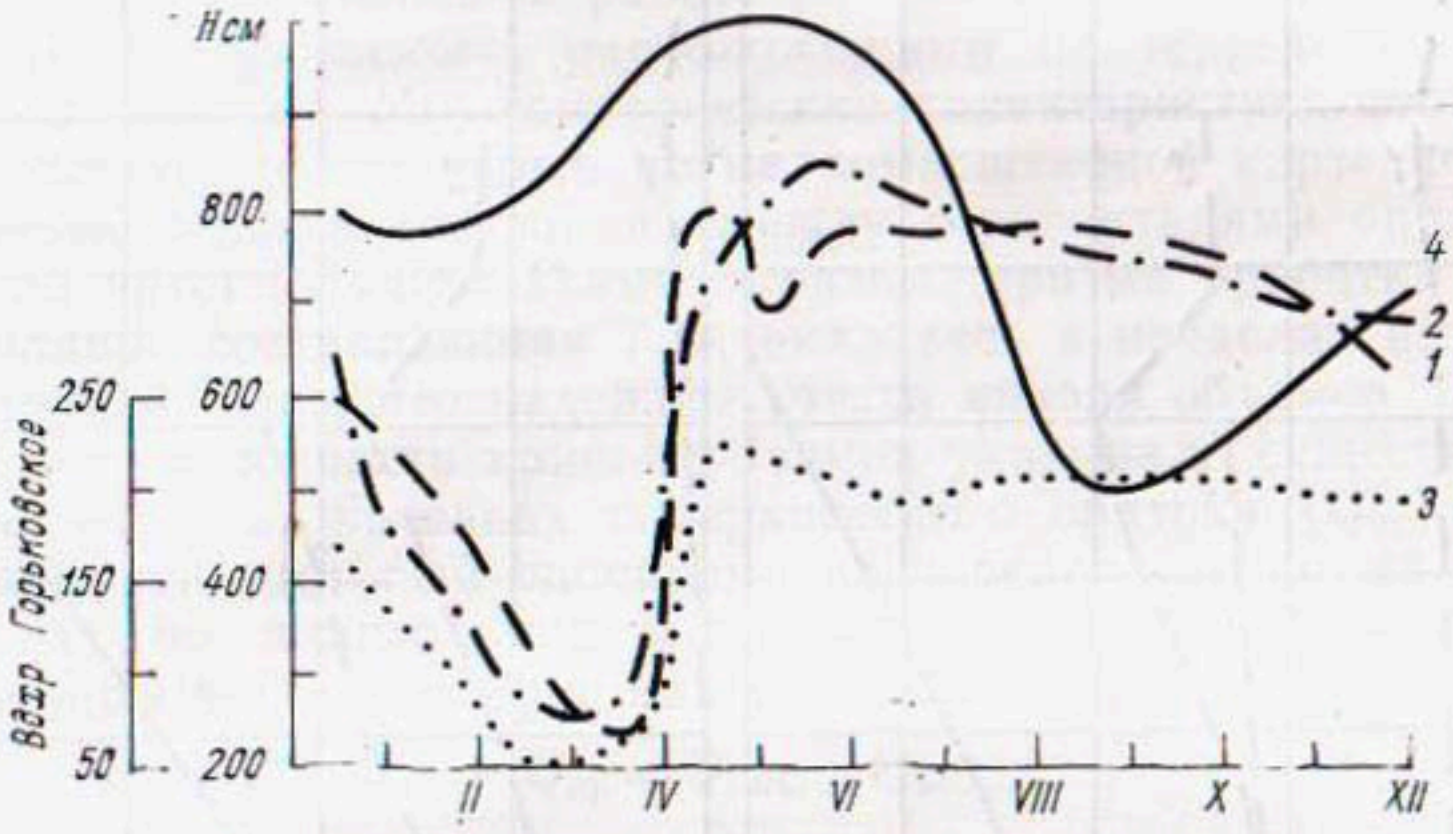


Рис. 23. Годовой ход уровня водохранилищ.
1 — Куйбышевское, *2* — Камское, *3* — Горьковское (озеровидная часть), *4* — Кайраккумское.

орошения,— осенью по завершению сезона поливов. Все водохранилища на реках Волге, Каме, Днепре, Дону, Ангаре, Енисее и Оби по характеру годового хода уровня относятся к первому типу, среднеазиатские водохранилища — ко второму типу. Ко второму типу примыкают также водохранилища, являющиеся звеньями воднотранспортных и лесосплавных магистралей, и, в частности, водохранилища системы Беломорско-Балтийского канала, запасы которых истощаются к концу навигационного периода. Годовой ход уровня характеризует собой сезонное изменение аккумуляции воды $V_ч$ и ее роль в балансе водоемов в течение года.

Объем воды, накопленный или сработанный из чаши водоема, определяется по уровню на начальный и конечный моменты расчетного интервала времени и морфометрическим характеристикам озерной ванны или ложа водохранилища.

Морфометрические характеристики водоема и их изменения. Важнейшими топографическими характеристиками водоема являются кривые зависимости $F=f(H)$ и $V=f(H)$, представляющие собой связь изменения площади (F) и объема (V) водоема с его уровнем H. Эти кривые сокращенно именуются кривыми

объемов и площадей. Указанные кривые, в зависимости от изученности водоема и его хозяйственной значимости, составляются на основании материалов различной детальности, определяющей степень соответствия очертания кривых действительному изменению морфологического строения озерной чаши с глубиной. Наиболее достоверные кривые объемов и площадей имеются для крупнейших водохранилищ и озер, для первых из которых

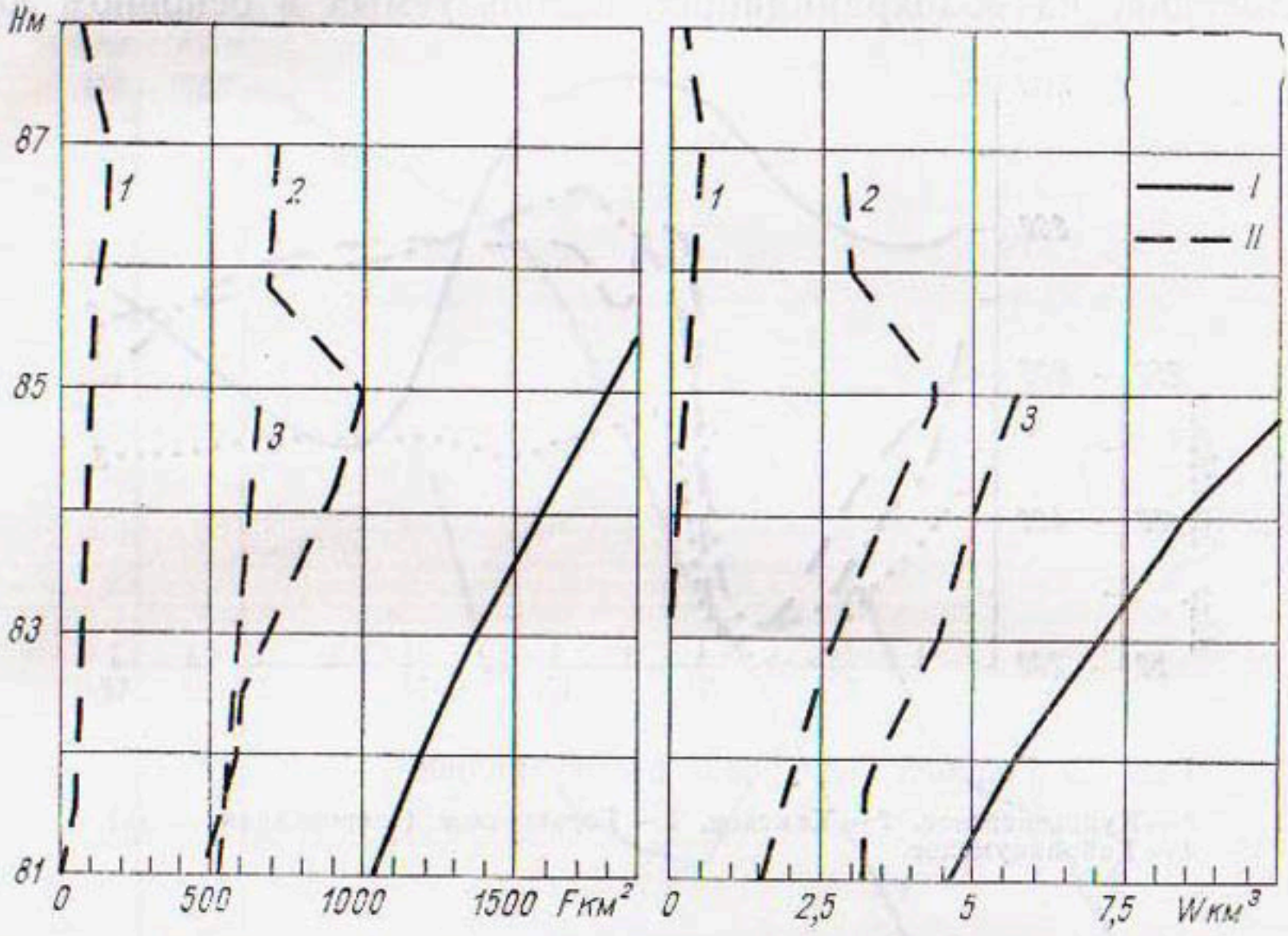


Рис. 24. Кривые площадей и объемов вдхр Горьковского.

I — общие кривые; *II* — частные кривые: *1* — верхний участок, Рыбинская ГЭС — с. Турово; *2* — средний участок, с. Турово — г. Юрьевец, *3* — нижний участок, г. Юрьевец — Горьковская ГЭС.

они составляются на основании подробных плановых съемок зоны затопления в период, предшествующий заполнению водохранилища, для вторых — на основании детальных промеров с последующей высотной привязкой промерных профилей на местности. Для озер, имеющих практически горизонтальную поверхность, составляются общие кривые объемов и площадей в целом для всего водоема, для речных водохранилищ, на которых периодически наблюдается уклон водной поверхности — дополнительно частные кривые объемов и площадей. Образцы кривых для речного водохранилища представлены на рис. 24.

Выше указывалось, что для средних и малых водохранилищ кривые объемов и площадей зачастую составляются на основании недостаточно полных материалов, в связи с чем они отличаются пониженной точностью. Ликвидировать ошибки по-

строения морфометрических характеристик при отсутствии детальной съемки ложа, связанной с трудоемкими работами, обычно не выполняемыми для практически незаиляемых водохранилищ лесной и таежной зон, чрезвычайно трудно. Однако устранить значительные погрешности морфометрических характеристик, косвенно обнаруживаемые большими невязками прихода-расхода воды, можно на основании воднобалансовых расчетов. Такой прием корректировки кривой объемов был применен Т. С. Антоновой в работе [3] для среднего по площади вдхр Верхнетуломского, расположенного на территории Мурманской области. Морфометрические характеристики этого водохранилища составлялись по мелкомасштабной карте, причем изменение объема (площади) между горизонталями определялось по интерполяции. Таким образом, призма сработки водохранилища, составляющая 7 м, оказалась в пределах интерполированной, наименее надежной, части кривой объемов. На недостаточную точность кривой объемов указывало существенное расхождение в значениях поверхностного притока ($Q_{пр}$) в водохранилище, который одновременно определялся двумя способами: 1) по данным гидрометрических измерений и 2) как остаточный член уравнения водного баланса:

$$Q_{пр} = Q_{гэс} \pm Q_{ак}, \qquad (3.44)$$

где $Q_{гэс}$ — сток через Верхнетуломский гидроузел, а $Q_{ак}$ — аккумуляция в чаше водохранилища.

Первый способ применялся Мурманским УГМС (МУГМС) при составлении текущих (месячных, декадных) водных балансов, второй — в оперативной практике эксплуатационного отдела Колэнерго.

Сопоставление величины $Q_{пр}$, определенной МУГМС по сумме стока рек, питающих водохранилище, с соответствующими величинами $Q_{пр}$, полученными Колэнерго, обнаружило наличие систематических расхождений в них. При этом, как правило, приток, определенный Колэнерго, существенно занижался при сработках водохранилища, вплоть до получения отрицательных значений притока, что не соответствовало действительному положению, контролируемому данными гидрометрических измерений. Напротив, при наполнении водохранилища имело место систематическое завышение притока по расчетам Колэнерго. Отклонение в величинах $Q_{пр}$, определенных Колэнерго, могло возникать из-за недостаточно точного определения стока на гидроузле, а также из-за недостоверности вычисления $Q_{ак}$. Однако данные регулярного контроля учета стока на ГЭС свидетельствуют о его высокой точности, в связи с чем погрешность определения $Q_{пр}$ следует отнести только за счет ошибок в определении $Q_{ак}$, связанных с недостаточной точностью кривой объемов. Поэтому представилось целесообразным откорректировать кривую объемов, определив в диапазоне

отметок, соответствующих сливной призме водохранилища, значения $Q_{ак}$ независимо от кривой объемов по уравнению

$$Q_{ак} = [Q_{пр} + (Q_{ос} - Q_{ис})] - Q_{гэс}, \qquad (3.45)$$

где $Q_{пр}$ определен по сумме стока рек, питающих водохранилище (по гидрометрическим данным); $Q_{ос}$ и $Q_{ис}$ — соответственно расходы воды за счет осадков и испарения с поверхности вдхр Верхнетуломского.

Значения $Q_{ак}$, полученные на конкретные календарные отрезки времени, согласно водомерным наблюдениям, относились к соответствующему интервалу уровней, и таким образом был освещен весь диапазон уровней, ограниченный отметками сливной призмы водохранилища. На основании выполненных расчетов была получена уточненная кривая объемов, которая, как видно из рис. 25, существенно отличается от полученных первоначально в диапазоне отметок от 75 до 80 м абс. Использование новой кривой объемов существенно сблизило результаты расчетов $Q_{пр}$, определенных двумя выше указанными способами, и сократило невязки баланса.

