

М.А. ВЕЛИКАНОВ

ВОДНЫЙ БАЛАНС
СУШИ

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

1940

М. А. ВЕЛИКАНОВ

Член-корреспондент
Академии наук СССР

Депозитарий

Лыбич А. М.
22.5.44

ВОДНЫЙ БАЛАНС СУШИ

УТВЕРЖДЕНО КОМИТЕТОМ ПО
ДЕЛАМ ВЫСШЕЙ ШКОЛЫ ПРИ СНИ
СССР В КАЧЕСТВЕ УЧЕБНИКА ДЛЯ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВТУЗОВ

1326763

РЕСПУБЛИКАНСКАЯ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ
БИБЛИОТЕКА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

МОСКВА

1940

Первым учебным пособием по гидрологии, изданным на русском языке, появившемся в 1925 г., была работа М. А. Великанова „Гидрология суши“. За последующие годы в соответствии с развитием гидрологии этот курс дополнялся и переиздавался. Раздел этого курса—„Водный баланс суши“ настолько вырос за последние годы, что превратился в самостоятельный курс, для прохождения которого во втузах Главного управления гидрометеорологической службы отведено 105 часов. Этот курс в течение ряда лет читал М.А.Великанов в Московском Гидрометеорологическом институте.

Настоящий учебник, составленный членом-корреспондентом Академии наук М. А. Великановым, является таким образом систематическим изложением читаемого курса „Водный баланс“.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Разработка научных знаний о водоемах и формирование гидрологии исторически шли первоначально двумя независимыми путями: по линии удовлетворения текущих практических запросов гидротехники и по линии изучения водоемов как элементов географического ландшафта. Соответственно этому гидрологи прежнего времени были лишь или гидротехниками, или географами; гидрологии же как цельной науки тогда еще не существовало. В настоящее время оба указанных направления хотя и продолжают иметь сторонников, но становится все более и более очевидным, что как то, так и другое сужают гидрологию и стесняют ее научное развитие. Что касается до первого направления «гидротехнического», то необходимо сказать, что каждая наука имеет конечной своей целью, на базе изучения природы, перестраивать последнюю в целях удовлетворения культурных нужд человечества, как об этом гласит XI тезис Маркса о Фейербахе. Но в то же время каждая наука, именно для наилучшего удовлетворения потребностей практики, должна развиваться самостоятельно в том смысле, чтобы ставить изучение не только тех вопросов, которые нужны для практики сегодняшнего дня; необходимо изучение всего комплекса вопросов, связанных между собой логической цепью, даже не имеющих непосредственного практического интереса в настоящий момент. Поэтому чисто гидротехническое направление в гидрологии в настоящее время мы считаем устаревшим и неудовлетворительным именно с точки зрения удовлетворения в будущем запросов гидротехники.

Второе направление, чисто географическое, могло существовать в период, когда изучение водоемов сводилось почти исключительно к качественному их описанию. С развитием гидрометрии и, главное, с развитием далее физико-механического анализа всех явлений, происходящих в водоемах, такое географическое направление естественно оказалось слишком бедным по даваемым им результатам.

Мы отнюдь не преуменьшаем значения физико-географического ландшафта при анализе гидрологических комплексов, но мы считаем, что этот ландшафт, как и гидрологический комплекс, — суть объекты для применения к ним физического анализа, и на этом мы и строим теперь здание научной физической гидрологии.

В части гидрологии сути все вопросы, интересующие нас как в теоретическом разрезе, так и в отношении практической их важности, могут быть разделены на три основных категории. На первое место мы ставим весь комплекс вопросов водного баланса; сюда относятся все процессы испарения, конденсации, замерзания, таяния, перемещения водных масс из одного водоема в другой, из открытых водоемов в грунтовые воды и пр. Далее следуют все процессы, анализируемые с гидромеханической стороны: механизм движения воды в реках и в грунтах, волны ветрового и иного происхождения; обусловленное движением воды перемещение наносов и связанные с ним процессы формирования ложа водоемов. И, наконец, на

третье место мы ставим все процессы термиче-ского водоемов, их химизма и биологического состава.

Все три комплекса вопросов имеют прямое и непосредственное отношение к удовлетворению практических потребностей в той области народного хозяйства, которая носит общее название водного хозяйства. Но совершенно несомненно, что именно первый комплекс мы вправе поставить во главу угла всей гидрологии суши, поскольку при всяком использовании водных ресурсов всегда на первом месте стоят вопросы количественного учета водных масс, подлежащих использованию. Поэтому именно учение о водном балансе мы мыслим себе как основную и важнейшую часть всей гидрологии суши.

Научные основы использования стока для водохозяйственных целей исторически развивались по следующему пути: вначале чисто гидрометрические измерения стока, затем попытки построения эмпирических формул в целях учета стока при отсутствии, или недостаточности, гидрометрических данных, далее анализ различных факторов, влияющих на сток, и, наконец, переход к более широкому понятию водного баланса. В этом понятии самый сток является уже лишь частным случаем, хотя бы практически и наиболее интересным, но не разрешимым до конца вне своей связи со всем комплексом водного баланса. Мы говорим здесь пока лишь о водном балансе поверхности суши, относя все процессы влагооборота и водообмена в атмосфере к смежной науке — метеорологии. Но в дальнейшем мы мыслим расширение понятия водного баланса в том направлении, чтобы им были охвачены все процессы влагооборота и водообмена как земной коры, так и атмосферы. Это пока лишь мыслится в будущем, так как для такого расширения необходима гораздо более тесная связь между гидрологией и метеорологией, чем это имеет место в настоящее время. Мы считаем уместным здесь упомянуть, что связь между этими двумя науками в настоящий момент далеко не достаточна даже для разрешения вопросов водного баланса на настоящем этапе научного знания. Для примера мы укажем на метеорологическую сеть СССР, которая по своей структуре и густоте совершенно не отвечает потребности гидрологии в метеорологических данных. Наша дождемерная сеть, если даже допустить, что она достаточна для чисто климатологического использования, — для целей гидрологии определенно неудовлетворительна; это относится как к жидким осадкам, так, в особенности, и к твердым, где мы в лучшем случае имеем лишь высоту снегового покрова, плотности же снега, изменяющиеся в пространстве и времени в очень больших пределах, редко где измеряются. Для целей гидрологии метеорологическую сеть надо коренным образом перестроить. Мы ограничимся примером сети, но то же самое можно сказать и вообще в отношении существующего разрыва между метеорологией и гидрологией, который больше всего отражается именно на части гидрологии суши, объединяемой названием водный баланс.

В этой книге мы стремимся дать возможно более полное изложение и обоснование метода водного баланса, главным образом, конечно, в применении к стоку, как наиболее интересующего практиков водного хозяйства. Мы стремились дать учащимся возможно более ясное представление о теоретической постановке отдельных вопросов, не вдаваясь в детали практического применения и ограничиваясь лишь немногими из существующих эмпирических формул, но с обязательным при этом анализом последних. Исчерпы-

вающие данные о методах расчета помощью различных эмпирических формул можно найти в книгах, посвященных специально гидрологическим расчетам; этой цели настоящая книга не преследует, а потому и примеров в ней сравнительно мало.

Мы уделили в этой книге сравнительно много места изложению теории кривых распределения в применении к стоку. Дело в том, что кривые распределения в гидрологии в настоящее время имеют весьма широкое распространение, но далеко не всегда научный уровень этого применения стоит на должной высоте, что иногда объясняется недостаточно четким пониманием сущности кривых распределения, и в частности той кривой Пирсона III рода, которой почти исключительно и пользуются в практике. Эта кривая несомненно имеет очень большое значение, и последними работами Г. Н. Бровковича выясняется, что она для положительного аргумента является чем-то в роде «аналога» Гауссовской кривой, выводимой для аргумента, изменяющегося как в положительную, так и в отрицательную сторону. Иными словами, кривая Пирсона III рода должна быть принята как исходная для построения остальных кривых; но сама по себе она далеко не всегда удовлетворяет условию соответствия эмпирическим совокупностям и требует перехода к расширенному типу кривых, совершенно так же, как от Гауссовской кривой нормального распределения мы переходим к расширенному типу Шарлье — Брунса. Все это изложено нами в V главе этой книги, причем мы стремились сделать изложение возможно более элементарным, имея в виду ограниченность математического фундамента студентов вузов.

Большое внимание в этой книге уделено также вопросам формирования паводков как ливневых, так и снеговых, хотя в данном случае состояние теории пока еще недостаточно для удовлетворения практических потребностей, и практики пока еще вынуждены базироваться на сравнительно грубых эмпирических формулах. Но мы считаем, что данная книга должна не только сообщить читателю уже законченные научные результаты в виде рецептов для практических расчетов, но и показать, в каком направлении нужно работать дальше. Мы даже считаем второй момент более важным, чем первый, поскольку гидрология должна именно сейчас наиболее интенсивно развиваться в строго научном направлении для того, чтобы быть в состоянии хотя бы через некоторый промежуток времени лучше удовлетворять всем растущим потребностям грандиозного водохозяйственного строительства СССР.

При составлении этой книги мы пользовались материалами не только опубликованных научных работ, но и работами, находящимися еще в стадии подготовки к печати. Все авторы, данными которых мы пользовались, указаны в соответственных местах, и здесь я считаю своим долгом всем им выразить мою глубокую признательность.

ВВЕДЕНИЕ

1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Комплекс вопросов, относящихся к влагообороту поверхности земного шара и отдельных частей этой поверхности, является несомненно одним из важнейших в гидрологии. Этот комплекс мы обозначаем термином **водный баланс**, основываясь на том, что при анализе влагооборота мы широко пользуемся балансовым методом. Метод этот в самом общем виде основан на следующем очевидном равенстве: для любого объема пространства, ограниченного некоторой произвольной поверхностью, для всякой неуничтожимой субстанции количество ее, вошедшее внутрь этого объема за вычетом количества, вышедшего наружу, должно равняться увеличению (или соответственно уменьшению) количества ее внутри данного объема. Это равенство справедливо для любого промежутка времени и для любой произвольно взятой замкнутой поверхности. Таким образом, мы можем строить водный баланс для любой части земной поверхности, в соответствии с теми или иными практическими, или теоретическими, интересами.

В настоящее время грандиозные водохозяйственные перспективы СССР заставляют нас широко пользоваться этим методом не только для анализа бытовых условий речных бассейнов, озер, внутренних морей и пр., но и подойти вплотную к проектированию водного баланса, иными словами — к расчету тех изменений во взаимоотношении между отдельными его слагаемыми, которые дают возможность наилучшим образом использовать водные ресурсы для целей энергетики, ирригации, судоходства и водоснабжения. Достаточно указать на комплексную проблему Большой Волги и Каспийского моря, которая в конечном счете сводится к довольно значительному изменению отдельных компонентов водного баланса этого огромного водоема. В настоящее время уровень Каспийского моря постепенно понижается, что связано главным образом с уменьшением стока реки Волги, а это последнее, согласно имеющимся в настоящее время данным, повидимому, объясняется не только уменьшением осадков и повышением температуры за последние годы, но отчасти и переходом к более интенсивным формам земледелия и более рациональной запашке земель, вследствие чего испарение с земельных площадей, а также просачивание возрастают, а поверхностный сток уменьшается.

Для постановки проблемы водного баланса в таком разрезе нам необходимо очевидно не только изучать гидрологические явления, происходящие в настоящее время на поверхности земли, но и давать им физический анализ, т. е. выяснять физическую зависимость между отдельными факторами в любых искусственных, а не только естественных условиях.

Методом водного баланса в настоящее время мы пользуемся главным образом для расчетов речного стока, и здесь, конечно, он имеет наибольшее применение. Но все же несомненно, что его задача гораздо шире и захватывает, как мы уже показали на примере Каспийского моря, целый ряд других водохозяйственных вопросов. Составными

элементами водного баланса в самом общем случае являются следующие. Во-первых, выпадающие атмосферные осадки, а также конденсация, т. е. выделение влаги непосредственно в местах соприкосновения атмосферы с почвой; конденсация на самой поверхности в большинстве случаев количественно невелика, но конденсация внутри почвы может достигать довольно больших размеров и играть существенную роль при подсчете водного баланса. Далее идет испарение: 1) с поверхности воды, снега и льда, 2) с почвы, причем как с поверхности ее, так и на глубине и 3) особый вид биологического испарения: транспирация растительного покрова.

Далее идет просачивание воды в почву, в большинстве случаев направленное сверху вниз, но иногда идущее в обратном направлении: капиллярное поднятие воды в грунтах. Затем сток трех видов: 1) русловой (или речной) 2) склоновый и 3) подземный (или грунтовой).

Все перечисленные виды перемещения водных масс для некоторого произвольно взятого объема могут сбалансироваться лишь при условии добавления к ним изменения запаса воды внутри этого объема. Это изменение может быть следующих видов: изменение объема водоемов (реки, озера), вследствие повышения или понижения уровня в них; изменение запасов грунтовых вод или почвенной влаги в капиллярном, пленочном или парообразном виде; и, наконец, накопление снегового покрова на поверхности земли или расходование этого покрова в период снеготаяния. Совместный учет всех перечисленных факторов дает нам возможность построить в самом общем виде уравнение водного баланса, что мы и сделаем в дальнейшем.

Вначале приведем некоторые общие данные о водном балансе земного шара в целом — вопрос, к которому в дальнейшем мы возвращаться не будем, поскольку предлагаемый курс трактует в основном лишь о водном балансе материка и отдельных его частей.

Подсчет водного баланса земного шара производился целым рядом ученых, причем полученные ими цифры иногда довольно значительно расходятся между собой.

В сводной работе А. В. Вознесенского после критического анализа всех этих работ даются наиболее вероятные цифры, базирующиеся главным образом на исследованиях Мейнардуса.

Общая сумма атмосферных осадков, выпадающих в среднем за год на поверхности всего земного шара, принимается в 511 000 км³. Из них на материк относится 19%, или 99 500 км³, а на океан 81%, или 411 600 км³. Поскольку для всей поверхности земного шара уравнение водного баланса сводится к простому равенству осадков и испарения, то очевидно, что общая цифра испарения с суммарной поверхности океана и материков составляет те же 511 000 км³.

Но если мы дадим водный баланс в отдельности для океана и для суши, то балансовое уравнение несколько усложняется: для океана суммарное испарение должно равняться осадкам плюс речной сток, а для суши осадки должны равняться испарению плюс речной сток. Полученная в результате цифра суммарного речного стока (относящегося, очевидно, лишь к рекам, впадающим в океан) равняется 37 100 км³ в год.

По поводу суммарного стока необходимо отметить некоторые разногласия между Мейнардусом и Халбфассом: последний считал, что помимо речного стока в океан подаются большие массы воды грунтовыми потоками.

Вопрос этот остается в известной степени открытым, хотя отрицательное отношение к этому положению со стороны Мейнардуса в настоящее время считается более правильным.

Все воды материков получают ими несомненно из океана благодаря переносу части испарения с поверхности океана на материк. Этот

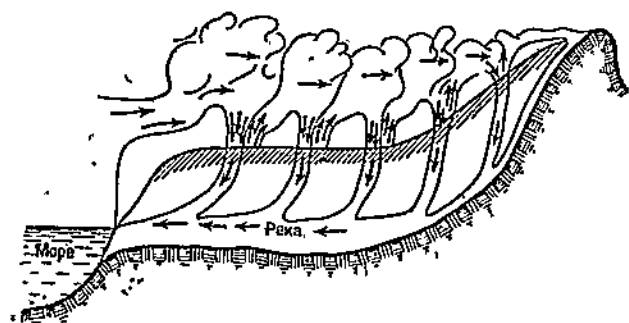


Рис. 1. Схема внутриматерикового влагообмена.

которого была дана И. И. Касаткиным, и в эскизной форме изображена на рис. 1.

Сущность этой схемы заключается в следующем. Переносимая ветрами влага частью выпадает на поверхности, частью относится дальше вглубь материка. Из выпадающей влаги часть испаряется обратно и также переносится дальше в направлении господствующих влагоносных ветров, другая же часть стекает обратно в море речным потоком. Эту последнюю воду И. И. Касаткин называет «отработавшей» водой, поскольку для увлажнения материка она уже потеряна. Влагу же, переносимую дальше, он называет «активной» влагой. В состав ее входит прежде всего парообразование воды, содержащейся в нижних слоях воздуха, далее вода в верхних слоях почвы, в пределах корневой системы растительного покрова, в тканях растений и животных, в верхних слоях внутренних водоемов и верхнем слое снега. Вся эта вода может испаряться обратно и произвести вторичное увлажнение материка на дальнейшем пути влагоносных ветров. Отсюда по И. И. Касаткину следует, что чем более оживленным является внутренний влагооборот материка, т. е. чем большее число оборотов вода успевает сделать, тем большую пользу она приносит для человека. Поднятие земледельческой производительности неразрывно связано с искусственным усилением этого внутреннего влагооборота, так как вода, потребляемая растительным покровом и необходимая для жизни растений, почти полностью испаряется им обратно в атмосферу, а в тканях растений задерживается лишь 2—3 тысячных всего потребляемого растением количества воды. Иными словами, одно и то же количество воды может произвести многократную полезную работу. Но для этого необходимо принять все меры для уменьшения стекания воды в реки и для увеличения испарения. Эта крупная задача, поставленная И. И. Касаткиным, несомненно имеет огромное будущее, и мы уже упомянули, что целый ряд агротехнических мероприятий даже в настоящее время привел к некоторому уменьшению стока в реки за счет повышения урожайности сельскохозяйственных площадей. Во всяком случае эта задача относится к числу тех, которые должны разрешаться методом водного баланса.