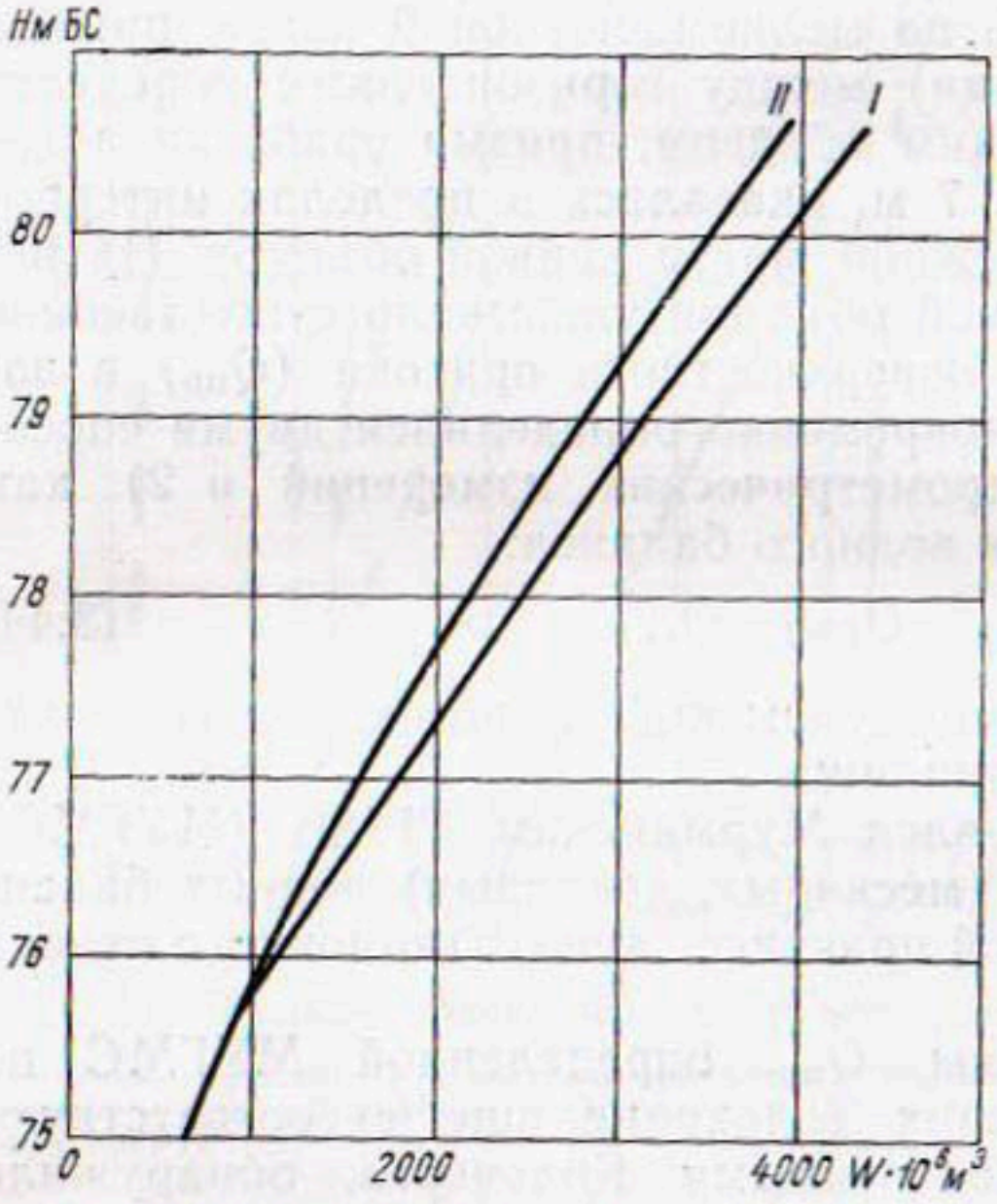


Рис. 25. Кривые объемов вдхр Верхнетуломского.

I — первоначальная кривая, *II* — уточненная кривая.

Надежность кривой объемов, однако, не является единственным условием правильности определения величины $V_ч$, поскольку точность последней зависит от достоверности вычисления среднего уровня, который должен определяться с исключением относительных колебаний уровня, искажающих его действительное положение, и по показаниям постов, взаимно увязанных в отношении их высотных отметок. Поэтому до определения аккумуляции необходимо убедиться в достоверной увязке постов, которая применительно к озерам и водохранилищам осуществляется в соответствии с рекомендациями работы [62].

При недостаточной точности первоначально построенных кривых объемов и площадей со временем к тому же происхо-

дит их «старение», что имест место в отношении водохранилищ, которые, в отличие от озер, находятся в фазе становления своего режима, в том числе, и формирования их ложа. Из практики изучения и эксплуатации водохранилищ известны случаи их быстрого заиления, наиболее распространенного на горных и предгорных водохранилищах, питаемых реками, несущими большое количество наносов. Однако процессы заиления присущи также и водохранилищам равнинных районов, где они в относительно слабой степени выражены на крупных водохранилищах и более отчетливо обнаруживаются на малых. Как показали наблюдения на ряде крупнейших водохранилищ, за период их существования произошла деформация ложа, вызванная привносом в водохранилище продуктов размыва обрушающихся берегов, отложением наносов, выпадающих из речных потоков, а также накоплением остатков разложения органических веществ от затопленной растительности и разрушения плавучих и погребенных торфяников и почв. Переформирование ложа крупных водохранилищ в зависимости от возраста водоема и его морфологического строения происходит с различной интенсивностью, определяющей стадию деформации ложа. В частности, по материалам, представленным в работах [11, 32], можно сделать вывод о том, что на вдхр Рыбинском, где к настоящему времени сформировались устойчивые прибрежные отмели, процесс деформации ложа постепенно затухает, а на более молодом вдхр Новосибирском продолжается илонакопление и формирование аккумулятивных форм рельефа дна.

На вдхр Рыбинском около 45% общей площади дна покрыто иловыми отложениями различной толщины (от 7 до 70 см), причем наиболее мощные отложения приурочены к наиболее пониженным участкам с глубиной 15—20 м, занимающим незначительную долю общей поверхности дна.

На вдхр Новосибирском к 1963 г., т. е. через 7 лет после перекрытия русла р. Оби, иловые отложения занимали 722 км², или 70% общей поверхности дна водохранилища, а песчаные отложения — около 130 км². Объем иловых отложений составил 0,098 км³, или 1,1% полного объема водохранилища и 2,2% полезного объема. К 1970 г. объем иловых отложений возрос на 0,078 км³, но площадь распространения илов осталась практически неизменной. Наряду с этим размеры песчаных отложений возросли и их площадь к 1970 г. увеличилась вдвое. Таким образом, к 1970 г. только за счет иловых отложений общий объем водохранилища сократился на 1,4%, а объем полезной призмы — на 4%. Несколько меньшие изменения в объеме сливной призмы вдхр Цимлянского были обнаружены ЦНИГО (Цимлянская гидрометеорологическая обсерватория) за 9-летний период существования водохранилища с 1952 по 1960 г. Количество привнесенных в водохранилище минеральных и органических веществ, поступивших с расходом наносов р. Дона

и боковых притоков (за вычетом стока наносов через Цимлянский гидроузел, составляющего не более 2—3% общего поступления наносов), за 9-летний период определено ЦНИГО равным 27 млн. т. При плотности молодых илов, равной 1,4, объем отложений составил 21 млн. м³, или около 0,1% общего объема водохранилища. Более значительным оказалось поступление продуктов обрушения берегов, сформировавших прибрежные отмели и частично транспортированных в профундальную область водохранилища.

Изменение емкости чаши водохранилища определено для его верхней части в диапазоне отметок 29—36 м абс., в котором возможны предельные колебания уровня. Объемы размыва (намыва) грунта определены по разности объемов водохранилища в отсеке, ограниченном линией берега и отметками 29—36 м абс., на начальный (1952 г.) и конечный (1960 г.) моменты времени.

За 9-летний период емкость чаши вдхр Цимлянского, как это видно из табл. 33, изменилась незначительно, сократившись (на разных отметках) на 1,5—2,0% по отношению к первоначальному объему. Эти небольшие изменения объема, несмотря на интенсивное переформирование берегов, имевшего место на начальной стадии существования водохранилища, по-видимому, объясняются тем, что наряду с отложением наносов, сокращающим объем водохранилища, происходило некоторое увеличение его площади за счет сдвига бровки берегов.

Таблица 33

Изменение объема вдхр Цимлянского за период 1952—1960 гг.

Отметка уровня, м абс.	Объем, млн. м³		Отметка уровня, м абс.	Объем, млн. м³	
	1952 г.	1960 г.		1952 г.	1960 г.
29,00	8 920	8 755	32,00	14 301	14 125
29,50	8 999	8 818	32,50	14 404	14 230
30,00	10 530	10 365	34,00	18 765	18 618
30,50	10 618	10 453	34,50	18 884	18 742
31,00	12 318	12 150	36,00	23 850	23 746
31,50	12 416	12 248			

В настоящее время процесс берегообрушения на вдхр Цимлянском затухает, в связи с чем на обозримую перспективу нет основания ожидать сколько-нибудь значительного изменения объема этого водохранилища. К такому же выводу приводят результаты расчета заиления водохранилищ Днепровского каскада, выполненные по материалам наблюдений за переформи-

рованием берегов и данным о балансе наносов питающих рек [34]. Итоговые данные этого расчета приведены в табл. 34.

Таблица 34

Среднегодовое заиление водохранилищ Днепровского каскада

Водохранилище	Средний слой отложений, мм	Потеря объема, %	
		полного	мертвого
Киевское	1,8	0,05	0,07
Кременчугское до 1965 г.	3,4	0,06	0,17
Кременчугское после 1965 г.	3,1	0,05	0,16
Днепродзержинское	5,5	0,13	—
Днепровское им. Ленина	7,1	0,09	0,12
Каховское	7,6	0,09	0,14

В отличие от равнинных территорий в горных и предгорных районах заиление даже крупных водохранилищ идет более интенсивно, что, в частности, было обнаружено детальными промерами вдхр Кайраккумского в 1966 г. Результаты этих промерных работ В. Н. Рейзвихом были сопоставлены с материалами первоначальной съемки, на основании чего установлено, что за 9-летний период существования водохранилища его полный объем сократился на 160 млн. м³, или на 4%. При этом изменение емкости оказалось неодинаковым на разных частях водохранилища; за счет отложения минеральных грунтов и илов мертвый объем сократился на 300 млн. м³, или на 20% этого объема. Одновременно объем полезной призмы увеличился примерно на 140 млн. м³, или на 5%. Последнее в некоторой степени обусловлено тем, что именно в пределах полезной призмы, в мелководной верхней части, водохранилища в первые годы эксплуатации происходили просадки грунтов, понижающие его дно. Явление просадок лёссов при смачивании, по свидетельству ряда исследователей (Ф. И. Воронов, В. А. Замарин, Э. В. Кадыров и др.), изучавших физические свойства этих пород, характерно для начальной стадии их увлажнения, что для условий Кайраккумского водохранилища было подтверждено промерными работами, выполненными Ю. И. Ивановым в 1959 г. Съемка показала, что просадки грунтов были распространены на площади 150 км², составляющей около одной трети общей поверхности ложа водохранилища, а среднее понижение поверхности дна на этой площади составляло 0,4 м при просадках на отдельных участках ее до 2 м. Наряду с этим за 9-летний период за счет сдвига бровки обрушаемых берегов площадь зеркала водохранилища, по данным В. Н. Рейзвиха, увеличилась при отметке НПУ на 30 км². Тем не менее, даже при наличии благоприятных условий, способствующих увеличению полезной

емкости на начальной стадии эксплуатации, в это время все же происходило заиление водохранилища. В дальнейшем этот процесс будет интенсифицироваться, поскольку со старением водохранилища прекратятся явления, тормозящие уменьшение емкости водохранилища, частично компенсирующие сокращение объема водохранилища за счет заиления.

Заиление также интенсивно развивается на малых водохранилищах степных и лесостепных районов, в пределах которых имеет место интенсивная эрозия почв, сопровождающаяся образованием оврагов. Привнос продуктов смыва почвы и отложение их в чаше уже в первые годы эксплуатации образует сплошной чехол отложений на дне водохранилища. Об этом, в частности, свидетельствуют результаты исследований Л. В. Яковлевой, изучавшей заиление небольшого вдхр Успенского, расположенного на территории Курской области [93]. Водохранилище Успенское, введенное в эксплуатацию в 1954 г., имело площадь зеркала 0,805 км² и объем 2500 тыс. км³. Через 5 лет (1959 г.) дно водохранилища было покрыто отложениями, средняя мощность которых составляла 8—10 см, а общий объем отложений 63 тыс. м³, или 2,5% полного объема водохранилища.

В какой мере процессы заиления сказываются на изменении объема малого водохранилища за более длительный период, можно судить по материалам детального обследования вдхр Домашкинского, выполненного в 1955 г. [70]. Это водохранилище расположено в бассейне р. Самары в Чкаловской области, оно было введено в эксплуатацию в 1937 г. и при отметке НПУ, равной 89,9 м, имело площадь 5,53 км² и полный объем 19,95 млн. м³. Через 18 лет произошло частичное заиление водохранилища. Наибольшему заилению подверглась его глубоководная часть (мертвый объем) и участки, расположенные между отметками 86—88 м, в пределах которых в течение 9 лет (из рассматриваемого 18-летнего периода) располагались наивысшие уровни водохранилища, не наполнявшегося в эти годы до отметки НПУ. Как изменились морфометрические характеристики вдхр Домашкинского за 18-летний период, видно из табл. 35.

За истекший период полный объем водохранилища сократился на 9,5% при уменьшении его мертвого объема (отметка 83,5 м) почти на 50% и полезного объема в пределах отметок 86—88 м — на 11—13%. При отложениях, значительно сокративших объем водохранилища на отдельных участках ложа, общее уменьшение объема относительно невелико, что вызвано неравномерной деформацией ложа, сопровождающейся возрастанием площади зеркала на отдельных отметках чаши водохранилища.

На малых водохранилищах Средней Азии, почти полностью опорожняемых к концу сезона поливов, полезная призма практически равна полному объему водохранилища, в связи с чем

наносы и продукты обрушения берегов, отлагающиеся в чаше, независимо от их расположения на дне и подводных склонах, всегда уменьшают полезный объем водохранилища. Последнее подтверждается данными В. Н. Рейзвиха, представленными в табл. 36.

Таблица 35

Изменение площади и объема вдхр Домашкинского за период с 1937 по 1955 гг.

Уровень, м	Площадь зеркала, км²		Объем, млн. м³	
	1937 г.	1955 г.	1937 г.	1955 г.
82,0	0,41	0,12	0,525	0,032
83,0	0,80	0,53	0,950	0,357
84,0	1,10	1,16	1,925	1,181
85,0	1,72	1,39	3,300	2,412
86,0	2,37	2,03	5,425	4,042
87,0	3,00	2,77	8,075	6,576
88,0	3,85	4,06	11,425	9,916
89,0	4,72	4,71	15,675	13,913
89,9	5,53	5,30	19,950	18,056

Таблица 36

Изменение объема и площади малых водохранилищ Средней Азии на начальном этапе их эксплуатации

Водохранилище	Год постройки водохранилища	Год производства контрольных промеров ложа водохранилища	Объем водохранилища, млн. м³				Площадь зеркала, км²	
			мертвый		полезный			
			первоначальный	по контрольным промерам	первоначальный	по контрольным промерам	первоначальная	по контрольным промерам
Каттакурганское	1954	1966	23,8	23,2	631,1	601,9	65,6	62,6
Касансайское	1956	1965	0,3	0,3	104,9	101,6	5,88	5,87

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что даже у крупнейших водохранилищ равнинной территории СССР в первые годы их эксплуатации за счет деформации ложа возможно некоторое изменение их морфометрических характеристик. И если общее изменение объема этих водоемов невелико, оно более заметно на отдельных участках водохранилищ. Последнее относится к изолированным водохранилищам, сток наносов в которые поступает из незарегулированных рек, в связи с чем в зоне выклинивания подпора таких водохранилищ образуются мощные отложения. Это обстоятельство

необходимо иметь в виду при пользовании частными кривыми объемов и площадей, которые для верхних участков изолированных водохранилищ необходимо корректировать на основании новейших промеров и съемок. Периодический контроль морфометрических характеристик совершенно обязателен для малых водохранилищ степных и лесостепных районов, а также для всех горных и предгорных водохранилищ, процессы заиления в которых начинаются сразу же с созданием водохранилища и интенсифицируются в дальнейшем, обусловливая старение первоначально построенных кривых объемов.

Изменение уровня водохранилищ под влиянием попусков ограничивающих гидроузлов. Поверхность водохранилищ испытывает колебания под влиянием изменяющихся расходов воды, пропускаемых через гидроузлы, ограничивающие водохранилища. Попуски через гидроузлы существенно изменяются во времени, причем на водохранилищах преимущественно энергетического использования обнаруживается суточная и недельная периодичность изменения уровня, обусловленная применительно к потребности в электроэнергии колебанием попусков через гидроузел, возрастающих в течение суток в рабочие часы и убывающих в праздничные и воскресные дни недели. Попуски через входной гидроузел вызывают повышение уровня в зоне выклинивания подпора нижерасположенного водохранилища, а попуски через замыкающий гидроузел — понижение уровня в нижней приплотинной части этого водохранилища. Эти колебания на водохранилищах, являющихся звеньями каскада ГЭС, в виде постепенно затухающих волн попуска продвигаются по водохранилищу во взаимно противоположном направлении, сопровождаясь уменьшением амплитуды и сдвигом фаз изменения уровней (рис. 26).