перенос в количественном отношении для всего земного шара не так велик, но именно он-то и обуславливает собой все орошение материков, а, следовательно, и все развитие жизни на них. Этот перенос влаги с моря на сушу создает на последней специфичный внутренний влагооборот, общая схема

2. ОБЩЕЕ УРАВНЕНИЕ ВОДНОГО БАЛАНСА

Для построения уравнения водного баланса в самом общем виде мы должны задаться некоторой определенной контрольной поверхностью, которую, исходя из чисто практических соображений, мы проводим следующим образом. Мы очерчиваем на местности контур, охватывающий интересующую нас область; через этот контур мы мысленно проводим вертикальную цилиндрическую поверхность, которая и будет боковой поверхностью выделяемого нами объема. Верхнюю границу мы проводим непосредственно выше поверхности земли, исходя из тех соображений, что количество влаги, находящейся в самой атмосфере, нас при трактовке вопроса не интересует; этот вопрос относится к смежной науке — метеорологии. Нижнюю ограничивающую поверхность мы проводим на некоторой глубине, определяемой каждый раз стоящей перед нами практической задачей: в одних случаях на большей глубине, в других — непосредственно ниже поверхности.

Для выделенного, таким образом, нашей контрольной поверхностью объема мы составим равенство, в котором все приходные части водного баланса будут представлены со знаком плюс, расходные со знаком минус, а изменение запаса воды внутри объема может иметь или тот, или другой знак. К приходной части мы относим: осадки, конденсацию, вертикальное просачивание в том случае, если оно направлено снизу вверх (капиллярное поднятие), русловой поверхностный сток, направленный внутрь нашей поверхности и, наконец, боковое просачивание, или грунтовой приток также, если он направлен внутрь. К расходной части мы относим: испарение, просачивание, а также русловой и поверхностный сток, направленные наружу. И, наконец, как уже было сказано, мы должны добавить изменение (с плюсом или с минусом) запаса воды внутри нашего объема.

Из перечисленных факторов некоторые, как например, осадки, испарение, вертикальная фильтрация, изменение запасов воды, мы можем сразу же представить в виде слоя некоторой высоты, отнесенного к единице времени. Боковой, или периферийный, приток нам удобнее отнести к единице длины контура (и также к единице времени). Наконец, русловой сток мы будем измерять кубическими единицами в единицу времени, т. е. именно так, как это обычно дается в результате гидрометрических измерений. Первые факторы войдут в уравнение в виде интегралов вида

$$\int_{t_1}^{t_2} dt \int_{(\Omega)} a d\omega,$$

вторые представятся интегралами вида

$$\int_{t_1}^{t_2} dt \int_{(S)} b ds$$

и третьи, соответственно, интегралами вида

$$\int_{t_1}^{t_2} Q, dt$$

(поставленные под знаками интегралов символы «а» и «б» могут относиться соответственно к любому из перечисленных факторов; индекс j дает порядковый номер реки).

Далее мы делим все перечисленные величины, выраженные, очевидно, в объемах воды, на площадь, ограниченную нашим контуром, и на принятый нами интервал времени $(t_2 - t_1)$. После этого вводим обозначения:

x — осадки и конденсация,

z — испарение,

y_j — сток j -го водотока,

i — просачивание через нижнюю ограничивающую поверхность на квадратную единицу,

w — просачивание через боковую поверхность на единицу длины контура,

u — изменение запаса воды внутри контрольной поверхности.

В результате мы получаем следующее равенство

$$x = \sum y_j + z + i + u + w \quad (1)$$

В этом равенстве величины x, z всегда существенно положительны. i — большей частью положительна (исключая случай капиллярного поднятия), остальные три члена $\sum y_j, u$ и w могут быть как положительными, так и отрицательными.

3. ЧАСТНЫЕ ПРИМЕРЫ

Рассмотрим несколько частных, наиболее интересных в практическом отношении, случаев.

Прежде всего представим себе, что наш контур не является произвольным, а проводится по водораздельной линии некоторой реки, пересекая ее по некоторому замыкающему створу. В таком случае вместо суммы $\sum y_j$ мы будем иметь один член y . Далее представим себе, что нижняя ограничивающая поверхность проведена нами на глубине водонепроницаемого пласта. В таком случае вертикальная фильтрация через нижнюю поверхность выпадает, и уравнение водного баланса для этого случая напишется в виде

$$x = y + z + u + w \quad (2)$$

В этом равенстве величины x, z всегда существенно положительны. Никаких ограничений на интервал времени $(t_2 - t_1)$ мы пока не накладываем. Член u включает в себя: изменение объема воды в реках и озерах бассейна, изменение объема воды в лежащем на поверхности бассейна снеговом покрове (если таковой имеется) и, наконец, изменение запасов воды в почве.

Теперь наложим некоторое ограничение и на интервал времени: возьмем «гидрологический» год, определяемый таким образом, чтобы все периоды большого накопления и большого расходования воды находились в н у т р и этого периода; весь период накопления снега и весь период снеготаяния и половодья, весь период интенсивных дождей и по возможности весь период стока этих дождей вод. Удовлетворить полностью этим требованиям, очевидно, невозможно, но

приближенно можно для каждого заданных климатических условий назначить такие даты начала и конца года, при которых это требование более или менее выполняется. Например в условиях равнинной европейской части СССР срок 1 октября является более, или менее, приемлемым; хотя на севере его следовало бы взять несколько раньше, а на юге несколько позже, но практически весьма неудобно давать слишком большую вариацию гидрологических годов в пределах одной и той же территории. При таком ограничении приведенное уравнение хотя формально и сохраняет свой вид, но член u будет включать в себя уже только изменение запасов грунтовых вод. Это изменение в разные годы будет то положительным, то отрицательным: в годы избыточного увлажнения осадками уровень грунтовых вод к концу года будет повышаться, в более сухие же годы часть грунтовых запасов будет стекать в реку и уровень их будет понижаться. Нетрудно видеть, что если мы полученное уравнение отнесем к последовательному ряду большого числа лет, то среднее значение члена u будет очень мало отличаться от нуля (теоретически оно должно стремиться к нулю для бесконечно длинного периода времени), и наше уравнение примет следующий еще более простой вид:

$$x = y + z + w$$

Далее следует отметить, что член w , выражающий величину периферийного притока воды в бассейн, или оттока из него, деленный на площадь бассейна, может быть значительным только для сравнительно малых бассейнов: поскольку сам приток (или отток) при прочих равных условиях растет с длиной водораздельной линии, т. е. с первой степенью размера бассейна, а площадь бассейна, на которую делится эта величина, растет с квадратом длины, то очевидно периферийный сток, отнесенный к площади бассейна, т. е. член w , будет убывать с размерами бассейна. Для бассейнов не очень малых мы можем этим членом пренебречь, и уравнение напишется в еще более простом виде:

$$x = y + z.$$

Для бессточного озера член u , очевидно, выпадает, и уравнение напишется в виде:

$$x = z + u + w,$$

а для многолетнего периода ($u = 0$) и для достаточно большого бассейна ($w = 0$), мы получим простое равенство.

$$x = z.$$

Рассмотрим в виде примера ливневой сток. Поскольку здесь нас интересует количество выпавшей воды за время ливня, с одной стороны, и количество воды, стекающей непосредственно после ливня, с другой, то за период времени мы возьмем: начало ливня — конец ливневого стока. Нижнюю часть контрольной поверхности мы проведем теперь непосредственно ниже поверхности земли на очень малом от нее расстоянии, для того, чтобы не вводить в рассмотрение не интересующий нас в данном случае фактор изменения запаса грунтовых вод. Кроме того за краткий период ливня и прохода ливневой волны величина испарения будет несомненно ничтожно мала, и мы можем ею пренебречь. Тогда уравнение напишется в виде:

$$x = y + i.$$

В виде второго примера возьмем снеговое половодье. Период времени назначаем: начало снеготаяния — конец половодья. Нижнюю, ограничивающую, поверхность проведем так же, как в предыдущем примере, непосредственно ниже поверхности земли. Уравнение напишется теперь в виде:

$$x = y + i + z + u.$$

При этом, очевидно, последний член u будет существенно отрицательным, поскольку в начале расчетного периода был снеговой покров, а в конце его уже не было. Перенеся этот существенно отрицательный член в левую часть равенства, мы перепишем последнее в следующем виде:

$$x + |u| = y + z + i.$$

Во многих случаях член x , выражающий осадки, выпавшие за время снеготаяния и половодья, оказывается очень малым по сравнению с членом u и может быть также отброшен. Тогда получим равенство:

$$|u| = y + z + i,$$

которое выражает собой, что объем запаса воды в снеге к началу снеготаяния равняется объему весеннего половодья плюс испарение за период снеготаяния и половодья и плюс потери воды на фильтрацию в почве.

4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ И СЛУЧАЙНОСТИ В ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ

Изучая какое-либо физическое явление, мы ищем закономерную связь между отдельными факторами, влияющими на данное явление или характеризующими его. Если мы знаем все эти факторы, то принципиально мы можем, путем последовательного исключения некоторых из них, найти искомую зависимость и, в конце концов, выразить ее в форме математического уравнения. Но дело в том, что всю совокупность влияющих факторов мы учесть никогда не можем. Мы можем лишь выделить те из них, влияние которых особенно сильно, и — в самом общем случае — остается еще совокупность иногда чрезвычайно большого числа факторов, из которых каждый влияет в ничтожной степени, и та или иная комбинация из них в тот или иной момент времени и в тех или иных обстоятельствах дает нам в результате отклонение изучаемой величины в ту или иную сторону, отклонение, которое мы называем случайным.

Возьмем простейший случай падения твердого тела; оно обуславливается главным образом силой тяжести, влияние которой нам хорошо известно. Далее идет влияние сопротивления воздуха, которое мы суммарно тоже можем, хотя бы приближенно, учесть. Но затем идет огромное число ничтожных факторов, учесть которые мы уже абсолютно не в состоянии: плотность воздуха в разных местах на пути падения тела может в каждый данный момент быть различной и изменяться под влиянием целого ряда случайных причин, влияя в конечном счете на величину сопротивления. Если мы нашли закономерность между какими-либо двумя измеренными нами величинами и выразили ее математическим уравнением, то далее, после уточнения наших изме-

рительных приборов, мы оказываемся перед фактом, что обе эти величины подвергаются случайным отклонениям, или, что при заданном значении одной, значения другой будут многочисленными, хотя и будут группироваться около некоторого среднего значения. В случае строгой закономерности каждая физическая величина в известных определенных условиях имела бы одно, и только одно, значение; зависимость между двумя величинами, влияющими друг на друга, выражалась бы строгим математическим уравнением. В действительности каждая величина принимает бесчисленное количество значений, отклонения которых от среднего являются случайными, а связь между двумя величинами является не функциональной, как в предыдущем случае, а стохастической. Под стохастической связью мы разумеем такую, когда значение одной из величин определяет собой не единичное значение другой, а целую совокупность их, с различной степенью вероятности. Таким образом, понятие вероятностей является основным и определяющим в области случайных явлений.

«Мы обычно не высказываем на улице из окна, но предпочитаем спуститься по лестнице, хотя и здесь можем упасть и разбиться насмерть, между тем, как прыжок из окна не всегда смертелен»¹.

Автор хочет здесь сказать, что в нашей повседневной жизни мы постоянно сознательно, или бессознательно, руководимся ощущением того, где вероятность больше, и где она меньше. Если бы мы в своих поступках руководились только достоверностью и закономерностью, то никогда ни на один поступок мы бы не могли решиться, так как достоверности в полном смысле слова никогда не бывает.

В физике, особенно там, где изучается явление в лабораторных, искусственно создаваемых, условиях, когда мы имеем возможность исключить влияние на это явление целого ряда не интересующих нас факторов и рассматривать его, так сказать, в чистом виде, даже в этом случае мы не можем избавиться от влияния случайных отклонений, зависящих от неучитываемых нами обычно многочисленных факторов. Если же мы из лаборатории выходим в условия природы, как это имеет место в гидрологии, то тут влияние случайных факторов чрезвычайно сильно возрастает. Для примера рассмотрим сначала явление испарения.

Даже основной процесс испарения, как перескакивание отдельных молекул из поверхностного слоя жидкости в атмосферу, уже представляет собой явление в значительной степени случайное, но поскольку этих молекул много и таких перескакиваний в единицу времени происходит огромное количество, то в среднем в промежуток времени даже нескольких секунд мы получим определенное значение для скорости испарения. Но это только в том случае, когда воздух над испаряющей поверхностью совершенно неподвижен, что может быть достигнуто разве только в лабораторных условиях. В естественных же условиях состояние атмосферы подвержено непрерывным возмущениям как термического, так и особенно гидродинамического характера: явление турбулентности само по себе уже представляет совокупность быстро изменяющихся случайных направлений скорости в разных частях атмосферы. Эта турбулентность, беспорядочно ускоряя явление диффузии, создает возрастание скорости испарения, возрастание, которое в каждый данный момент в за-

¹ С. Н. Берштейн. «Теория вероятности».

зависимости от направления случайного вектора скорости будет различным. Для получения определенной закономерной величины мы должны опять-таки и здесь произвести осреднение, но уже за неизмеримо больший промежуток времени, чем для упомянутого выше молекулярного процесса. Если бы мы были в состоянии измерять скорость испарения в какой-нибудь точке естественного водоема через каждую секунду, то несомненно получили бы большие отклонения случайного характера, и только осредняя с помощью нашего измерителя процесс испарения на интервале времени многих часов и на поверхность достаточно больших размеров, мы получим определенную величину и то лишь при условии, если средняя скорость ветра в течение этих нескольких часов была постоянной. То же, и в еще большей степени, относится и к испарению с почвы. Только путем осреднения за достаточно большой промежуток времени мы получим некоторое среднее значение, которое мы в состоянии вводить в наши уравнения.

Переходим к атмосферным осадкам; тут фактор случайности играет уже гораздо более значительную роль. Интенсивность выпадения осадков и их распределение по некоторой площади зависит от формы тучи, распределения в ней ядер конденсации и, наконец, от скорости движения самой тучи. А если к этому добавить, что как форма тучи, так и ее структура быстро меняются во времени, подчиняясь лишь закону случайности, а скорость различных частей тучи также может отличаться друг от друга, то мы ясно увидим, что распределение выпадения осадков и по площади и во времени будет зависеть от столь большого числа факторов, что будет носить чисто случайный характер.

Если мы будем наблюдать выпадение осадков за длительный промежуток времени в разных точках изучаемой территории, то мы увидим, что то одна, то другая часть территории оказывается орошенной, то с большей, то с меньшей интенсивностью, причем никакой закономерности мы для этого распределения усмотреть не сможем. Только после осреднения всех этих выпадений за очень большой промежуток времени, когда над данной территорией прошло уже очень большое число дождевых туч, оказывается возможным получить такие средние значения, которые смогут характеризовать данную территорию в отношении осадков.

Далее мы подробно рассмотрим этот вопрос и увидим, что изоляции осадков (изогеты) мы в состоянии с довольно большой достоверностью провести только для многолетнего периода.

Переходя, наконец, к поверхностному стоку, мы будем иметь явление, в еще большей степени имеющее случайный характер, так как ко всем случайностям выпадения осадков добавляется еще совокупность случайно размещенных по территории факторов, влияющих на скорость стекания воды, на потери, на фильтрацию и прочее. В особенности, если мы будем рассматривать очень малый бассейн, то сток в нем будет зависеть от прохождения дождевой тучи над этим бассейном и от массы других факторов, учесть которые мы абсолютно не в состоянии. И только, когда мы переходим, с одной стороны, к бассейнам большой площади, где влияние отдельных топографических условий в среднем сглаживается, и выступает общая топографическая характеристика всего района, и далее, если мы осредняем сток за достаточно большой промежуток времени, то тогда, и только тогда, мы получаем определенное значение стока, которое может быть нами введено в определенную зависимость.

Таким образом, в гидрологии и, в частности, в разделе водного баланса, составляющем предмет этой книги, мы имеем дело всегда с явлениями в большей или меньшей степени случайного характера, в связи с чем применение методов теории вероятностей и математической статистики здесь является совершенно необходимым. В соответствующем разделе курса будут изложены, разумеется, в самом кратком виде, основы учения о кривых распределения. Здесь же мы ограничимся тем указанием, что по существу каждый гидрологический фактор может быть нами задан лишь в виде кривой распределения, т. е. в виде кривой, дающей для каждого частного значения интересующего нас фактора, его вероятность.