В безледный период эти колебания уровня часто затушевываются более сильными возмущениями ветровых перекосов водной поверхности, поэтому они более отчетливо выражены при ледоставе, когда почти отсутствуют ветровые денивеляции и волна попуска прослеживается на значительном расстоянии, измеряемом десятками километров.

На водохранилищах, различных по глубине, плановому очертанию и мощности ограничивающих гидроузлов, а также на отдельных участках таких водохранилищ колебания уровня, вызываемые неравномерной работой гидроузлов, различны по величине (табл. 37).

Наибольшей частотой появления и размахом колебаний, достигающих десятков сантиметров, характеризуются возмущения уровня на неглубоких водохранилищах на участках зоны выклинивания подпора, непосредственно примыкающих к гидроузлу. В нижней приплотинной, более глубокой части таких водохранилищ колебания уровня, вызываемые неравномерной работой гидроузлов, выражены значительно слабее и составляют

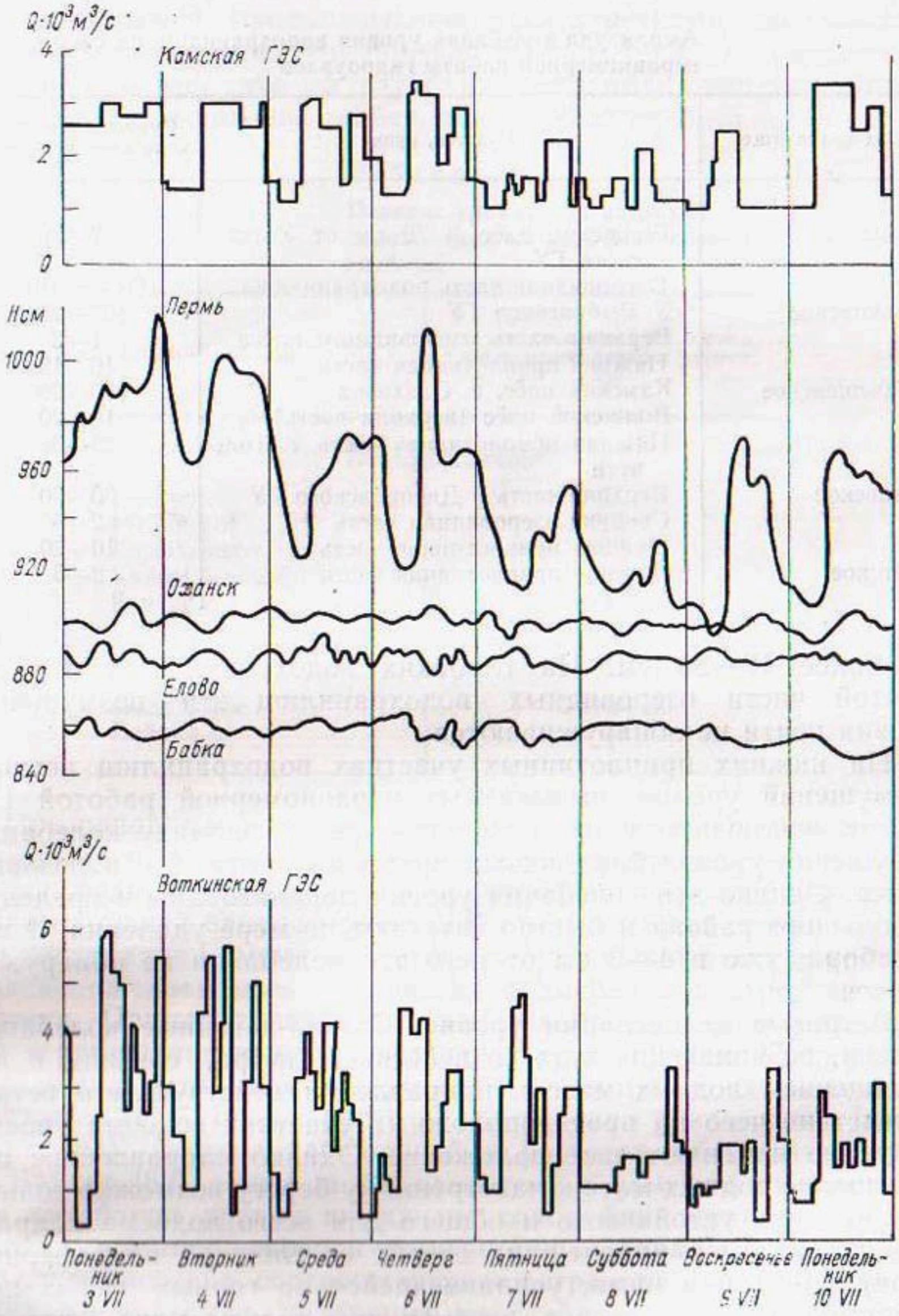


Рис. 26. Совмещенный график хода уровня по водпостам вдхр Воткинского и расходов воды через Камскую и Воткинскую ГЭС 3—10/VII 1972 г.

Таблица 37

Амплитуда колебания уровня водохранилищ за счет неравномерной работы гидроузлов

Водохранилище	Участок, пункт	Суточная амплитуда колебания уровня, см
Рыбинское	Волжский плёс, в 70 км от Угличского ГУ	7—30
	Озеровидная часть водохранилища	Около нуля
Горьковское	У Рыбинского ГУ	100—200
	Верхняя часть озеровидного плёса	1—3
	Нижняя приплотинная часть	10—12
Куйбышевское	Камский плёс, с. Ольховка	100—200
	Волжский плёс (верхняя часть)	10—20
	Нижняя приплотинная часть, г. Тольятти	25—35
Каховское	Верхняя часть у Днепровского ГУ	30—50
	Средняя озеровидная часть	2—5
	Нижняя приплотинная часть	10—20
Братское	Нижняя приплотинная часть	2—5

не более 10—30 см. На глубоких водохранилищах и в открытой части озеровидных водохранилищ эти возмущения уровня почти не обнаруживаются.

На нижних приплотинных участках водохранилищ помимо возмущений уровня, вызываемых неравномерной работой ГУ, иногда наблюдаются превосходящие их по размаху колебаний нарушения уровня близ водозаборных сооружений и шлюзовых камер. Однако эти колебания уровня локализованы в пределах небольшого района и быстро затухают по мере удаления от водозабора; уже в 4—6 км от него эти колебания не обнаруживаются.

Ветровые денивеляции уровня. Сгонно-нагонные колебания уровня, возникающие под воздействием ветра, связаны с перемещением водных масс в направлении действующего ветра, вследствие чего на противоположных участках водоема уровни временно изменяют свое положение. Однако направленное перемещение водных масс к наветренному берегу возможно только при наличии устойчивого и общего для всего водоема направления ветра. На крупнейших озерах со сложной атмосферной циркуляцией над ними, усиливающейся на горных озерах под действием местных ветров, перемещение водных масс зачастую приобретает неупорядоченный характер и проявляется в образовании локальных возмущений уровня, различных по размаху колебаний в разных частях водоема. Амплитуда этих колебаний зависит от морфологического строения водоема и увеличивается с уменьшением его глубины. На неглубоких водоемах за счет повышенного трения о дно медленнее развиваются компенса-

ционные течения, вследствие чего ветровые денивеляции отличаются большей продолжительностью и резкими по размаху колебаниями уровня. Это подтверждается табл. 38, свидетельствующей о том, что на глубоких водоемах сгонно-нагонные денивеляции выражены слабее, чем на мелководных.

Таблица 38

Перекос уровня при ветровой денивеляции на водоемах разной глубины

Водоем	Максимальный (за период наблюдений) перекос уровня, см
Водохранилище	
Угличское	70
Рыбинское	102
Горьковское	70
Куйбышевское	120
Братское	47
Озеро	
Ладожское	Около 30
Байкал	35

При однородном ветровом поле над акваторией перемещение водных масс, вызывающее разные перекосы уровня на глубоких и мелководных водоемах, тем не менее на всех водоемах подчиняется общей закономерности. В этих условиях сгонно-нагонные денивеляции имеют характер одноузловых перекосов уровня с расположением осей равновесия примерно в центре тяжести водоема. Пример типичного изменения уровня при направленном перемещении водных масс представлен на рис. 27, из которого видно, что наименее подвержен ветровой денивеляции участок вдхр Новосибирского близ оси равновесия (пост Завьялово). Данные наблюдений и расчетов, обобщенные для оз. Байкал [52], также свидетельствуют о том, что относительные колебания уровня выражены слабо близ центра тяжести водоема, в створе северной оконечности острова Ольхон.

Оси равновесия, соответствующие ветрам различного направления, на водоемах, различных по глубине и плановому очертанию, занимают разное положение по отношению к центру тяжести водоемов. На озеровидных водохранилищах и озерах, имеющих округлые или элипсообразное очертание, все оси равновесия пересекаются в центре тяжести водоема, на речных водохранилищах лопастной формы оси скрещиваются на суше, пересекая отдельные плёсы водохранилища.

Поскольку районы расположения осей равновесия отличаются слабо выраженными ветровыми денивеляциями, именно в этих районах целесообразно проводить уровенные наблюде-

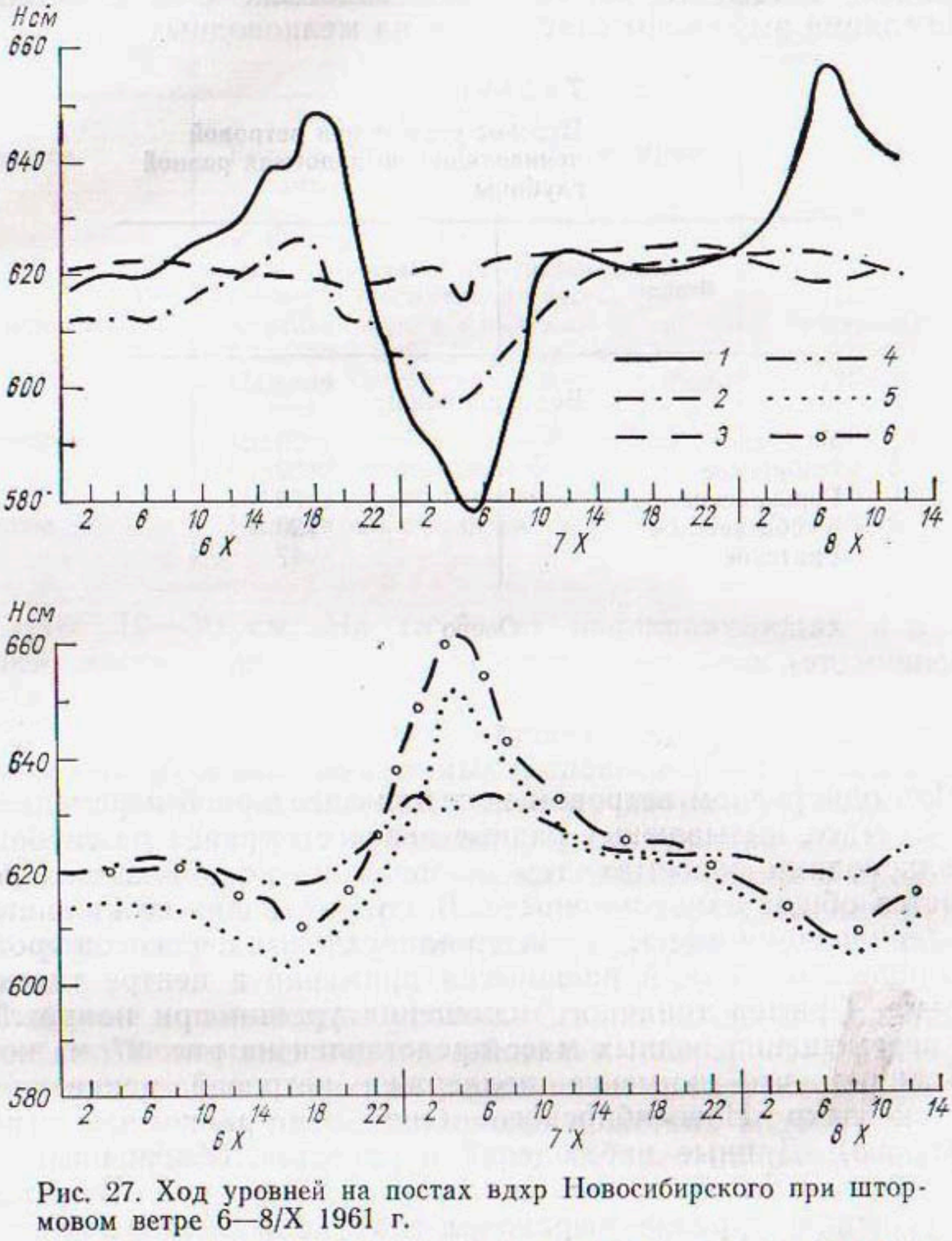


Рис. 27. Ход уровней на постах вдхр Новосибирского при штормовом ветре 6—8/X 1961 г.

1 — Сосновка, *2* — Ордынское, *3* — Завьялово, *4* — Боровое, *5* — Сосновка, *6* — Верхний бьеф.

ния, чтобы в дальнейшем использовать их для определения среднего уровня водоема. Имея в виду, однако, что при разных ветровых ситуациях оси равновесия изменяют свое положение, выявление участков, наименее подверженных ветровым возмущениям уровня, должно производиться на основании расчета положения осей равновесия.

Определение положения осей равновесия, равно как и отметок на заданных участках водоема, производится с учетом условия неразрывности:

$$\sum_{i=1}^{i=N} \Delta V_i = 0,$$

где ΔV_i — приращение объема воды на i-том расчетном участке, вычисляемое по разности объемов, отвечающих конечному (при нагоне) и первоначальному (до начала ветрового воздействия) положениям кривой свободной поверхности; N — общее число расчетных участков.

Сумма содержит как положительные, так и отрицательные приращения объемов, которые, согласно условию неразрывности, взаимно компенсируются. Поскольку ветровые дениве-ляции не вызывают абсолютного изменения запаса воды, очевидно, что излишние объемы воды, временно аккумулировавшиеся на участках водоема, на которых имеет место нагон, должны компенсироваться соответствующим уменьшением объема на других участках с пониженным уровнем, а по границе этих двух уровенных объемов должна проходить ось равновесия, характеризующаяся при ветровом нагоне стабильным положением уровня.

Изменение объема водоема на участках с нарушенным уровнем характеризуется объемом, заключенным между горизонтальной плоскостью и наклонной водной поверхностью, образованной ветровым перекосом. Наклон водной поверхности оценивается разностью уровней (Δz) в пределах выделенного участка водоема. Величина Δz рассчитывается по формуле А. В. Караушева

$$\Delta z = (3 + 10h)\, 10^{-8} \frac{L}{H_{ср}} u_{фл}^2 \cos\alpha, \qquad (3.46)$$

где Δz — разность уровней в пределах выделенного участка, м; L — расстояние между конечными точками участка, м; $H_{ср}$ — средняя глубина на рассматриваемом участке водоема, м; α — угол между направлением ветра и обратным (отрицательным) направлением продольной оси x водоема (для водохранилищ за положительное направление оси принимается направление к плотине, а для проточных озер — к истоку из озера); $u_{фл}$ — скорость ветра на высоте флюгера, м/с; h — средняя высота волны на участке, м.

Расчет Δz и определение положения осей равновесия выполняется для заданной скорости, соответствующей сильному ветру (20 м/с и более). Определить эти характеристики можно как для существующих водоемов, так и для проектируемых водохранилищ, используя для последних в качестве топографической основы батиметрическую карту водохранилища.

Расчет значений Δz можно выполнять для всего водоема в целом и последовательно для его отдельных участков. Расчет в целом производится для водоемов правильной формы с однородным распределением глубин по их длине, расчет по участкам — для водохранилищ, имеющих неправильную форму в плане и изменчивые глубины по участкам. При расчете по участкам по уравнению (3.46) для каждого участка предварительно определяются значения Δz и намечается положение оси равновесия. Первоначально это положение определить затруднительно, поэтому точке, расположенной близ центра тяжести водоема и находящейся на пересечении одной из границ (расположенного поблизости участка) с продольной осью x, условно придается отметка уровня покоя. Последующим расчетом по уравнению временно перемещенных ветровым нагоном объемов воды определяется истинное положение оси равновесия и соответственно изменяется положение первоначально выбранной точки. Уравнение объемов решается следующим образом:

1. Вычисляются отметки на оси x, относящиеся к границам выделенных участков, исходя из отметки уровня покоя, путем последовательного введения (от участка к участку) к этой отметке значения Δz. Это осуществляется с соблюдением следующего правила: для участков, расположенных вдоль положительного направления оси x (к плотине), отрицательное значение Δz без учета знака прибавляется к исходной отметке уровня, а положительное значение Δz вычитается из этой отметки. Напротив, на участках, расположенных в противоположном направлении от первоначально намеченной оси равновесия (для водохранилищ — в сторону зоны выклинивания подпора), величина Δz, имеющая отрицательный знак, вычитается из исходной отметки, а величина Δz с положительным знаком суммируется с этой отметкой;

2. Определяются объемы воды по участкам. Для этой цели предварительно вычисляются отметки уровня, отнесенные к центру выделенных участков $\varepsilon_{ср}$, как среднее арифметическое из отметок на границах участков. Объемы вычисляются как произведение площади участка на высоту слоя воды, определенного по $\varepsilon_{ср}$, отсчитанного от уровня покоя. Если объемы воды, переместившиеся из области сгона (имеющие отрицательный знак) и нагона (с положительным знаком), окажутся неравными между собой, то их разность, выраженная в слое по отношению к общей площади водоема, определит собой величину поправки σ, которую надо ввести в предварительно принятые отметки участков.

По исправленным отметкам участков надо прокорректировать положение оси равновесия, определяя его по интерполяции между уточненными отметками границ участка, близ которого было выбрано первоначальное положение оси равновесия.

Положение осей равновесия определяется для восьми основных румбов, т. е. расчет повторяется 4 раза попарно для противоположных направлений ветра (северного и южного, западного и восточного и др.), при этом в качестве расчетной принимается скорость ветра, равная ее значению, выбранному при определении Δz.

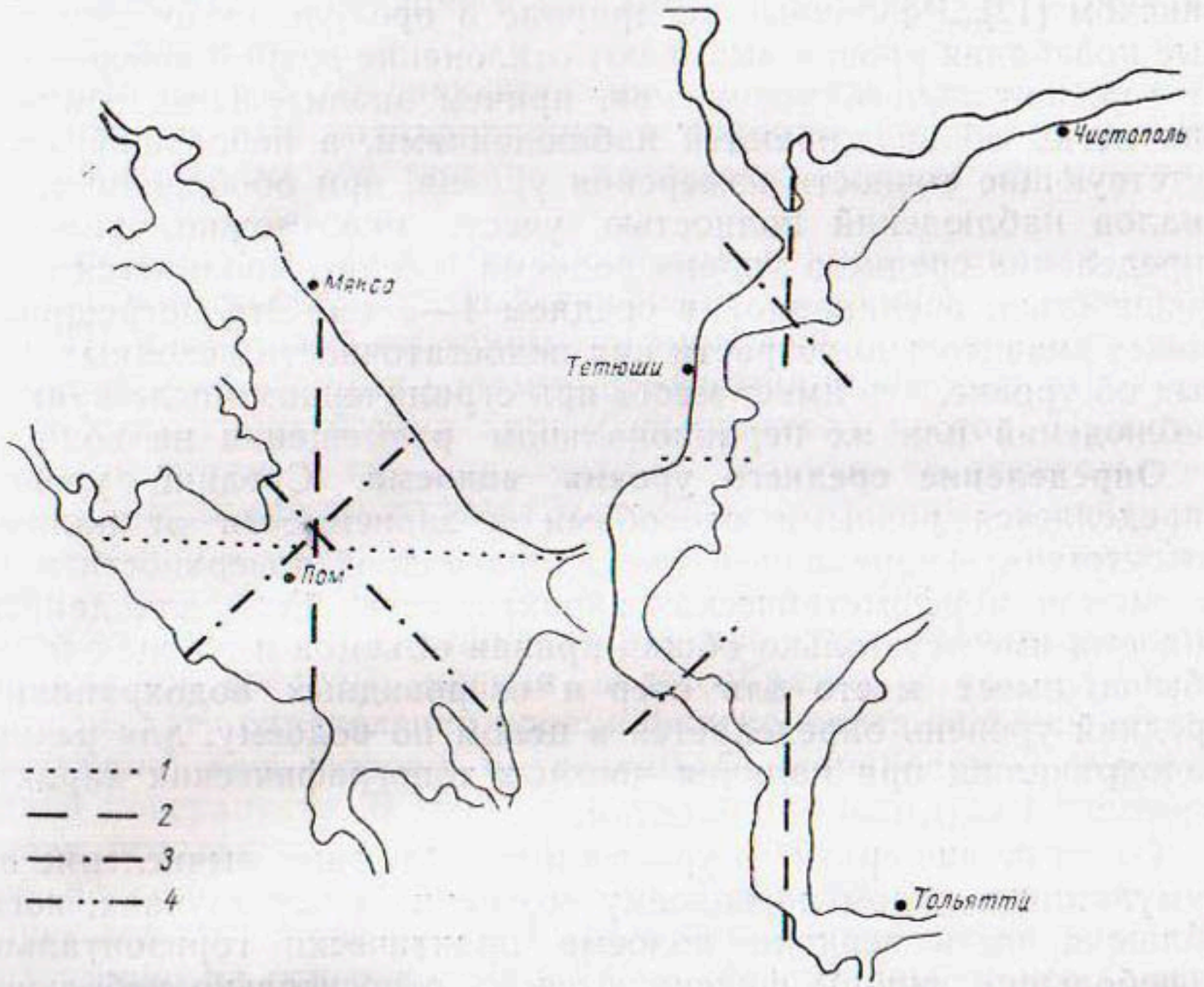


Рис. 28. Расположение осей равновесия на водохранилищах Рыбинском и Куйбышевском при ветре различных направлений.

1 — северное (южное), *2* — западное (восточное), *3* — северо-западное (юго-восточное), *4* — юго-западное (северо-восточное).

В качестве примера на рис. 28 приведены схемы расположения осей равновесия на различных по плановому очертанию водохранилищах Рыбинском и Куйбышевском.

Помимо ветровых возмущений уровня на внутренних водоемах наблюдаются также и более упорядоченные сейшевые нарушения горизонтальности водной поверхности. Сейши вызываются ритмичными колебаниями всей массы водоема, обусловленными разностью атмосферного давления или неоднородным ветровым полем над акваторией. Сейшевые колебания характерны для больших и глубоких озер. Амплитуда этих колебаний невелика и в среднем составляет 4—5 см при предельных значениях ее 13—14 см (оз. Ладожское) и 15—17 см (оз. Байкал).

Кроме отмеченных относительных колебаний уровня на неглубоких водоемах, даже при полном безветрии, иногда наблюдается непрерывная пульсация водной поверхности. Природа этих небольших колебаний с амплитудой 1—2 см пока остается неясной, однако факт их существования бесспорен и подтвержден детальными лимниграфными наблюдениями на вдхр Рыбинском [12]. Различные по природе и проявлению относительные колебания уровня вызывают отклонение водной поверхности от горизонтального положения, причем значительные отклонения легко обнаруживаются наблюдениями, а небольшие, соответствующие точности измерения уровня, при обобщении материалов наблюдений полностью учесть невозможно. Поэтому определение среднего уровня водоема всегда выполняется с погрешностью, оцениваемой в среднем 1—2 см. Эта погрешность может значительно возрасти при недостаточности исходных данных об уровне, что имеет место при ограниченном числе пунктов наблюдений или их нерациональном размещении на водоеме.

Определение среднего уровня водоема. Средний уровень определяется разными способами в зависимости от наличия (отсутствия) гидравлического уклона водной поверхности и детальности морфометрических характеристик. Если для данного водоема имеется только общая кривая объемов и площадей, что обычно имеет место для озер и озеровидных водохранилищ, средний уровень определяется в целом по водоему, для речных водохранилищ при наличии частных топографических характеристик — раздельно по участкам.

Определение среднего уровня и последующее вычисление аккумуляции в целом по водоему возможно в тех случаях, когда бóльшая часть зеркала водоема практически горизонтальна, а небольшие уклоны фиксируются на относительно небольших приустьевых участках рек, где общее падение уровня не превосходит 3—5 см.

В зависимости от состояния ветрового поля над акваторией на момент расчета средний уровень в целом по водоему определяется различными способами: 1) как средневзвешенный, 2) по сглаженному графику совмещенных уровней постов, действующих на водоеме, и 3) по наблюдениям тех постов, которые расположены при осях равновесия.

Средний уровень как средневзвешенный определяется для озер (водохранилищ), для которых характерна неоднородность ветрового поля, а также для водоемов с направленными ветровыми денивеляциями в тех случаях, когда на момент расчета на них отмечался ветер неустойчивого направления. Этот метод применим также при наличии небольших по амплитуде сейшевых колебаний уровня.

Веса постов с учетом размеров тяготеющей к ним площади водоема определяются графически в соответствии с рекомендациями работы [76].

Средний уровень ($H_{ср}$) как средневзвешенный определяется по уравнению

$$H_{ср}=H_1\frac{F_1}{\sum F}+H_2\frac{F_2}{\sum F}+\ldots+H_n\frac{F_n}{\sum F}, \qquad (3.47)$$

где $H_1, H_2, \ldots, H_n$ — уровень на каждом из постов; $F_1, F_2, \ldots, F_n$ — площади, тяготеющие к каждому из постов; $\sum F$ — общая площадь водоема.

Второй способ предпочтительнее применять для вытянутых по долине речных водохранилищ, в периоды, соответствующие продолжительным (в течение нескольких суток) сгонам-нагонам.

В этом случае за рассматриваемый период в едином масштабе строится совмещенный график хода уровня по всем постам. По ходу линий на таком графике можно обнаружить ряд пучностей, разделенных узлами пересечения, в которых сходятся линии хода уровней всех (или большинства) постов. Проведя через эти точки (узлы пересечения) плавную соединительную линию, направленную от зоны выклинивания подпора к плотине, получим положение уровня, не искаженного ветровыми колебаниями и соответствующего среднему уровню.

Использование показаний постов при осях равновесия для определения среднего уровня целесообразно в тех случаях, когда на дату определения уровня фиксировался сильный ветер, охвативший весь водоем и создавший направленный перекос водной поверхности. В этой ситуации для определения среднего уровня используются показания того из постов, в районе которого расположена ось равновесия, перпендикулярная направлению действующего ветра. Если посты расположены не непосредственно на оси равновесия, а по обе стороны от нее (выше и ниже оси, или справа и слева от нее), то средний уровень надо находить как средний арифметический из пары близлежащих к оси постов.

Средний уровень по частям для отдельных районов водохранилища определяется как средний арифметический из показаний ограничивающих участки постов.

В целях контроля полученных значений среднего уровня используются хронологические графики, которые составляются по значениям среднего уровня, определяемым ежедневно. Кривая среднего уровня должна иметь плавный ход, без резких переломов и пиков, вызываемых относительными колебаниями уровня. Сопряжение хронологических графиков по соседним участкам водохранилища на любую дату должно быть плавным и иметь уклон, соответствующий падению уровня на сопредельных участках. Контролем среднего уровня с помощью хронологических графиков исключается случайность в определении среднего уровня на заданную дату, поскольку уровень должен согласовываться с его положением в предшествующий период,

а в случае изменения тенденции хода уровня подтверждаться режимом поступления и расходования воды.

По средним уровням, определенным на начальный и конечный моменты расчетного интервала, при помощи кривых объемов определяется аккумуляция в чаше водоема за расчетный промежуток времени. При наличии только общей кривой объемов аккумуляция определяется сразу в целом по водоему, для водохранилищ с частными кривыми объемов общий объем находят суммированием его частных значений для отдельных участков.

В весенний период на приустьевых участках рек, впадающих в озера (озеровидные водохранилища), возрастает уклон водной поверхности и в руслах временно сосредоточиваются значительные объемы воды. Эти объемы не учитываются при пользовании общей кривой объемов, построенной в предположении горизонтальности водной поверхности. Эти запасы приходится учитывать дополнительно, определяя аккумуляцию в руслах рек ($V_р$). Необходимость в дополнительном учете $V_р$ отпадает, если на время весеннего половодья гидрометрические створы на притоках озера переносятся в устьевые участки рек.

Глава 4

Увязка баланса. Точность расчета водного баланса

Значения всех компонентов баланса определяются с некоторыми погрешностями, которые в общем составляют суммарную ошибку расчета баланса, или невязку. Значение невязки зависит от степени изученности каждого из элементов баланса, а также наличия не учтенных при расчете компонентов, которые из-за отсутствия данных для их определения входят в общую невязку баланса. Обычно к числу этих компонентов относятся составляющие, играющие незначительную роль в балансе. Для равнинных водоемов, например, таким компонентом является подземный приток (отток). Невязка баланса возрастает с сокращением расчетного интервала, в связи с чем при расчетах за короткие промежутки времени (месяц, декада) необходимо изучать по возможности все компоненты баланса, определяя их независимыми способами по данным натурных наблюдений. По мере увеличения расчетного интервала за счет взаимной компенсации различного знака невязка уменьшается, и обычно при балансировании данных о приходе-расходе воды за многолетний период она становится исчезающе малой, в то время как при расчетах за короткие периоды (декады, пентады, сутки) она существенно возрастает, иногда становясь соизмеримой не только со второстепенными, но даже с главнейшими элементами баланса.

Невязка N определяется по уравнению

$$\sum Пр - \sum P - \sum A = N, \qquad (4.1)$$

где $\sum Пр$, $\sum P$ и $\sum A$ — соответственно суммы приходных, расходных и аккумуляционных элементов баланса.

Относительная невязка (в процентах) выясняется после уравнивания баланса. Уравнивание осуществляется по уравнениям:

$$\sum Пр = \sum P + \sum A,$$
$$\sum P = \sum Пр + \sum A.$$

В тех случаях, когда происходит накопление воды в водоеме (аккумуляция имеет положительный знак), для уравнивания используется первое уравнение, при сработке воды (аккумуляция

имеет отрицательный знак) — второе. При этом необходимо иметь в виду, что операции по уравниванию баланса производятся с абсолютными значениями величин, без учета знака составляющих баланса. Полного уравнивания правой и левой частей уравнения нельзя получить без учета невязки, поэтому невязка прибавляется (всегда с положительным знаком) к той части уравнения, которая оказалась меньшей на величину невязки. После уравнивания исчисляется невязка баланса в процентах, получаемая как отношение величины N к приходной (или расходной) части уравненного баланса.

Допустимая невязка баланса не должна превышать возможной суммарной ошибки расчета, определяемой в соответствии с рекомендациями, изложенными несколько ниже. При больших невязках, выходящих за допустимые пределы, исходные данные и расчеты следует дополнительно проанализировать и попытаться устранить обнаруженные неточности. С этой целью следует сопоставить данные наблюдений, полученные различными способами, в частности, например, сток по данным учета на сооружениях гидроузла и по данным гидрометрических наблюдений на нижележащем гидростворе.