ГЛАВА I

ИСПАРЕНИЕ

1. ФИЗИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ИСПАРЕНИЯ

Процесс испарения заключается в том, что молекулы, из которых состоит данная жидкость, двигаясь во всевозможных направлениях с различными скоростями, могут в известных случаях отделяться от поверхностного слоя жидкости и переходить в находящийся над этой поверхностью газ (или в частном случае — в пустое пространство). Скорости движения отдельных молекул жидкости подчиняются некоторой кривой распределения, причем параметр этой кривой распределения зависит от температуры: чем выше температура, тем более вероятными оказываются большие скорости. Отсюда вытекает, что с повышением температуры число молекул, скорость которых по величине и по направлению достаточна для отрыва их от поверхностного слоя, будет непрерывно возрастать. Но, с другой стороны, эти же молекулы, двигаясь в вышележащем газе, могут в известных условиях падать опять обратно на поверхностный слой жидкости. Скоростью испарения мы будем называть: разность между числом молекул, перешедших из жидкости в газ, и числом молекул, перешедших обратно из газа в жидкость, отнесенную к единице времени. Далее, вместо числа молекул мы для практических целей будем рассматривать суммарное количество испаряющегося вещества. Совершенно очевидно, что указанная разность должна находиться в определенной зависимости от числа молекул, находящихся в данный момент в вышележащем газе, или, точнее говоря, от разности между этим числом и тем, которое в данных условиях является насыщающим данный газ. Величина, определяемая как разность между количеством паров, насыщающих газ (в данных условиях температуры и давления) и количеством паров, имеющихся в этом газе в наличности, называется дефицитом влажности.

Таким образом, мы приходим к тому, что основным определяющим фактором скорости испарения является дефицит влажности. Известному физику Дальтону принадлежит мысль установить между скоростью испарения и дефицитом влажности линейную зависимость. Эта линейная зависимость в простейших случаях хорошо себя оправдала. Далее Зольднером была введена поправка к коэффициенту пропорциональности Дальтона. Из довольно точных опытов он нашел, что скорость испарения должна находиться в обратной зависимости с давлением атмосферы. В таком виде с поправкой Зольднера закон Дальтона гласит:

$$E = C \cdot \frac{d}{H}, \quad (3)$$

где

d — дефицит влажности,

H — барометрическое давление,

C — постоянный коэффициент.

По исследованиям Марселена, в условиях полной неподвижности воздуха непосредственно над поверхностью жидкости всегда имеется равновесный слой почти насыщенного пара. Таким образом, процесс испарения жидкости, т. е. переход молекул ее в этот самый слой, возможен, очевидно, лишь при условии, что молекулы из этого слоя будут передвигаться вверх, причем число молекул, переходящих из жидкости в насыщенный слой, должно в точности равняться числу переходящих из равновесного слоя в вышележащий. Это явление, называемое «диффузией», и является, таким образом, определяющим скорость испарения в условиях неподвижного воздуха, почему испарение, определяемое формулой Дальтона, часто называют диффузным.

С другой стороны, сам процесс испарения требует затраты известного количества тепла, в результате чего испаряющая поверхность неизбежно должна охлаждаться, а охлаждение, в свою очередь, должно уменьшать скорость испарения. Это охлаждение должно компенсироваться притоком тепла из нижележащих слоев жидкости. Следовательно, скорость испарения должна зависеть от теплопроводности жидкости. Если этот фактор не фигурирует в наших расчетных формулах, то только потому, что мы интересуемся только водой, для которой коэффициент теплопроводности есть приблизительно постоянная величина.

Еще Дальтоном было указано, что коэффициент пропорциональности в его формуле должен зависеть от скорости ветра. Но формы этой зависимости сам Дальтон не нашел. С другой стороны, стоящая в знаменателе приведенной формулы величина давления воздуха в обычных условиях колеблется в столь незначительных пределах, что влиянием ее, особенно имея виду малую точность наших измерений, вполне можно пренебречь. Таким образом, для естественных водоемов основными определяющими факторами скорости испарения являются: дефицит влажности и скорость ветра. Рассмотрим ближе физическую сущность влияния ветра на испарение.

Прежде и еще совсем недавно считали, что ветер сносит в горизонтальном направлении испаряющуюся воду и тем самым повышает дефицит влажности, замещая насыщенный паром воздух другим, еще ненасыщенным. Это воззрение оказалось неправильным по следующим соображениям: при водоеме сколько-нибудь значительной площади испарение происходит одновременно со всей площади. Следовательно, горизонтальный снос испаряющейся воды может оказать лишь очень слабое влияние на скорость испарения в любой точке поверхности водоема. Венским метеорологом Шмидтом были произведены расчеты возможного влияния горизонтальной компоненты скорости ветра на скорость испарения, и расчеты показали, что это влияние совершенно ничтожно по сравнению с тем, которое по всем нашим наблюдениям в действительности оказывает ветер на скорость испарения. Влияние ветра Шмидт относит исключительно за счет турбулентного перемешивания и возникающей отсюда повышенной диффузии. Коэффициент C в вышеприведенной формуле Дальтона пропорционален коэффициенту диффузии водяных паров в воздухе. При турбулентном перемешивании этот коэффициент вследствие вертикального перемещения воздуха увеличивается во много раз. Значение вертикальной составляющей скорости, обуславливающей перемешивание, по современным воззрениям и согласно экспериментальным исследованиям в

области теории турбулентности, возрастает приблизительно пропорционально скорости. Следовательно, в расчетных формулах, учитывающих влияние ветра на испарение, мы можем это влияние выражать через продольную скорость ветра, хотя сама по себе физически эта продольная скорость непосредственно на скорость испарения и не влияет.

В. В. Шулейкиным было проведено огромное число наблюдений над скоростью испарения в самых различных географических условиях. Наблюдения производились на корабле, совершавшем дальнюю научную экспедицию. Данные наблюдений были нанесены им на график, где по оси абсцисс была отложена скорость ветра, а по оси ординат скорость испарения, деленная на дефицит влажности. Тут необходимо подчеркнуть, что дефицит влажности как в приведенной формуле Дальтона, так и в нижеприводимой формуле Шулейкина относится к температуре испаряющей поверхности; поэтому принципиально недопустимо пользоваться этими формулами, вводя в них дефицит влажности, получаемый из наблюдений в будке метеорологических станций, так как там дефицит влажности будет значительно больше, и такого рода расчет приведет к значительному преувеличению. Точки, нанесенные на график Шулейкина, дали очень хорошую прямую, проходящую через начало координат, что дало основание автору исследования дать формулу, по которой скорость испарения пропорциональна и дефициту влажности, и скорости ветра. Опять-таки необходимо оговорить, что скорость ветра измерялась Шулейкиным небольшими анемометрами, расположенными непосредственно над испаряющей поверхностью, почему опять-таки недопустимо при пользовании его формулой вводить ту скорость ветра, которая измеряется флюгером на метеорологической станции, где скорость ветра значительно больше.

Формула Шулейкина, в числовом значении коэффициента пропорциональности, гласит:

$$E = 5,52 \cdot 10^{-2} w \cdot d,$$

где

E — скорость испарения в кубических миллиметрах с квадратного сантиметра в минуту;

w — скорость ветра в метрах в секунду, измеренная непосредственно под поверхностью воды;

d — дефицит влажности в миллиметрах ртутного столба, отнесенный к температуре воды.

Сделав пересчет этой формулы и приведя испарение к слою в миллиметрах в месяц, получим:

$$E = 24 \cdot w \cdot d \quad (4)$$

Необходимо обратить внимание еще на одно обстоятельство: по формуле Шулейкина выходит, что при отсутствии ветра испарение равно нулю, что физически, хотя и неверно, так как в этом случае вся скорость испарения будет определяться диффузным процессом, но чрезвычайная малость чисто диффузного испарения по сравнению с диффузно-ветровым, делает эту ошибку — в условиях формулы Шулейкина — пренебрежимой.

2. ИСПАРЕНИЕ С ВОДЫ, СНЕГА И ЛЬДА

Выше мы дали изложение физической сущности испарения и привели те довольно строгие зависимости, которые эту сущность описывают. Но для непосредственных практических расчетов в условиях естественных водоемов ни формула Дальтона, ни формула Шулейкина не применимы: первая потому, что диффузное испарение само по себе ничтожно по величине¹, вторая потому, что в ней фигурируют такие величины, измерение которых на практике чрезвычайно затруднительно. И дефицит влажности, и скорость ветра мы можем получить только из наблюдений на метеорологической станции, т. е. на значительной высоте от испаряющей поверхности, где обе эти величины имеют совсем другое числовое значение. Поэтому для практических расчетов величины испарения мы должны обратиться к эмпирическим формулам другого вида, включающим в себя обычные данные производимых на метеорологической станции измерений.

Формула Бигелоу, проверенная на многочисленных данных, и имеющая широкое применение в США, гласит:

$$E = 0,023 \cdot \frac{l_s}{l_a} \cdot \frac{d_s}{d_0} \cdot W(1 + 0,07), \quad (5)$$

где

E — испарение в сантиметрах в течение 4 часов,

l_a — давление пара в миллиметрах для температуры точки росы,

l_s — давление пара при температуре воды,

W — скорость ветра над поверхностью воды в километрах в час,

$\frac{d_s}{d_0}$ — измерение максимума давления пара с температурой.