При анализе причин больших невязок нужно обращать внимание на те компоненты баланса, которые особенно сильно влияют на режим водоема в рассматриваемый период. Так, например, для периода половодья или больших паводков следует проверить надежность верхней части кривых расходов на основных притоках водоема и вообще надежность подсчета притока, обратив внимание на достоверность учета аккумуляции в русле главнейших притоков ниже гидроствора.

В меженный период, когда поверхностный приток относительно невелик, существенную роль может играть точность расчетов аккумуляции в чаше водоема, которая зависит от достоверности определения среднего уровня, а следовательно, именно эта характеристика (средний уровень) должна быть повторно тщательно оценена с использованием различных способов, рекомендуемых для ее определения.

Для крупных бессточных и слабопроточных озер, главнейшим расходным компонентом баланса которых является испарение, необходимо проконтролировать его величину, используя для этой цели независимые способы расчета, например гидрометеорологический и теплового баланса. При этом следует обратить особое внимание на достоверность принятых в расчет числовых значений факторов испарения — температуры воды и метеорологических характеристик. Эти характеристики должны быть определены с учетом эффекта трансформации метеорологических элементов над водной поверхностью; при этом также должны быть максимально использованы данные о температуре воды, относящиеся к разным участкам водоема, различающимся по глубине.

Точность расчетов водного баланса, так же как и допустимая продолжительность расчетного интервала времени, обусловлена погрешностью определения главнейших компонентов баланса. Случайные ошибки составляющих баланса, неодинаковые для разных физико-географических условий и расчетных интервалов разной продолжительности, в настоящее время еще не могут считаться исчерпывающе определенными, а имеющиеся оценки характеризуют лишь их средние значения, достоверные для месячных и годовых периодов. Применительно к конкретным водоемам и расчетным интервалам заданной продолжительности размеры случайных ошибок должны определяться на основании специальных исследований, оценивающих погрешность определения главнейших составляющих баланса — поверхностного притока, стока, аккумуляции в чаше водоема, а для крупных озер к тому же — осадков и испарения с водной поверхности.

Согласно выполненным к настоящему времени исследованиям, случайные ошибки гидрометрического учета стока составляют для равнинных рек с устойчивым руслом в среднем ±5%, для горных рек ±15—20%, для неизученных участков водосбора в равнинных районах ±20, а в горных — до 50%. Учет стока на крупных гидроузлах осуществляется в среднем с точностью 2—5%, на малых и средних ГЭС — от 5 до 8%. Случайная ошибка определения среднего уровня водоема принимается равной ±1—2 см. Зная значение случайной ошибки расчета аккумуляции, по данному водоему для периодов различной водности можно установить соответствующий расчетный интервал времени, используя для этой цели значения относительной ошибки аккумуляции, определяемой в соответствии с рекомендациями разд. 3.1 настоящей работы.

Для того чтобы оценить, в какой мере полученные невязки баланса соответствуют допустимой погрешности расчета, необходимо учесть случайные ошибки всех компонентов и определить суммарную ошибку расчета. Исходя из вышеприведенных оценок случайных ошибок, а при наличии специальных исследований и расчетов [например, расчета точности притока по уравнениям (3.8) и (3.15)] с учетом этих уточненных данных, можно определить для заданных интервалов абсолютные значения ошибок, выразив их в тех же единицах, в которых вычисляются балансы ($м^3$, млн. $м^3$, $км^3$).

Учитывая, что аккумуляция в чаше водоема вычисляется на начало и конец расчетного интервала и в каждом случае возможна случайная ошибка ±1 см, следует удвоить эту ошибку, имея в виду, что при неблагоприятном сочетании знаков ошибка аккумуляции за расчетный интервал времени достигает ±2 см. Переведя слой мощностью 2 см в объем с учетом средней площади водоема за расчетный интервал времени, выражаем эту ошибку в кубических метрах. Аналогичная операция производится

по определению абсолютных ошибок всех составляющих (приходных и расходных), но за невозможностью учесть погрешности второстепенных компонентов (оседание льда, подземный приток или отток и др.) следует ограничиться учетом ошибок главнейших составляющих, которые, в сущности, и определяют точность расчета баланса. Обозначив случайные ошибки через σ и присвоив каждой из них свой индекс, определим возможную суммарную ошибку расчета по формуле

$$\sigma = \pm \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \ldots + \sigma_n^2} . \qquad (4.2)$$

Получив значения σ для всех рассматриваемых периодов (сезонов, месяцев), сопоставим их со значениями невязок, выражаемых в объемах. Если значения невязок равны или меньше соответствующих значений σ, можно констатировать, что расчет баланса выполнен с точностью, которую гарантирует современная изученность составляющих баланса. В тех случаях, когда N превышает величину σ, что указывает на наличие в расчетах не только случайных, но и систематических ошибок, нужно, как указано выше, подвергнуть повторному анализу не только расчетные, но и исходные данные, стремясь выявить систематические ошибки. При этом в первую очередь надо рассмотреть те компоненты, которые являются наиболее весомыми в периоды, соответствующие большим невязкам баланса. Например, в весенний период следует обратить внимание на достоверность верхних частей кривых расходов воды, поскольку при их недостаточной обоснованности измеренными расходами при подсчете стока возможны систематические ошибки. Такие ошибки могут также иметь место в весенний период из-за недоучета аккумуляции в руслах главнейших притоков водоема и в любой из сезонов года на водохранилищах из-за однозначных ошибок в учете стока на замыкающем гидроузле. Систематические погрешности учета стока обычно уже не имеют места на давно действующих крупных гидроузлах, но зачастую отмечаются на новых ГЭС с вводом их в строй, когда еще не окончательно отработан режим их эксплуатации и недостаточно тщательно осуществляется учет стока на них.

Погрешность учета стока на ГЭС, равно как ошибки определения других составляющих, иногда удается выявить, анализируя совместно данные расчета баланса на смежных водохранилищах. Так, например, в 1963 г., в год заполнения вдхр Воткинского, невязки водного баланса этого водохранилища были однозначными (положительные) и высокими; для ряда месяцев невязка превышала 10% и даже для годового интервала составляла 9%. Столь значительное несоответствие в приходе-расходе в условиях вдхр Воткинского может быть объяснено несовершенством учета какой-либо из двух главнейших составляющих — основного притока, поступающего через Камский гидро-

узел, или стока через Воткинскую ГЭС. Ошибка определения других компонентов из-за их незначительного веса в балансе (боковой приток в среднем составляет 5, а испарение, так же как осадки,— около 1—2% от уравненного баланса), не могут сколько нибудь существенно исказить результаты расчета.

На отсутствие систематической ошибки в учете стока на Камской ГЭС косвенно указывали следующие факты: 1) невязки баланса вдхр Камского за 1963 г. были разнозначными и 2) сопоставление прихода-расхода и аккумуляции в чаше водоема свидетельствовало об их согласованном ходе, поскольку разность между приходом и расходом по знаку и величине соответствовала изменению объема водохранилища. Соотношение этих трех компонентов на нижерасположенном вдхр Воткинском, между тем, сложилось совершенно иначе, о чем можно судить по табл. 39. Для этой таблицы изменение объема водоема ΔV за рассматриваемый интервал времени определено двумя независимыми способами: 1) по разности между приходом и расходом и 2) по данным наблюдений за уровнем на водохранилище.

Таблица 39

Изменение объема (км³) вдхр Воткинского в 1963 г.

Способ определения	I	II	III	IV	V	VI
По разности $\sum Пр - \sum P$	—0,10	0,54	0,08	0,78	0,73	0,22
По среднему уровню и кривой объемов $V = f(H)$	—0,68	0,22	—0,31	0,83	—0,45	—0,17

Способ определения	VII	VIII	IX	X	XI	XII
По разности $\sum Пр - \sum P$	0,31	0,10	0,06	0,51	0,27	0,69
По среднему уровню и кривой объемов $V = f(H)$	0,15	—0,04	—0,10	0,32	—0,23	0,15

Из табл. 39 видно, что данные, представленные в двух строках ее, как правило, не согласуются между собой как по величине, так и по знаку. Согласно данным, определенным по разности $\sum Пр - \sum P$, на водохранилище в течение февраля—декабря из месяца в месяц должно было происходить накопление воды, в действительности же часто имела место сработка. Это обстоятельство свидетельствует о недостоверности определения компонентов, по которым найдено значение разности

$\sum Пр - \sum P$. Как указано выше, приход, основную часть которого составляет сток через Камскую ГЭС, определен вполне достоверно, поэтому остается предположить, что несоответствие в приходе-расходе воды объясняется недостаточной точностью учета стока на Воткинской ГЭС, где, как это часто имеет место, сток был занижен.

Однако количественно оценить погрешность стока на ГЭС на основании приведенных соображений не представляется возможным, поскольку при таком подходе ошибки учета стока на ГЭС неоправданно завышаются из-за того, что на их счет относятся также погрешности определения других составляющих баланса. Тем не менее выполненный анализ позволяет сделать обоснованный вывод о неблагополучии в учете стока на ГЭС и принять меры к его ликвидации, доводя это до сведения эксплуатационного персонала ГЭС.

В некоторых случаях сопоставление балансов по смежным водохранилищам позволяет выяснить причину больших невязок, возникающих в отдельные месяцы, при их допустимых размерах в другие сезоны года. Это обычно имеет место в тех случаях, когда невязки по смежным водохранилищам за синхронный интервал времени при их значительной абсолютной величине противоположны по знаку. Такой характер, например, имели невязки балансов в апреле 1964 г. на водохранилищах Днепродзержинском и нижерасположенном Днепровском им. Ленина. Невязка баланса по вдхр Днепродзержинскому была положительной и составляла 14%, одновременно невязка баланса по вдхр Днепровскому им. Ленина имела отрицательный знак и была равна 11,2%. Это положение позволяет предположить, что сток через Днепродзержинскую ГЭС в апреле 1964 г. был ошибочно занижен, что, кстати, подтверждается сопоставлением значений аккумуляции, определенных разными способами (табл. 40).

Таблица 40

Изменение объема смежных Днепровских водохранилищ ($км^3$) в апреле 1964 г.

Способ определения	вдхр Днепродзержинское	вдхр Днепровское им. Ленина
По разности $\sum Пр - \sum P$	1,28	—0,22
По среднему уровню и кривой объемов $V=f(H)$	0,64	0,42

Из табл. 40 следует, что несоответствие в приходе-расходе воды на каждом из двух смежных водохранилищ произошло именно за счет занижения стока на Днепродзержинской ГЭС. Из-за занижения стока воды на гидроузле (который в апреле 1964 г. был единственным расходным компонентом баланса

вдхр Днепродзержинского) разность в 2 раза превзошла изменение объема водоема, которое в действительности фиксировалось уровенными наблюдениями. С другой стороны, на занижение притока на Днепродзержинской ГЭС вновь указывает тот факт, что в вдхр Днепровское им. Ленина фактически поступил значительно больший объем притока, в связи с чем вместо ожидаемой (по разности $\sum Пр - \sum P$) сработки имело место накопление воды в водохранилище.

Повторный анализ материалов во многих случаях помогает устранить высокие невязки баланса и во всех случаях позволяет определить направление исследований, необходимых для совершенствования воднобалансовых расчетов по данному водоему. Расчеты баланса разных водоемов в настоящее время выполняются с различной точностью, о чем можно судить по величине невязок, относящихся к водоемам, различным по географическому положению. Результаты таких расчетов позволяют сделать следующий вывод: невязки баланса всех водоемов возрастают с сокращением расчетного интервала, но наряду с этим бóльшей точностью за периоды разной длительности отличаются воднобалансовые расчеты для водоемов засушливых районов, характеризующиеся сосредоточенным притоком. В этих условиях один из главнейших компонентов — приток с водосбора водоема практически полностью освещен гидрометрическими наблюдениями, что исключает возможность значительных ошибок расчета. В отличие от этого для водоемов зоны избыточного увлажнения, обладающих рассредоточенным притоком и водосборы которых освещены гидрометрически только частично, воднобалансовые расчеты отличаются пониженной точностью. Здесь особое значение приобретают методы расчета притока с неизученной части водосбора, совершенствование которых является одной из первоочередных задач дальнейших исследований водного баланса внутренних водоемов.

Глава 5

Водные ресурсы и водный баланс главнейших озер и водохранилищ СССР

Водные ресурсы внутренних водоемов СССР при их современной изученности не могут быть оценены полностью, поскольку имеющиеся сведения о приходе-расходе воды относятся в основном к крупнейшим озерам и главнейшим водохранилищам. Между тем, имея в виду, что суммарная площадь крупнейших изученных внутренних водоемов СССР и Каспийского моря составляет более 587 тыс. км², или свыше 65% общей водной поверхности озер СССР (вместе с Каспийским морем), можно полагать, что именно крупнейшие водоемы вносят основной вклад в общие озерные ресурсы страны, а потому учет их ежегодно возобновляемых запасов представляется наиболее важным.

Настоящий обзор составлен по данным о водном балансе 12 крупнейших озер СССР и Каспийского моря и по соответствующим данным 29 водохранилищ, расположенных на главнейших реках Советского Союза. Сведения о водном балансе, так же как в работах [24, 25, 59], заимствованы из литературных источников. В отличие от ранее использованных материалов для характеристики баланса морей Каспийского и Аральского, а также озера Чудско-Псковского привлечены данные, опубликованные в новейших работах [7, 54, 91], а по оз. Байкал — уточненные материалы, пополненные наблюдениями по 1973 г. включительно.

В последнее время О. А. Азерниковой выполнен новый расчет баланса оз. Севан в целом за период 1927—1973 гг. [1]. Результаты этого расчета существенно отличаются от ранее троекратно и независимо один от другого выполненных исследований водного баланса этого озера. Впервые расчет баланса был произведен В. К. Давыдовым [40] за период 1927—1934 гг., позднее вновь был осуществлен Б. Д. Зайковым за период 1925—1945 гг., а в пятидесятых годах — группой исследователей за период 1927—1958 гг. [60]. При неизбежном, но небольшом расхождении в полученных величинах результаты всех трех расчетов хорошо согласуются между собой, свидетельствуя о достоверной количественной оценке водного баланса Севана. Однако, согласно данным, приведенным в статье Азерниковой, водные

ресурсы оз. Севан имеют существенно бóльшее значение, составляя 1,46 км³ против 1,22—1,32 км³, принимавшихся в расчет ранее. Причиной увеличения ресурсов озера почти на 20% Азерникова считает подземный приток, который оценен 0,17 км³, но при этом возможность столь большого подземного притока весьма слабо аргументирована. Поскольку новый расчет баланса оз. Севан обоснован недостаточно тщательно, в настоящей работе для оценки водных ресурсов этого озера использованы результаты углубленных и всесторонних исследований водного баланса, полученные В. К. Давыдовым.

Сводные данные о водном балансе озер приведены в таблицах 41 и 42, в которых они представлены в виде сбалансированных за многолетний период величин прихода-расхода воды. Небольшие невязки баланса, обнаруженные при осреднении данных за длительный ряд наблюдений, устранялись разверстыванием их между всеми составляющими баланса соответственно их весу или относились к наименее изученным компонентам баланса. Последний способ был применен при устранении невязки в балансе оз. Ладожского, возникшей вследствие ошибки, допущенной при расчете баланса в работе [56]. В указанной работе был дважды учтен подземный приток в озеро: один раз при подсчете поверхностного притока, который автоматически учитывает приток подземных вод, дренируемых реками, а второй раз — отдельно. Второе значение подземного притока (1,2 км³) было заимствовано из работы [71], в которой он был определен методом расчленения гидрографов стока рек, питающих Ладожское озеро. При исключении повторного учета подземного притока образовалась невязка, составляющая 1,5% суммарного прихода воды. Эта невязка была отнесена к поверхностному притоку, который, как показано в работе [56], был недостаточно полно освещен натурными данными.

Для морей Аральского и Каспийского увязка баланса не производилась, поскольку невязки баланса при их небольшом весе значительны и составляют для Каспийского моря 12,1 км³, а для Аральского моря 2,7 км³.

Накопленные к настоящему времени сведения о водном балансе водохранилищ во многих случаях характеризуют непродолжительные периоды и притом различные для разных водохранилищ. Поэтому в целях получения сравнимых данных составляющие годовых величин баланса были приведены к многолетнему периоду. Расчет многолетних величин произведен по сокращенному уравнению водного баланса, учитывающему только главнейшие статьи прихода-расхода воды: поверхностный приток, осадки, сток и испарение с водной поверхности. Аккумуляция в среднем за многолетие принималась равной нулю. Сток из водохранилищ определен как остаточный член уравнения водного баланса, а поверхностный приток, осадки и испарение — по нормативам этих элементов с учетом материалов

Таблица 41

Среднегодовой водный баланс крупнейших озер Советского Союза

Приходные составляющие	км³	мм	Расходные составляющие	км³	мм
			оз. Онежское (многолетний)		
Поверхностный приток	17,01	1755	Сток	19,38	2000
Осадки	5,62	580	Испарение	3,25	335
Итого	22,63	2335	Итого	22,63	2335
			оз. Ладожское (многолетний)		
Поверхностный приток	69,10	3900	Сток	73,70	4162
Осадки	10,70	606	Испарение	6,10	344
Итого	79,80	4506	Итого	79,80	4506
			оз. Чудско-Псковское (многолетний)		
Поверхностный приток	9,18	2580	Сток	9,44	2650
Осадки	2,24	630	Испарение	1,98	560
Итого	11,42	3210	Итого	11,42	3210
			оз. Ильмень (многолетний, по В. П. Нехайчику)		
Поверхностный приток	14,20	12 900	Сток	14,34	13 030
Осадки	0,60	550	Испарение	0,46	420
Итого	14,80	13 450	Итого	14,80	13 450
			Каспийское море, 1880—1972 гг. (по И. А. Шикломанову)		
Поверхностный и подземный приток	294	790	Испарение	365	980
Осадки	89	240	Сток в зал. Кара-Богаз-Гол	18,5	50
Изменение уровня	12,6	34			
Итого	395,6	1064	Итого	383,5	1030
			Аральское море (по А. Е. Асарину) Период стабильного стояния уровня — 1926—60 гг. (средняя площадь зеркала 66 700 км²)		
Поверхностный приток	54,5		Испарение	63,8	960
Осадки	8,7	130			
Изменение уровня	0,6				
Итого	63,8		Итого	63,8	

Приходные составляющие	км³	мм	Расходные составляющие	км³	мм
Период интенсивного падения уровня — 1961—70 гг. (средняя площадь зеркала 63 200 км²)					
Поверхностный приток	41,2	652	Испарение	60,7	960
Осадки	8,2	130			
Изменение уровня	14,0	220			
Итого	63,4	1002	Итого	60,7	960
оз. Севан (в естественных условиях, многолетний)					
Поверхностный приток	0,73	515	Сток	0,14	97
Осадки	0,53	375	Испарение	1,12	793
Итого	1,26	890	Итого	1,26	890
оз. Севан (при сработке на 20 м, многолетний)					
Поверхностный приток	0,78	634	Сток	0,19	155
Осадки	0,48	391	Испарение	1,07	870
Итого	1,26	1025	Итого	1,26	1025
оз. Балхаш, 1911—66 гг. (по работе [75])					
Поверхностный приток	15,7		Испарение	18,6	1020
Осадки	2,81	154			
Изменение уровня	0,10	5			
Итого	18,61		Итого	18,6	1020
оз. Алаколь (многолетний, по Р. Д. Курдину)					
Поверхностный приток	1,58	638	Испарение	2,95	11,94
Подземный приток	0,74	301			
Осадки	0,63	255			
Итого	2,95	1194	Итого	2,95	11,94
оз. Иссык-Куль, 1960—1965 гг. (по М. И. Каплинскому)					
Поверхностный приток	1,09	177	Испарение	4,80	776
Подземный приток	1,59	257			
Осадки	1,72	277			
Испарение	0,40	65			
Итого	4,80	776	Итого	4,80	776
оз. Чаны, 1940—1970 гг. (по расчету Обской ГМО)					
Поверхностный приток	0,95	384	Испарение	1,22	491
Осадки	0,44	175	Изменение уровня	0,17	68
Итого	1,39	559	Итого	1,39	559

Приходные составляющие	км³	мм	Расходные составляющие	км³	мм
оз. Байкал, 1901—73 гг.					
Поверхностный приток	60,38	1917	Сток	59,64	1893
Осадки	10,97	348	Испарение	11,05	372
Итого	71,35	2265	Итого	71,35	2265
оз. Ханка (многолетний, по М. Г. Васьковскому)					
Поверхностный приток	1,94	472	Сток	1,84	450
Осадки	2,29	567	Испарение	2,37	584
			Изменение уровня	0,02	5
Итого	4,23	1039	Итого	4,23	1099

Таблица 42

Среднегодовой водный баланс средних озер Советского Союза

Площадь зеркала озера, км²	Приходные составляющие	км³	мм	Расходные составляющие	км³	мм
	оз. Лача, 1951—73 гг. (по работе [69])					
345	Поверхностный приток	3,65	10 566	Сток	3,78	10 940
	Осадки	0,27	775	Испарение	0,14	401
	Итого	3,92	11 341	Итого	3,92	11 341
	оз. Воже, 1951—73 гг. (по работе [69])					
418	Поверхностный приток	1,78	4260	Сток	1,89	4520
	Осадки	0,31	740	Испарение	0,20	480
	Итого	2,09	5000	Итого	2,09	5000
	оз. Кучук, 1936—44 гг. (по А. В. Шнитникову)					
177	Поверхностный приток	0,024	137	Испарение	0,089	504
	Подземный приток	0,027	150			
	Осадки	0,038	217			
	Итого	0,089	504	Итого	0,089	504
	оз. Сасыколь (многолетний, по Р. Д. Курдину)					
736	Поверхностный приток	0,99	1340	Сток	0,55	742
	Подземный приток	0,10	136	Испарение	0,75	1020
	Осадки	0,21	286			
	Итого	1,30	1762	Итого	1,30	1762

Площадь зеркала озера, км²	Приходные составляющие	км³	мм	Расходные составляющие	км³	мм
	оз. Кошкарколь (многолетний, по Р. Д. Курдину)					
120	Поверхностный приток	0,17	1410	Сток	0,10	827
	Подземный приток	0,02	167	Испарение	0,12	1000
	Осадки	0,03	250			
	Итого	0,22	1827	Итого	0,22	1827
	оз. Телецкое, 1930—65 гг. (по В. В. Селегею)					
223	Приток по р. Чулышман	4,80	21 500	Сток по р. Бие	6,88	30 800
	Боковой приток	2,02	9 040	Испарение	0,08	360
	Осадки	0,18	800	Изменение уровня	0,04	180
	Итого	7,00	31 340	Итого	7,00	31 340

наблюдений и расчетов, накопленных по каждому из водохранилищ за период их изучения.

Основными исходными данными для определения поверхностного притока являлись сведения о норме стока рек, впадающих в водохранилище. Сток с неизученных участков водосбора рассчитан по карте стока. Осадки и испарение при наличии 10—12-летнего ряда наблюдений по данному водохранилищу определены непосредственно по этим данным. При менее продолжительных исследованиях осадки определялись по карте осадков [29], испарение — в соответствии с нормативами, рекомендованными Браславским и Викулиной (ГГИ).

Из-за недостатка исходных данных по вдхр Вилюйскому нормативные значения величин водного баланса для этого водоема условно приняты равными их средним значениям за период 1967—1974 гг. Осреднение выполнено с уравнением прихода-расхода воды за указанный период, т. е. в предположении, что изменение объема водоема равно нулю. При исчислении осадков и испарения, выраженных в слое (мм), объемы этих величин относились к площади зеркала водохранилища, отвечающей ее значению при отметке НПУ. Исключение было сделано для вдхр Вилюйского, которое до 1974 г. еще не достигло проектной отметки, и в среднем за расчетный период его площадь составляла около 1500 км².

Результаты расчета многолетнего баланса водохранилищ приведены в табл. 43.

Необходимо указать, что в отличие от табл. 43 при составлении табл. 27 слой испарения исчислялся с учетом фактического положения уровня водохранилища от года к году, в связи с чем средние значения суммарного (за сезон, за год) испарения,

Таблица 43

Средний многолетний водный баланс главнейших водохранилищ СССР

Водохранилище	Приход			Расход			Уравненный баланс, км³
	поверхностный приток, км³	осадки		сток, км³	испарение		
		км³	мм		км³	мм	
Верхнетуломское	6,08	0,45	600	6,33	0,20	270	6,53
Имандровское	5,28	0,55	628	5,56	0,27	308	5,83
Юшкозерское	2,97	0,23	570	3,02	0,18	450	3,20
Сегозерское	2,04	0,42	515	2,03	0,43	525	2,46
Выгозерско-Ондское	6,45	0,70	550	6,49	0,66	520	7,15
Шекснинское	4,88	0,91	545	5,09	0,70	420	5,79
Иваньковское	9,08	0,20	610	9,11	0,17	520	9,28
Угличское	11,12	0,18	720	11,16	0,14	570	11,30
Рыбинское	32,2	3,00	710	32,99	2,21	520	35,20
Горьковское	53,0	1,10	717	53,2	0,90	600	54,10
Камское	52,0	0,92	590	52,15	0,77	490	52,92
Воткинское	55,25	0,53	470	55,24	0,54	480	55,78
Павловское	11,75	0,07	590	11,76	0,06	500	11,82
Куйбышевское	242	3,22	570	241,2	4,0	700	245,2
Саратовское	241,2	0,82	420	240,73	1,27	664	242
Волгоградское	242	1,07	300	240,6	2,45	705	243,1
Цимлянское	22,0	1,06	470	20,59	2,47	1010	23,06
Киевское	34,70	0,50	540	34,58	0,62	675	35,20
Кременчугское	45,7	0,95	420	45,09	1,56	690	46,65
Днепродзержинское	47,59	(0,57)	(470)	47,76	0,40	705	48,16
Днепровское им. Ленина	48,62	0,17	415	48,46	0,33	800	48,79
Каховское	48,85	0,86	400	48,09	1,62	760	49,71
Мингечаурское	12,1	0,18	340	11,69	0,59	1100	12,28
Кайраккумское	15,6	0,05	100	14,94	0,71	1370	15,65
Бухтарминское	19,8	2,58	470	18,55	3,83	700	22,38
Новосибирское	57,5	0,40	375	57,27	0,63	600	57,9
Красноярское	90,6	0,60	375	90,35	0,85	515	91,2
Братское	90,0	1,85	300	89,69	2,16	390	91,85
Вилюйское	18,98	0,41	280	18,82	0,57	390	19,39

приведенные в табл. 27, следует считать более точными, чем их значения, оцененные без учета изменения площади зеркала водохранилища в табл. 43.

Общий объем, участвующий в круговороте воды, составляет для 10 крупнейших озер СССР 260 км³, для Каспийского моря 395 км³, для водохранилищ (из числа которых исключены водохранилища в бассейнах морей Каспийского и Аральского) 381 км³.

Поступление воды как в озера, так и в водохранилища в основном осуществляется за счет поверхностного притока и осадков. В озера (без Каспийского моря) с поверхностным притоком поступает объем, равный 212 км³, или 81% общего прихода воды, с осадками — около 45 км³, или 18%, а на долю остальных компонентов (подземный приток, изменение уровня) приходится только немногим более 1% (3 км³). В балансе водохранилищ, отличающихся от озер более высокой проточностью, поверхностный приток имеет еще более высокий удельный вес и составляет 370 км³, или свыше 97% общего прихода воды, а с осадками поступает около 11 км³ воды, или только 3%.

Главным расходным компонентом проточных озер и водохранилищ является сток из них, у бессточных озер — испарение с их поверхности. Суммарный сток из озер составляет около 144 км³, испарение с их поверхности — 116 км³, причем 75% последнего объема (87 км³) теряется на испарение с поверхности крупнейших бессточных озер — Аральского моря, Балхаша и Иссык-Куля.

Вся вода, поступающая в Каспийское море, почти полностью расходуется на испарение. В балансе водохранилищ испарение имеет подчиненное значение, его суммарный объем составляет около 17 км³, т. е. немногим более 4% общего объема, участвующего в круговороте воды главнейших водохранилищ (381 км³).

В настоящее время трудно оценить роль малых и средних водоемов в общем круговороте озер на территории СССР. Уже предварительные подсчеты показывают, что в районах массового распространения малых озер в зоне недостаточного увлажнения их вклад соизмерим с водооборотом крупнейших озер на данной территории. Это подтверждается на примере озер южных районов Западной Сибири, Северного и Центрального Казахстана. На этой территории распространены многочисленные малые бессточные озера, единственной расходной статьей баланса которых является испарение. По значению испарения могут быть оценены водные ресурсы этих водоемов. Общее число озер на этой территории, согласно работе [41], 38 600, а их суммарная площадь 29 500 км². Упомянутая территория ограничена на карте изолиниями 700 и 1000 мм, что в среднем для всего региона дает слой испарения 850 мм. По приведенным данным, объем воды, участвующий в круговороте малых озер, составляет 25 км³, что на 35% превышает ресурсы

крупнейшего водоема Казахстана — оз. Балхаш, ежегодно возобновляемые запасы которого составляют 18,5 км³.

Большой и все время возрастающий вклад (за счет новых водохранилищ) вносят в общий круговорот воды водохранилища. Они не только расширяют круг водных ресурсов страны, участвующих в озерном влагообороте, но и интенсифицируют его путем дополнительного внутреннего влагооборота, осуществляемого зарегулированием рек, питающих крупнейшие озера. Так, в пределах бассейна Каспийского моря во внутреннем влагообороте участвует объем воды, равный 255 км³, из которых 243 км³ составляют приходную часть (поверхностный приток и осадки) Волгоградского водохранилища, 12 км³ — Мингечаурского водохранилища. Этот дополнительный объем (255 км³), осуществляющий «вторичный» влагооборот в бассейне Каспийского моря, не учитывается при общем подсчете вод, вовлеченных в озерный круговорот за счет водохранилищ, в котором, как указывалось выше, участвует объем воды, равный 381 км³. В действительности же при оценке эффекта увеличения озерного круговорота, возникшего в связи с образованием водохранилищ, необходимо принимать в расчет несколько мéньший объем воды, исключив из рассмотрения балансы водохранилищ: Имандровского, Юшкозерского, Сегозерского и Выгозерско-Ондского, созданных с небольшим увеличением площади путем подтопления озер. Таким образом, с созданием водохранилищ на крупнейших реках СССР в озерный круговорот дополнительно включился объем воды, равный 362 км³. Всего же в водном балансе крупнейших озер и водохранилищ Советского Союза участвует объем, равный 641 км³. Этот огромный объем составляет, однако, только 2,5% общих запасов озерных вод (27 140 км³, без Каспийского моря), свидетельствуя об их крайне медленном возобновлении. Однако для разных озер соотношение объемов воды, участвующих и не участвующих в круговороте, неодинаково; оно существенно возрастает на отдельных озерах, составляя, например, для оз. Ладожского 8,8%, для Балхаша 16,5%, для оз. Ханка 26%, а для Чудско-Псковского озера даже более 47%. Минимальные значения данного соотношения характерны для больших и глубоких озер: Иссык-Куля — 0,4%, Байкала — 0,3% и Каспийского моря — 0,6%.