Другая эмпирическая формула, также широко применяемая в США, а именно формула Майера, была немного переработана И. К. Тихомировым² и имеет вид:

$$E = d(15 + 3w), \quad (6)$$

где

E — в миллиметрах в месяц, —

d — в миллиметрах (без поправки Ольдекопа),

w — в метрах в секунду на высоте флюгера.

В последнее время, на основании исследований Б. В. Полякова на Ершовском испарительном бассейне Нижневолгопроекта, в эту формулу был введен редукционный коэффициент, и окончательный вид этой формулы получился следующий:

$$E = R \cdot d(15 + 3w).$$

¹ Под диффузным испарением мы разумеем здесь, конечно, чисто молекулярный процесс, анализируемый законом Дальтона. В литературе встречается иное пользование этим термином, включающее и влияние восходящих токов воздуха.

² Большое внешнее различие между этой формулой и приведенной выше формулой Шулейкина объясняется тем, что Майер (как и ряд авторов других аналогичных эмпирических формул) относит к диффузному испарению (первое слагаемое) и ту часть полного испарения, которая вызывается турбулентностью при наличии восходящих токов воздуха.

Редукционным коэффициентом здесь называется коэффициент, дающий переход от скорости испарения в испарителе к скорости испарения в естественных условиях т. е. на поверхности водоема. Дело в том, что стенки испарителя оказывают известное влияние на скорость испарения в сторону увеличения последней. Поскольку с возрастанием размеров испарителя контур его растет значительно медленнее площади, то очевидно, чем меньше испаритель, тем больше будет скорость испарения, отнесенная к единице поверхности. На Ершовской испарительной станции диаметр испарителя был доведен до 12 м, что, согласно исследованиям, произведенным ранее в США, а затем и у нас в СССР, давало величину, уже очень близкую к испарению с естественного водоема. Значения редукционного коэффициента, полученные в Ершове, изменялись кругло от 0,50 до 0,80. Этот редукционный коэф-

Таблица 1

d	R	d	R
15,0	0,52	2,0	0,95
10,0	0,57	1,5	1,00
8,0	0,60	1,0	1,09
6,0	0,65	0,5	1,20
5,0	0,70	0,3	1,25
4,0	0,76	0,2	1,30
3,0	0,84	0,1	1,40

циент оказался зависящим от дефицита влажности. В. К. Давыдовым на основании обработки данных, полученных Б. В. Поляковым, составлена таблица зависимости редукционного коэффициента от дефицита влажности (табл. 1).

В предыдущем было уже указано, что основной закон испарения, выраженный в формуле Дальтона, ставит скорость испарения в связь с дефицитом влажности, отнесенным к температуре испаряющей воды, и что на практике в огромном большинстве случаев именно эти данные отсутствуют. Подсчет же дефицита влажности по температуре воздуха при условии пользования формулой Дальтона (или Шудейкина) даст сильно преувеличенные результаты. Отсюда возникает практическая потребность построить зависимость испарения интегрального типа, в которую входили бы величины, имеющиеся во всех метеорологических сводках. В балансовых подсчетах для сколько-нибудь длительных промежутков времени у нас обычно нет надобности в знании суточного испарения, а в испарении за месяц, или более, отдельные отклонения не могут играть большой роли, тем более, что точность суммарного подсчета вообще не может быть велика.

Мы будем основываться на том, что температура испаряющей поверхности естественного водоема зависит от целого ряда длительных термических воздействий окружающей среды, а поскольку дефицит влажности в формуле Дальтона зависит в первую очередь от температуры поверхностного слоя воды, то оказывается возможным, приближенно допустимым, а практически плодотворным, установить связь между испарением с поверхности водоема за длительный промежуток времени и температурой воздуха, поскольку для длительного промежутка времени температура воздуха и температура поверхностного

слоя могут считаться приближенно равными. На этом основан изложенный ниже метод американского гидролога А. Майера.

А. Майером был составлен расчетный график испарения с поверхности воды, снега и льда в зависимости только от температуры. Этот график (рис. 2) дает месячную цифру испарения в зависимости от среднемесячной температуры, причем влияние сухости воздуха, т. е. дефицит влажности, здесь хотя и учитывается, но весьма своеобразно: для весенних месяцев, когда влажность больше, чем осенью, при той же температуре даются на графике меньшие цифры. Для снега на графике имеется особая ветвь кривой, дающая при тех же температурах большую величину, чем для поверхности воды. Факт, что испарение с поверхности снега при той же температуре несколько больше, чем для воды, вероятно, объясняется тем, что фактическая поверхность снега, включающая всю поверхность снежных кристалликов на квадратную единицу, больше, чем соответственно поверхность гладкой воды¹.

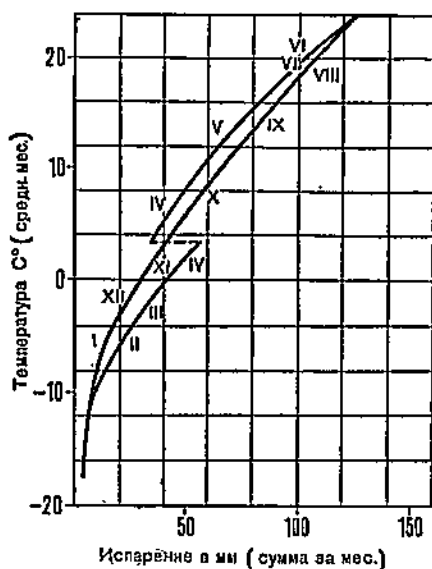


Рис. 2. Испарение с поверхности воды, снега и льда по Майеру.

3. ИСПАРЕНИЕ С ПОЧВЫ

Этот род испарения для водного баланса суши имеет несравненно большее значение, чем испарение с поверхности воды, так как при суммарных расчетах водного баланса сколько-нибудь значительных площадей суши поверхность всех водоемов занимает, очевидно, небольшой процент от всей поверхности, а главную роль играет именно испарение с почвы, а также транспирация растительного покрова, о которой речь будет идти далее. Но степень изученности почвенного испарения, к сожалению, весьма невелика, что объясняется, конечно, в первую очередь исключительной сложностью всего процесса. Рациональных измерителей почвенного испарения до сих пор не имеется; обычно на практике применяют испарители, построенные на принципе изоляции монолита почвы в металлической ячейке и периодического ее взвешивания (например, испаритель Рыкачева). Но при изоляции нарушается связь верхнего слоя почвы с нижележащими слоями, вследствие чего такой монолит скорее высыхает, чем в естественных условиях, и после некоторого периода времени, при продолжающейся засухе, показывает нулевое испарение, в то время как естественная почва продолжает испарять воду, поднимающуюся снизу по капиллярам, или пленочным способом. В литературе встречаются указания на некоторые видоизменения этого испарителя: ячейка с двойным дном,

¹ По последним данным ординаты испарения для воды на графике Майера дают несколько преувеличенные значения.

внутри которого вводится вода для искусственного увлажнения монолита; но в таком случае измеряемое испарение в противоположность предыдущему будет иногда превышать действительное. Мы, конечно, не отрицаем важности измерения почвенными испарителями, хотя бы даже такого весьма несовершенного вида, так как при критической обработке данных и внесении разного рода поправок из них все же можно получить ценные результаты.

Более точную картину испарения с почвы можно было бы получить путем взятия проб почвы одновременно на разных глубинах от поверхности и измерения влажности каждой пробы. Зная изменения влажности по высоте и по времени, можно определить суммарный ток влаги снизу вверх, который, очевидно, должен быть равным испарению с поверхности почвы: Но такого рода наблюдения встречаются целый ряд технических затруднений, весьма трудоемки и дороги и потому чрезвычайно редко осуществляются.

Рассмотрим физическую сущность процесса. Прежде всего совершенно ясно, что все те факторы, которые влияли на испарение с водной поверхности, будут играть роль и в испарении с почвы: дефицит влажности, ветер и температура. Но также очевидно, что помимо них большую роль играют и другие факторы, специфичные для почвенного испарения, как такового, и прежде всего влажность почвы, так как при отсутствии влаги ни дефицит влажности, ни ветер, ни температура не играют уже никакой роли. Простейшим случаем будет конечно тот, когда после прохода дождя верхний слой почвы обильно смочен водой; испарение будет идти совершенно аналогично испарению с поверхности воды, с той лишь разницей, что обычно почва перед дождем бывает сильно прогрета и потому смачивающая ее вода будет испаряться быстрее, чем, например, с озера.