Емкость водохранилищ в отличие от озер мала по сравнению с объемом поступающей в них воды, в связи с чем значительная часть притока проходит через водохранилище транзитом. Годовое поступление воды превышает объемы водохранилищ Куйбышевского в 4 раза, Новосибирского в 6 раз, а Днепровского им. Ленина даже в 16 раз. Наряду с этим отдельные глубокие водохранилища отличаются пониженной проточностью и, например, водная масса вдхр Красноярского обновляется только через 1,3 года, а вдхр Братского — через 2 года.

В водном балансе территории Советского Союза (11 707 км³), объем воды, вовлеченный в озерный круговорот и составляющий вместе с водными ресурсами Каспийского моря 1037 км³, имеет значительный удельный вес (9%) и заметно влияет на сток рек. Это влияние различно в разных климатических условиях, определяющих степень проточности внутренних водоемов. Проточные озера зоны достаточного и избыточного увлажнения, как правило, увеличивают сток рек за счет преобладания осадков над испарением, а в случае примерного равенства этих компонентов (что имеет место у озер Байкал и Ханка), не вносят количественных изменений в речные ресурсы. С переходом к зоне недостаточного увлажнения, наоборот, они резко сокращают сток, вплоть до полного его изъятия на испарение с поверхности бессточных озер.

Увеличение стока рек, вытекающих из крупных и средних озер зоны избыточного увлажнения, невелико и составляет 1—6%. Этот прирост существенно возрастает у малых озер той же зоны и особенно у тех из них, которые, располагая небольшими водосборами, в основном осуществляют водообмен через поверхность зеркала озера. Примером таких водоемов являются малые озера Сургутского Полесья, для двух из которых, расположенных в правобережьи среднего течения р. Оби, произведен расчет водного баланса в работе [68].

Таблица 44

Водный баланс озер Сургутского Полесья

Озеро	Площадь, км²		Приход, м³·10⁶		Расход, м³·10⁶		Уравненный баланс м³·10⁶
	водосбора	зеркала озера	поверхностный и подземный приток	осадки	сток	испарение	
Камыл-Элтор	13,6	24,5	3	15	8	10	18
Самотлор	7,8	61,0	3	37	13	27	40

Согласно табл. 44 сток из озер Камыл-Элтор и Самотлор по сравнению с притоком в них возрастает в несколько раз.

В отличие от проточных озер, и тем более малых из них, водохранилища, основной водообмен в которых осуществляется за счет притока-стока, практически не оказывают количественного влияния на сток рек. Тем не менее и для них сохраняется присущая озерам тенденция несколько увеличивать сток в пределах зоны избыточного увлажнения и несколько занижать его на территории засушливых районов. Эффект этого изменения стока невелик и, как правило, не выходит за пределы 1—4%, однако возрастает на водохранилищах с пониженной проточностью, достигая, в частности, на вдхр Цимлянском 6%.

При наличии отчетливо выраженной закономерности возрастания стока воды при положительном водообмене через водную поверхность, характерной для зоны избыточного увлажнения Европейской территории Союза, крупнейшие водохранилища Сибири (Новосибирское, Братское, Вилюйское), напротив, несколько снижают сток вытекающих из них рек. На этой территории при испарении, близком к его значению на ЕТС, осадки существенно меньше, вследствие чего водообмен через водную поверхность, так же как в засушливых районах, имеет отрицательное значение. Однако практически это не сказывается на стоке рек, вытекающих из сибирских водохранилищ, поскольку снижение стока составляет только десятые доли процента. Сказанное, однако, относится лишь к современному стоку рек, т. е. к стоку, фиксируемому при наличии действующих водохранилищ без учета тех изменений стока, которые возникают при сооружении водохранилищ за счет разности в испарении с воды и с поверхности затопленной суши.

Приведенные выше данные о балансе озер и водохранилищ характеризуют установившееся равновесие между приходом и расходом воды при довольно устойчивом уровне, который от года к году в относительно узких пределах колеблется около среднего (за многолетие) значения. Бытовое соотношение составляющих водного баланса существенно нарушается у водоемов, в бассейне которых осуществляются мероприятия по использованию их водных ресурсов, приводящие к направленному изменению уровня водоема. В этом случае возникает вопрос о расчете водного баланса в новых условиях.

5.1. Уровень нового равновесия водного баланса

Водохозяйственные мероприятия могут приводить к сокращению поверхностного притока в связи с забором воды на орошение, водоснабжение и другие хозяйственные нужды или увеличивать сток из водоема за счет безвозвратно используемых его вековых запасов. В обоих случаях будет иметь место понижение уровня водоема. Наряду с этими наиболее распространенными водохозяйственными мероприятиями могут осуществляться переброски стока в водоем из других бассейнов, что приводит к увеличению приходной части баланса и повышению уровня водоема. В частности, в настоящее время ведутся работы по проектированию водоподводящего канала по р. Арпе для поддержания уровня оз. Севан на более высокой отметке.

С направленным изменением уровня водоема происходит изменение в соотношении составляющих баланса, поскольку наряду с уменьшением притока (или увеличением стока) осуществляется сокращение объема испарившейся воды и осадков, вызываемое уменьшением площади зеркала водоема. Изменения существующего равновесия водного баланса, сопровождаемые

понижением уровня, продолжаются до отметки, на которой наступит новое равновесие между приходом и расходом воды.

Уровень нового равновесия по рекомендации Б. Д. Зайкова [43] определяется с использованием кривой площадей $F=f(H)$ по связи между уровнем и поверхностным притоком, а в случае изъятия вековых запасов водоема — между уровнем и стоком из него. Указанные связи могут быть построены с помощью

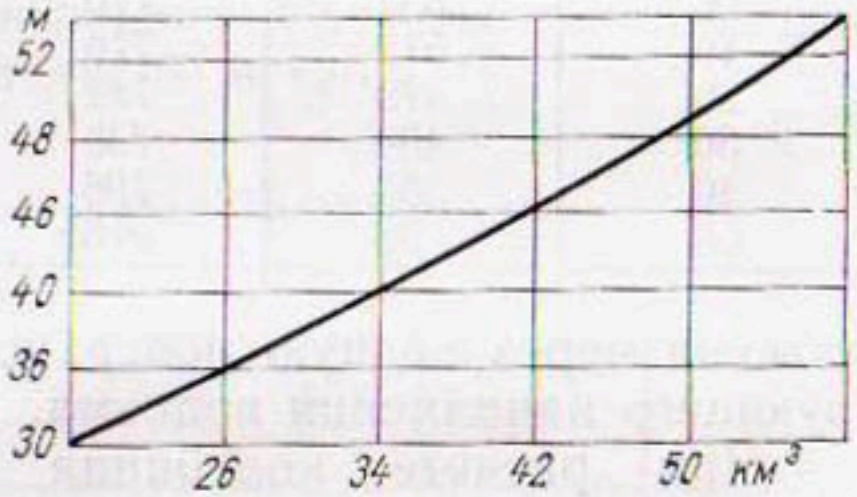


Рис. 29. Зависимость уровня равновесия от поверхности притока в Аральское море (по Б. Д. Зайкову).

уравнений (2.8) или (2.9). При определении уровня нового равновесия исходят из предположения об устойчивости элементов водного баланса на перспективу планируемых водохозяйственных мероприятий, полагая, что приток, осадки и испарение равны их многолетней норме с соответствующим уменьшением притока на величину изъятий его на водохозяйственные нужды. На основании изложенной методики Зайковым по формуле (2.9) был определен приток в Аральское море для разных отметок его уровня и построен график зависимости уровня равновесия от поверхностного притока (рис. 29).

О том, как изменяется соотношение составляющих водного баланса при изменении уровня равновесия, можно судить на примере оз. Севан, для которого В. К. Давыдовым [40] определен приход-расход воды для разных изобат озера (табл. 45).

В первой строке табл. 45 приведен баланс моря в естественных условиях, в последней строке — при сработке на 50 м, т. е. до изобаты, до которой по первоначальному проекту использования ресурсов озера предполагалось понизить его уровень. При общем уменьшении прихода-расхода с понижением уровня происходит сокращение притока в озеро, но одновременно еще быстрее убывает испарение, и образующийся избыток воды составляет сток из озера.

Определение уровня равновесия и баланса моря вышеизложенным методом исходит, как указывалось выше, из использования нормативных элементов водного баланса без учета их естественной вариации во времени. Такой способ позволяет оценить только тенденцию изменения уровня, не освещая темпа этого изменения, который не может быть монотонным из-за тормозящего или интенсифицирующего влияния изменчивости притока в периоды разной водности и вариации величин водо-

Таблица 45

Водный баланс (млн. м³ в год) оз. Севан при различном понижении его уровня

Понижение уровня озера, м	Осадки на зеркало озера	Поверхностный приток воды	Приход воды	Испарение с поверхности озера	Сток воды из озера
0	552	770	1322	1212	110
10	519	776	1295	1145	150
20	479	782	1261	1067	194
30	430	788	1218	970	248
40	353	796	1149	814	335
50	96	816	912	215	697

обмена через водную поверхность водоема, а также предшествующего наполнения водоема.

При расчете колебания уровня замкнутых водоемов С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем впервые был учтен эффект вариации элементов водного баланса и рекомендована методика расчета, основанная на применении способов математической статистики. Эта методика была использована А. Е. Асариным [6, 7] при расчете уровней Аральского моря на перспективу до 2020 г. Для расчета в качестве исходных использовались полученные на основании предварительного обобщения материалов наблюдений данные о притоке к морю с учетом естественных потерь стока и изъятий на водопотребление в бассейне, а также данные о водообмене через водную поверхность. При этом водообмен оценивался разностью между осадками и испарением, названной Асариным «видимым испарением». Анализируя многолетние ряды этих характеристик, автор расчета определил их нормативные значения и статистические параметры. С использованием этих данных моделировались искусственные ряды последовательностей годовых значений суммарного притока к морю и объем испарения с его поверхности, на основании чего при заданной обеспеченности этих величин вычислен многолетний ход уровня (наполнения) моря. Наполнение моря определялось последовательным балансовым расчетом по формуле

$$V_n = V_{n-1} + R_n - \frac{F_{n-1} + F_n}{2} e_{V_n}, \qquad (5.1)$$

где V_n и F_n — объем и площадь моря на конец n-го года; V_{n-1} и F_{n-1} — соответствующие величины на конец предшествующего $(n-1)$ года; R — объем притока к морю; e_{V_n} — годовой слой видимого испарения в n-м году.

Расчет производился от начального наполнения моря, соответствующего его уровню при отметке 53 м.

На основании 200 смоделированных 50-летних искусственных рядов годовых значений притока к морю (которые в каждом

году уменьшались на объем безвозвратных отъемов стока и естественных потерь его в русле и дельтах питающих рек) и 200 годовых высот слоя видимого испарения получено 200 вариантов хода наполнения (уровня) Аральского моря в предстоящем 50-летнем периоде. Статистической обработкой 200 величин наполнения в конце каждого года рассматриваемого периода определены параметры наполнения (среднее и квадратическое отклонение) и вычислены соответствующие им уровни моря различной вероятности превышения. Расчеты выполнялись на ЭВМ. Результаты расчета приведены в табл. 46.

Таблица 46

Ожидаемое понижение уровня Аральского моря

Год	Понижение уровня моря (м) на конец года с вероятностью превышения, %						
	5	10	25	50	75	90	95
1975	2,8	2,9	3,1	3,3	3,5	3,6	3,7
1980	3,2	3,4	3,7	4,1	4,5	4,9	5,2
1985	4,0	4,3	4,8	5,4	5,9	6,4	6,7
1990	5,3	5,7	6,3	7,0	7,6	8,2	8,6
2000	9,2	9,6	10,3	11,1	11,8	12,6	13,0
2010	13,0	13,4	14,0	14,8	15,7	16,6	17,1
2020	15,5	15,9	16,6	17,4	18,4	19,3	20,0

Сопоставление расчетов ожидаемого понижения уровня Аральского моря, выполненных двумя методами: 1) в предположении постоянства элементов водного баланса и равенства их средней многолетней норме этих величин (Зайков) и 2) с учетом естественной вариации притока и видимого испарения (Асарин), обнаружило расхождение в результатах расчета. Согласно расчету Зайкова, конечное значение притока в Аральское море должно составлять 18 км³/год, а по расчету Асарина — 10 км³/год, т. е. по второму варианту следует ожидать более глубокого падения уровня; между тем расчеты показывают обратное. По первому расчету уровень Аральского моря должен понизиться на 22 м (см. рис. 29), по второму варианту — на 17,4 м (понижение уровня в средних гидрометеорологических условиях 50-процентной обеспеченности). Расхождение в полученных значениях снижения уровня объясняется неучетом в первом расчете тормозящего влияния повышенного притока или пониженного испарения в отдельные годы расчетного периода. Таблица 46 показывает, что в маловодные годы снижение уровня будет происходить более интенсивно, в многоводные — замедленно, причем из-за различной кривизны кривых объемов и площадей моря на различных участках этих кривых не всегда будет происходить взаимная компенсация избытка и недостатка воды.

Заключение

Материалы, содержащиеся в настоящей работе, свидетельствуют о том, что при общности процессов, формирующих водный режим озер и водохранилищ, эти водоемы существенно различаются по структуре их водного баланса. В балансе водохранилищ определяющее значение имеют приток и сток, в балансе озер наряду с указанными элементами значительный вес приобретают осадки и испарение. Это предопределяет содержание исследований, необходимых для дальнейшего совершенствования воднобалансовых расчетов для водоемов разного типа. Для водохранилищ наиболее важным является учет притока за периоды разной продолжительности, и в том числе за короткие интервалы (пятидневки, сутки). Применительно к этому требованию основной задачей является совершенствование методов расчета стока с неизученных участков водосбора в различных физико-географических условиях, а также уточнение способов гидрометрического учета стока на подпертых участках, рек, питающих водохранилище, и стока на гидроузлах и в нижнем бьефе сооружения. Для озер наряду с уточнением существующих методов изучения и расчета притока и стока очень важным является коренное улучшение методов оценки поступления воды за счет атмосферных осадков. В этой связи необходимы исследования, направленные на изучение специфики формирования осадков над обширными озерными акваториями с учетом эффекта снижения величины осадков под влиянием орографических условий и термической обстановки на водоеме. Особое значение также имеет совершенствование учета осадков приборами и оценка репрезентативности прибрежных наблюдений, которые в основном используются для количественной оценки осадков на акватории.

В целях повышения точности расчета испарения с поверхности озер целесообразно для контроля использовать независимые способы определения испарения, и в том числе метод теплового баланса. Для совершенствования этого, наиболее физически обоснованного метода расчета, необходимы актинометрические наблюдения в открытой части озер, различных по своему географическому положению.

Воднобалансовые исследования на малых озерах в настоящее время являются единичными и при этом недостаточными для освещения главнейших элементов водного баланса этих водоемов. Между тем при многочисленности малых озер и значительных запасах в них пресной воды правильная оценка их водных ресурсов в условиях возрастающего хозяйственного освоения этих водоемов представляется очень важной. Для малых, озер, расположенных даже в пределах одной физико-географической провинции, характерна значительная пестрота в отношении составляющих их водного баланса, что зависит от разных причин, но главным образом от размеров водосбора и глубины вреза озерной чаши, т. е. от поверхностного и подземного притока. Именно этим компонентом должно быть уделено внимание при развертывании воднобалансовых исследований на малых озерах. Такие исследования целесообразно поставить в различных физико-географических условиях на озерах: крупных болотных массивов, суходольных участков, в горной и предгорной местности и в других типичных ландшафтах. При постановке исследований необходимо предусмотреть организацию наблюдений за режимом грунтовых вод в целях количественной оценки подземного притока и получения данных, необходимых для выявления закономерностей формирования этого элемента баланса в различных физико-географических условиях.

Список литературы

1. Азерникова О. А. Водный баланс озера Севан по новым данным.— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1975, т. 107, вып. 5, с. 411—417.
2. Андреева М. А. Озера среднего и южного Урала.— Челябинск: Юж.-Уральск. кн. изд-во, 1973.— 269 с.
3. Антонова Т. С. Уточнение методики расчета водного баланса Верхнетуломского водохранилища.— Сб. работ по гидрологии, 1979, № 15, с.
4. Архипова Е. Г. Инструментальные погрешности измерения осадков на Каспийском море.— Труды ГОИН, 1970, вып. 98, с. 156—164.
5. Архипова Е. Г., Потайчук М. С., Скриптунов Н. А. Современный водный баланс Каспийского моря.— Труды ГОИН, 1970, вып. 101, с. 34—71.
6. Асарин А. Е. Составляющие водного баланса Аральского моря и их влияние на многолетние колебания его уровня.— Водные ресурсы, 1973, № 5, с. 29—40.
7. Асарин А. Е. Водный баланс и ожидаемые уровни Аральского моря. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. техн. наук.— Л., 1975.— 24 с.
8. Афанасьев А. Н. Водный баланс озера Байкал.— Труды Байкальской Лимнологической станции, 1960, т. 18, с. 155—214.
9. Ахмедсафин У. М., Шапиро С. М. Подземный сток в озеро Балхаш.— Вестн. АН КазССР, 1970, № 5, с. 44—53.
10. Бабаев М. В. Некоторые результаты изучения режима подземных вод левобережья Кайраккумского водохранилища.— Изв. отд. геол.-хим. и техн. наук АН ТаджССР 4(13), 1963, с. 60—70.
11. Бейром С. Г. и др. Изменение природных условий в средней Оби после создания Новосибирской ГЭС/С. Г. Бейром, Н. В. Вострякова, В. М. Широков.— Новосибирск: Наука, 1973.—142 с.
12. Белых Ф. И. О методе расчета среднего уровня Рыбинского водохранилища.— Сб. работ Рыбинской ГМО, 1959, вып. 1, с. 25—50.
13. Белых Ф. И. Расчет водообмена Рыбинского водохранилища с окружающим его грунтовым бассейном.— Сб. работ Рыбинской ГМО, 1965, вып. 2, с. 3—19.
14. Браславский А. П., Шергина К. Б. Потери воды на испарение из водохранилищ засушливой зоны Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1965.— 225 с.
15. Браславский А. П. Исследования и расчеты гидрологического режима озер и водохранилищ. Доклад на соискание учен. степени д-ра техн. наук.— Алма-Ата, 1966.— 255 с.
16. Васьковский М. Г. К расчету водного баланса озера Ханка.— Труды ДВНИГМИ, 1970, вып. 31, с. 54—62.
17. Вендров С. Л. Проблемы преобразования речных систем.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 235 с.
18. Верболов В. И. и др. Гидрометеорологический режим и тепловой баланс озера Байкал/В. И. Верболов, В. М. Сокольников, М. П. Шимараев.— М.; Л.: Наука, 1975.— 372 с.

19. Викулина З. А. Расчет испарения с поверхности водохранилищ.— В кн.: Труды III Всесоюзн. гидрол. съезда.— Л., 1959, т. 3, с. 9—15.
20. Викулина З. А. Изучение и расчет водного баланса водохранилищ.— Труды ГГИ, 1962, вып. 85, с. 3—16.
21. Викулина З. А., Натрус А. А. Современное состояние и первоочередные задачи по развитию водноиспарительной сети на территории СССР.— В кн.: Материалы междувед. совещ. по проблемам изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Валдай. Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1964, с. 51—59.
22. Викулина З. А., Кашинова Т. Д. Современное состояние и задачи воднобалансовых исследований на крупных водохранилищах.— В кн.: Материалы конференции по проблеме развития теории и методов расчета водного баланса речных бассейнов. Валдай: Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1971.—13 с.
23. Викулина З. А., Кашинова Т. Д. Водный баланс озера Байкал.— Труды ГГИ, 1973, вып. 203, с. 3—33.
24. Викулина З. А. Водный баланс озер и водохранилищ земного шара.— Труды ГГИ, 1973, вып. 203, с. 248—262.
25. Викулина З. А. и др. Водный баланс крупнейших озер и водохранилищ земного шара/З. А. Викулина, Т. Д. Кашинова, А. А. Натрус.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда.— Л., 1975, т. 5, с. 63—72.
26. Викулина З. А., Натрус А. А. Оценка испарения с поверхности водохранилищ по наблюденным гидрометеорологическим данным.— Труды ГГИ, 1976, вып. 231, с. 3—16.
27. Викулина З. А. Роль подземных компонентов в водном балансе озер и водохранилищ.— Труды ГГИ, 1977, вып. 240, с. 96—112.
28. Виноградов В. Л., Шестакова Р. А. Гидрологическое обслуживание крупных ГЭС.— Труды ГГИ, 1973, вып. 202, с. 95—114.
29. Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 199 с.
30. Водный и седиментационный баланс водохранилищ Северного Кавказа/И. С. Бойко, Г. В. Позднякова, М. Я. Прыткова и др.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1975, т. 5, с. 73—80.
31. Гаврилов А. М. Основы учета стока на гидроэлектростанциях.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 418 с.
32. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР: Водохранилища Верхней Волги.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 290 с.
33. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР: Волгоградское водохранилище.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 77 с.
34. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР: Каскад Днепровских водохранилищ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 345 с.
35. Гельбух Т. М. Элементы водного баланса дельты реки Или.— Труды ГГИ, 1960, вып. 79, с. 164—202.
36. Гельбух Т. М. Наблюдения и расчет испарения с зарастающих водоемов зоны недостаточного увлажнения.— В кн.: Материалы междувед. совещ. по проблемам изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Валдай: Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1964, с. 52—59.
37. Голубев В. С. и др. Некоторые результаты исследований жидких осадков в районе Валдайской возвышенности/В. С. Голубев, Н. В. Зотимов, Н. А. Зыков.— Труды ГГИ, 1965, вып. 123, с. 5—14.
38. Грабовников В. А. Подземный сток из озера Севан.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. А. Саваренского, 1961, т. 36, с. 12—21.
39. Гущина Л. А. Распределение осадков в районе Рыбинского водохранилища.— В кн.: Гидрометеорологический режим Верхневолжских водохранилищ. М., 1966. Вып. 3, с. 167—180.
40. Давыдов В. К. Водный баланс озера Севан.— В кн.: Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна. Л.; М., 1938. Ч. 6.— 81 с.

41. Доманицкий А. П. и др. Реки и озера Советского Союза/А. П. Доманицкий, Р. Г. Дубровина, А. И. Исаева.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 104 с.
42. Елисеева Е. В. Исследования подпора грунтовых вод и фильтрационных потерь из водохранилищ в условиях неустановившегося движения. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. техн. наук.— Одесса, 1968.— 20 с.
43. Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. Ч. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 240 с.
44. Заманов Х. Д. Расчет подземного стока из озера Большой Алагель методом водного баланса.— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1970, т. 102, вып. 1—3, с. 75—79.
45. Захаров В. В. и др. Расчет притока воды к Красноярской ГЭС/ В. В. Захаров, Н. Д. Поляковская, М. И. Хаскина.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 168, с. 65—75.
46. Землянницина Л. А. Грунтовые воды озерных котловин междуречья Ишим-Иртыш.— В кн.: Озера семиаридной зоны СССР. Л., 1970, с. 158—171.
47. Изотова А. Ф. Турбулентный теплообмен и затраты тепла на испарение с поверхности Ладожского озера.— В кн.: Тепловой режим Ладожского озера. Л., 1968, с. 100—143.
48. Изотова А. Ф. и др. Тепловой режим Онежского озера/А. Ф. Изотова, К. А. Мокиевский, А. И. Тихомиров.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1975, т. 5, с. 152—157.
49. Инструкция по учету стока воды на гидроэлектростанциях.— Изд. СЦНТИ ОРГРЭС, 1975.— 16 с.
50. Кириллова Т. В. Радиационный режим озер и водохранилищ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 250 с.
51. Константинов А. Р. Испарение в природе.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 531 с.
52. Кощеев А. Н. Теоретическое обоснование рационального размещения сети водомерных постов на озере Байкал.— Труды ГГИ, 1962, вып. 85, с. 69—86.
53. Кузнецов В. И. Расчет испарения с поверхности открытых и зарастающих водоемов на основе данных экспериментальных исследований.— В кн.: Материалы междувед. совещ. по проблемам изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Валдай: Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1964, с. 51—59.
54. Куллус Л. П. Водный баланс Псковско-Чудского озера. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. геогр. наук.— Вильнюс, 1973.— 23 с.
55. Курдин Р. Д. Гидрология Алакольских озер. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. геогр. наук.— Алма-Ата, 1968.— 25 с.
56. Малинина Т. И. Водный баланс Ладожского озера.— В кн.: Гидрологический режим и водный баланс Ладожского озера. Л., 1966, с. 182—203.
57. Методика учета стока воды на гидроэлектрических станциях. Изд. СЦНТИ ОРГРЭС, 1974.— 44 с.
58. Методика составления водного баланса водохранилищ на примере водохранилища Бухтарминской ГЭС/А. П. Браславский, Н. П. Капитонова, Г. В. Коротких и др.— В кн.: Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства. Алма-Ата, 1970, с. 80—110.
59. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 640 с.
60. Мхитарян А. М. и др. Водный баланс озера Севан/А. М. Мхитарян, Г. А. Александрян, Э. А. Атаян.— В кн.: Результаты комплексных исследований по севанской проблеме. Ереван, 1961, т. 1, с. 23—190.
61. Наблюдения на гидрологической сети СССР: Определение понятий гидрометеорологических элементов и оценка точности наблюдений.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 92 с.

62. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам: Гидрометеорологические наблюдения на озерах и водохранилищах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973. Вып. 7. Ч. 1.— 475 с.
63. Натрус А. А. К вопросу об оценке осадков как слагаемого водного баланса водохранилищ и озер.— Труды ГГИ, 1964, вып. 113, с. 119—130.
64. Натрус А. А., Мухачева И. А. Уточнение величины осадков применительно к расчету водного баланса озера Байкал.— Труды ГГИ. Гидрометеоиздат, вып. 203, 1973, с. 34—48.
65. Нежиховский Р. А. Объем воды в реках, озерах и водохранилищах Советского Союза.— Труды ГГИ, 1973, вып. 203, с. 239—247.
66. Нежиховский Р. А. Гидрологические расчеты и прогнозы при эксплуатации водохранилищ.— Л., Гидрометеоиздат, 1976.— 191 с.
67. Никитин М. Р. К вопросу об определении подземной составляющей водного баланса крупных водохранилищ.— В кн.: Материалы первого науч.-техн. совещ. по изучению Куйбышевского водохранилища. Куйбышев, 1963, вып. 1, с. 3.
68 Новиков С. М., Котова Л. В. Водный баланс внутриболотных озер Сургутского Полесья и его изменение под влиянием хозяйственной деятельности.— Труды ГГИ, вып. 236, с. 76—84.
69. Озера Лача и Воже. Материалы комплексных исследований.— Л.: Наука, 1975.— 32 с.
70. Петров Т. Н., Петрова Р. С. Опыт изучения зарления, фильтрации и испарения Домашкинского водохранилища.— Изв. Казанского филиала АН СССР. Сер. энерг. и водного хоз-ва, 1957, вып. 1, с. 147—169.
71. Подземный сток в бассейне Ладожского озера/И. С. Зекцер, Л. Б. Ковальский, Б. И. Куделин и др.— В кн.: Гидрологический режим и водный баланс Ладожского озера.— Л., 1966, с. 133—150.
72. Потайчук М. С. О подземном стоке в Каспийское море.— Труды ГОИН, 1970, вып. 98, с. 165—173.
73. Расчет испарения с поверхности горных водоемов/А. П. Браславский, Б. А. Краснов, Л. Ф. Краснова и др.— В кн.: Материалы междувед. совещ. по проблемам испарения с водной поверхности. Л., 1969, с. 182—196.
74. Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959—1962, т. 3—6.
75. Ресурсы поверхностных вод СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970, т. 13. Вып. 2, с. 420—433.
76. Руководство по обработке и подготовке к печати материалов наблюдений на озерах и водохранилищах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 252 с.
77. Рымша В. А., Дончепко Р. В. Исследования теплопотерь с открытой водной поверхности в зимнее время.— Труды ГГИ, 1958, вып. 65, с. 54—83.
78. Секачев А. А. Водный баланс Онежского озера.— Сб. работ Ленинградской и Петрозаводской ГМО, 1970, вып. 6, с. 3—14.
79. Смирнова Н. П. Тепловой баланс Ладожского озера в навигационный период.— В кн.: Тепловой режим Ладожского озера.— Л., 1968, с. 223—233.
80. Соколов А. А. Гидрография СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1952.— 465 с.
81. Соколов А. А. Влияние озер и водохранилищ на водный режим рек.— В кн.: Труды III Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1959, т. 2, с. 58—67.
82. Сорокин И. Н. Водный баланс малых водоемов Курской области на примере Борщенского и Березовского водоемов.— Труды Лаборатории озероведения АН СССР, 1963, т. 13, с. 93—127.
83. Тихомиров А. И. Расчет средних месячных температур поверхности воды.— В кн.: Гидрологический режим и водный баланс Ладожского озера. Л., 1966, с. 279—323.
84. Тихомиров А. И. Температурный режим и запасы тепла Ладожского озера.— В кн.: Тепловой режим Ладожского озера. Л., 1968, с. 100—143.

85. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 82 с.
86. Халатян О. И. Опыт изучения водного баланса Храмского водохранилища. В кн.: Труды III Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1959, т. 4, с. 200—206.
87. Цейтлин Б. С. Водный баланс озера Байкал.— В кн.: Труды III Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1959, т. 4, с. 184—191.
88. Шестакова Р. А. Оценка точности определения основных составляющих водного баланса в условиях Киевского и Кременчугского водохранилищ.— Труды ГГИ, 1971, вып. 185, с. 40—58.
89. Шестакова Р. А. О точности определения расходов воды через турбины на крупных пиковых гидроэлектростанциях.— Труды ГГИ, 1971, вып. 185, с. 138—149.
90. Шикломанов И. А., Веретенникова Г. М. Безвозвратные потери стока реки Волги за счет испарения с водохранилищ Волжско-Камского каскада.— Труды ГГИ, 1973, вып. 296, с. 22—60.
91. Шикломанов И. А. Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 76 с.
92. Шнитников А. В. Водный баланс озер Кулундинского и Кучук.— Труды ГГИ, 1948, вып. 4(58), с. 96—121.
93. Яковлева Л. В. Характеристика донных отложений Успенского водохранилища.— Труды Лаборатории озероведения АН СССР, 1963, т. 14, с. 199—211.

Оглавление

Предисловие 3

Введение 4

Глава 1. Общие сведения о внутренних водоемах СССР 7

Глава 2. Уравнения водного баланса озер и водохранилищ 21

Глава 3. Расчет элементов водного баланса 26

3.1. Поверхностный приток 27
3.2. Осадки 58
3.3. Поверхностный сток 67
3.4. Испарение воды и транспирация. Потери воды на испарение с водохранилищ 72
3.5. Подземные компоненты: подземный приток, подземный отток, аккумуляция в грунтах берегов 115
3.6. Аккумуляция в чаше водоема 124

Глава 4. Увязка баланса. Точность расчета водного баланса 147

Глава 5. Водные ресурсы и водный баланс главнейших озер и водохранилищ СССР 154

Заключение 168

Список литературы 170