Более сложный случай, когда горизонт грунтовых вод стоит ниже поверхности, а слой почвы от этого горизонта до поверхности имеет или гигроскопическую влажность, или пленочную воду. В таком случае испарение будет происходить, с одной стороны, с зеркала грунтовых вод, а, с другой стороны, с поверхности частиц грунта. Оба вида испарения, повышая влажность воздуха в порах грунта, быстро довели бы его до состояния насыщения; но путем передвижения паров снизу вверх процессом диффузии влага будет непрерывно подаваться к поверхности и рассеиваться в надземной атмосфере. Совершенно ясно, что количество испарения с поверхности будет в этом случае равно количеству водяных паров,двигающихся снизу вверх, через любое горизонтальное сечение, проведенное ниже поверхности почвы. Но этот ток влажности будет зависеть от размера пор грунта: чем меньше поры, тем медленнее должно быть это движение. Отсюда как будто бы вытекает, что при прочих равных условиях испарение в мелкозернистых грунтах должно быть меньше. Но, с другой стороны, суммарная поверхность частиц грунта возрастает с уменьшением размера частиц. Следовательно, суммарная испаряющая поверхность частиц, покрытых пленочной водой, будет больше, а, значит, и испарение в мелкозернистых грунтах должно быть больше. Здесь имеются два различных, противоположно направленных фактора, и за отсутствием сколько-нибудь точных измерений мы можем лишь утверждать, что наибольшее испарение должно иметь место для грунтов какой-то средней крупности зерен и будет меньше как при большей, так и при меньшей крупности зерен.

Выше мы предполагали процесс стационарным, т. е. считали, что уровень грунтовых вод стоит на определенной постоянной высоте. Это явление усложняется, если мы примем во внимание, что после выпадения дождя вода в фильтрующую почву будет постепенно опускаться и, следовательно, путь движения паров через поры грунта будет все время возрастать. Очевидно, что чем медленнее будет происходить опускание фильтрационной воды, тем большая часть ее сможет за это время испариться; следовательно, и здесь сказались бы размеры пор грунта, дающие уменьшение скорости просачивания, увеличивая тем самым суммарное испарение выпавших осадков.

Что касается до скорости просачивания, то по Кингу для песка диаметром 0,18 мм эта скорость достигает 7,5 м в сутки; для диаметра 0,08 мм — 1,0 м в сутки и, наконец, для глины — 0,04 м в сутки.

Вольни дает приведенные нами в табл. 2 цифры для глубины просачивания в различных почвах.

Таблица 2

Размеры зерен (в мм)	Вода опускалась до глубины (в см)						
	После 5 мин.	После 10 мин.	После 15 мин.	После 25 мин.	После 45 мин.	После 65 мин.	После 120 мин.
От 0,01 до 0,071	8,8	12,8	16,2	21,3	30,0	36,7	52,0
От 0,071 до 0,114	18,0	27,0	37,0	52,5	79,0	103,0	—
От 0,114 до 0,195	28,3	48,0	65,0	96,0	—	—	—
От 0,175 до 0,2	45,0	82,0	110,0	—	—	—	—
От 0,25 до 0,50	84,0	—	—	—	—	—	—

В этой таблице цифры доведены лишь до глубины порядка 1,1 м, в соответствии с тем, что на большей глубине, с чем, повидимому, со-

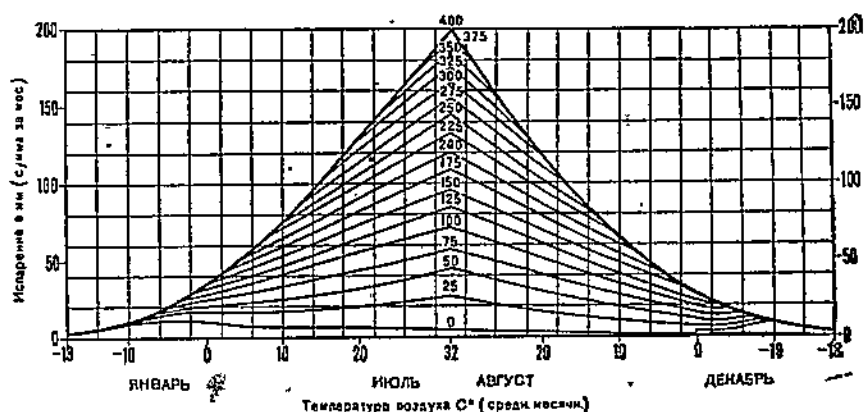


Рис. 3. Испарение с почвы по Майеру.

гласны многие исследователи, метеорологические условия оказывают уже очень слабое влияние на почвенные воды, и испарение становится близким к нулю.

А. Майером был составлен стандартный график (рис. 3), представляющий собой семейство кривых, из которых каждая дает испа-

рение за месяц, в зависимости лишь от средней месячной температуры, а различные кривые относятся к суммам месячных осадков. Такой подход, конечно, является весьма грубым с теоретической точки зрения, так как не учитывается ни влажность воздуха, ни ветер; что же касается до влажности почвы, то она лишь косвенно и, конечно, весьма грубо, учитывается количеством выпавших за этот месяц атмосферных осадков. Тем не менее, несмотря на малую точность исходных данных, которыми пользовался автор для составления этого графика, все же он имеет методологическую ценность.

В заключение необходимо сказать несколько слов о влиянии растительного покрова на испарение с почвы.

Растительный покров любого рода, но в особенности лес, затеняя почву и создавая слой сравнительно менее подвижного воздуха, должен, конечно, влиять на испарение с почвы в сторону его уменьшения.

Трансо приводит следующие относительные величины испарения по его наблюдениям для различных растительных покровов (цифры даны в процентах).

Песчаная почва без растительности	100
Открытая травянистая поверхность	от 80 до 100
Редкий лес	от 50 до 70
Густой лес	от 35 до 40
Густой болотистый лес	10

Точность указанных цифр может вызывать большие сомнения, поскольку, повторяем, методика измерения испарения стоит очень невысоко, и мы дали приведенную таблицу исключительно для качественной характеристики явлений.

4. ТРАНСПИРАЦИЯ

Еще более важным в гидрологии является испарение с растительного покрова: большая часть поверхности земли в теплое время года, особенно в равнинных условиях, покрыта той, или иной, растительностью. Поэтому в суммарном испарении, при расчетах водного баланса, испарение растительного покрова играет, несомненно, первенствующую роль. Это испарение в отличие от двух выше рассмотренных видов является процессом биологического характера. Если испарение с поверхности воды является простым переходом из жидкого состояния в газообразное, а испарение с поверхности почвы, хотя и осложняется специфическими условиями почвенной структуры и наличием почвенной влаги, но все же представляет собой тот же физический процесс лишь в более сложных условиях, то в испарении растительного покрова мы имеем явление принципиально совершенно иного порядка. Это явление носит название транспирации. Растение для своего питания и роста забирает своей корневой системой воду из почвы и гонит ее по своей сосудистой системе снизу вверх до поверхности листы, которая и исполняет функции испарения с растения.

Исключительная сложность явления и трудность проведения сколько-нибудь точных измерений заставляют нас и здесь ограничиваться лишь частью качественным анализом, частью суммарными, весьма приближенными характеристиками.

Рассмотрим сначала основные факторы, влияющие на транспирацию. На первом месте стоит температура и солнечная радиация, так как ими главным образом обуславливается жизнь растения и интенсивность его роста. Далее идет влажность атмосферы, которая хотя и не является здесь основным определяющим фактором как в рассмотренном выше физическом испарении, но все же, по свидетельству многих исследователей, оказывает некоторое влияние на интенсивность транспирации в сторону ее уменьшения. К сожалению, цифровых данных по этому вопросу не имеется. Относительно влияния ветра некоторые авторы высказываются в положительном смысле, но опять-таки никаких цифровых данных мы здесь не имеем. Со своей стороны мы полагаем, что поскольку расход на испарение с листьев должен в точности соответствовать расходу тока воды от корней вверх по сосудистой системе растения¹, то представляется мало вероятным, чтобы влияние ветра в условиях нормальной вегетации могло быть здесь хоть сколько-нибудь значительным. Большую роль играет, несомненно, почвенная влажность, но здесь необходимо иметь в виду, что для нормальной жизни растения данного вида необходим известный минимум почвенной влажности, за пределами которого идет увядание растения. С другой стороны, избыток почвенной влажности растение оставит неиспользованным, поскольку для его биологической функции этот избыток является ненужным, а сосудистая система растения не может пропустить через себя количества воды больше известного предела. Таким образом кажется наиболее естественным предположить, что для каждого рода растений, в условиях его нормальной жизни, транспирация по величине должна очень слабо изменяться в зависимости даже от метеорологических и почвенных условий.

Имеющиеся данные по количественному определению транспирации относятся главным образом к измерениям в искусственных условиях, сильно отличающихся от условий естественных, и поэтому большого практического значения не имеют. Для естественных условий А. Майер дает следующие величины для различных растительных сообществ в течение всего вегетационного периода:

Для травы и культурных растений	229—254 мм
Для деревьев	203—305 "
Для мелких деревьев и кустарников	154—203 "
Для хвойных деревьев	102—154 "

Целым рядом исследователей установлена чрезвычайно интересная связь между количеством транспирации и приростом твердой ткани растения. Для травы и злаков отношение использованного количества воды к приросту ткани составляет от 300 до 600, причем эта величина, называемая транспирационным коэффициентом, повидимому, является более или менее постоянной для каждого вида растений. Это дает нам в руки практически важное орудие для косвенного определения транспирации за весь вегетационный период. Например, по урожаю злаков (включая, конечно, и стебли) мы можем приближенно судить и о количестве взятой из почвы и испаряющейся в атмосферу влаги.

¹ Часть расхода, идущая на прирост ткани, составляет лишь доли процента и потому находится в пределах ошибки всего расчета.

А. Майером на основании имеющихся данных был составлен график (рис. 4), дающий величину транспирации для различных температур, по месяцам. Здесь интересно отметить, что график дается вне зависимости от рода растительного покрова. Конечно, это является лишь весьма грубым приближением, но последнее оправдывается тем, что в данных климатических условиях, определяемых в первую очередь температурой, растительный покров, путем длительного естественного подбора, формируется именно такой, который может нормально существовать в данных климатических условиях. Далее в этом графике обращает на себя внимание еще то обстоятельство, что в осенние меся-

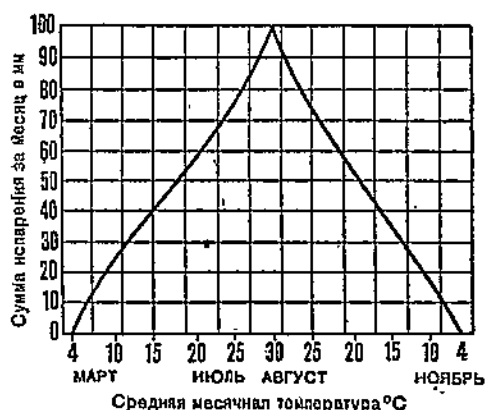


Рис. 4. График Майера для расчета испарения с растительного покрова.

цы при той же температуре ординаты графика оказываются несколько меньше, чем на восходящей ветви кривой; это опять-таки объясняется тем, что рост растения, а, следовательно, и его транспирующая способность проявляется более интенсивно весной и в первой половине лета, чем во второй половине лета и осенью.

Вообще испарение с растительного покрова в вегетационный период бывает иногда больше, чем с водной поверхности, и больше чем с голой почвы. То же, несомненно, относится и к лесному покрову, но если для транспирации травы и злаков

еще можно было поставить некоторые измерения приблизительно по тому же методу, как им измеряется испарение с голой почвы, то непосредственное измерение транспирации лесного покрова является уже, очевидно, совершенно невозможным. Косвенные данные дают нам указания на сильное испаряющее действие лесов: уровень грунтовых вод в лесу всегда стоит ниже, чем на опушке. Этот факт, установленный впервые Отоцким при исследованиях в южной степной полосе европейской части СССР, был затем проверен на специальной наблюдательной станции Морозовым, а также французским ученым Анри. Заметим, однако, что здесь имеются некоторые исключения: по исследованиям Эбермайера и Гартмана в более гористой области уровень грунтовых вод под лесом стоит иногда не ниже, а выше уровня грунтовых вод на опушке. Большой интерес заслуживает попытка Высоцкого провести косвенное измерение транспирации лесного покрова по учету влажности почвы в лесу. Но и здесь опять-таки мы определенных точных данных для практических расчетов до сих пор не имеем.

В общем приходится отметить, как уже было указано, что чрезвычайно важный в гидрологическом отношении фактор транспирации в науке еще сравнительно слабо освещен.

5. СУММАРНОЕ ИСПАРЕНИЕ С БОЛЬШИХ ПЛОЩАДЕЙ

Мы рассмотрели отдельные виды испарения: с поверхности воды (также снега и льда), почвы и растительного покрова. Для водного баланса нам необходимо подсчитать суммарное испарение с любой ин-

интересующей нас площади, чаще всего с речного бассейна. Казалось бы, самый естественный путь — подсчитать для данной площади, по метеорологическим данным, все отдельные виды испарения и, помножив их на соответствующие части общей площади, просуммировать; в этом и заключается метод А. Майера. В предыдущем мы привели его графики для отдельных видов испарения. В дальнейшем при пользовании его методом необходимо: во-первых, подсчитать частные площади для отдельных видов испарения; во-вторых, сделать подсчеты по графикам, и, в-третьих, ввести всякого рода поправки на почву, растительный покров и другие физико-географические особенности данной территории. Самим А. Майером был сделан такой подсчет для 15 крупнейших бассейнов США, причем результаты были сравнены с разностью «осадки минус сток», полученной из обработки метеорологических и гидрометрических данных. Совпадение для средних многолетних величин получилось весьма хорошее. Но дело в том, что все поправки, применяемые автором метода, являются настолько сложными и требуют столь детального знакомства со всеми физико-географическими характеристиками бассейна, что практическая ценность метода от этого сильно страдает. Американский гидролог Минд прямо говорит, что практическое применение метода Майера возможно лишь в очень редких случаях.

Под руководством автора этой книги группой сотрудников Государственного гидрологического института М. И. Львовичем, Д. Л. Соколовским и Р. А. Флеровой в 1925 г. были произведены исследования применимости этого метода в условиях СССР. Но с целью придания этому методу большей практической ценности, в условиях слабой освещенности в физико-географическом отношении наших бассейнов, нами был введен ряд упрощающих допущений, конечно, понижающих точность самого метода, но повышающих практическую его применимость. Во-первых, мы попробовали отказаться от применения разнообразных местных поправок, предложенных Майером для американских бассейнов; во-вторых, основываясь на одном положении Майера, а именно, что растительный покров в данных физико-географических условиях формируется именно такой, который соответствует данным климатическим условиям, мы решили пользоваться графиками транспирации без введения поправок на характер растительного покрова и, наконец, в-третьих, мы ввели большое упрощение, отказавшись от деления бассейна на частные площади: для всех зимних месяцев мы принимали только испарение со снега; для ранней весны и поздней осени мы для всего бассейна принимали испарение только с почвы; для теплых же месяцев (май — сентябрь) мы для всего бассейна принимали только транспирацию.

Мы выбрали 9 бассейнов, сравнительно хорошо освещенных в метеорологическом отношении и имеющих доброкачественный гидрометрический материал, и по нашему упрощенному методу подсчитали, с одной стороны, испарение по Майеру и, с другой стороны, разность «осадки минус сток». В результате, как видно из табл. 3, получилось достаточно хорошее совпадение.

Результаты можно считать более или менее удовлетворительными, хотя непосредственное перенесение графиков Майера на условия равнинных рек СССР на первый взгляд и представлялось несколько рискованным. Но все же даже в таком упрощенном виде метод Майера является сравнительно громоздким и кроме того все же не дает полной

уверенности в хороших результатах, поскольку в табл. 3 в одном случае мы получили расхождение почти в 15%.

Таблица 3

№№	Название реки	Площадь бассейна (в км)	Испарение по Майеру	Осадки минус сток	Расхождение (в %)
1	Сандалка	1100	282,1	275,8	2,8
2	Ижора	687	333,9	344,2	4,7
3	Мста	10640	321,5	314,2	2,5
4	Упжа	18250	318,9	341,8	11,1
5	Москва	7354	353,7	361,1	4,7
6	Ока до Калуги	54000	403,0	402,4	0,4
7	Ока до Орла	4870	434,8	441,9	5,7
8	Кальджир	1098	277,6	274,9	0,8
9	Улла	3705	417,7	318,7	14,9

Более общий, и в известном смысле более надежный, метод основан на том, что из трех слагаемых водного баланса бассейна для многолетнего периода испарение, как уже было сказано выше, отличается от двух других сравнительно меньшей изменчивостью как по территории, так и по времени. Следовательно, вычисляя для разных бассейнов, освещенных в метеорологическом и гидрометрическом отношениях, разности «осадки минус сток», мы можем провести изолинии этой разности по территории, которые на основе изложенного должны иметь более плавный характер, чем в отдельности взятые изолинии осадков и изолинии стока.

Кроме того на основе возможно большого материала полученных таким образом разностей и не только для интересующей нас территории СССР, но и для других стран, мы можем постараться подыскать общую зависимость между испарением и осадками. Такого рода зависимость была на основе очень детального и углубленного изучения вопроса дана Ольдекопом и несколько ранее его для частного случая рек восточной Германии Шрейбером. Прилагаем в выдержках таблицу, составленную Ольдекопом (табл. 4).

Таблица 4

Название реки	Осадки	Испарение	Сток	Название реки	Осадки	Испарение	Сток
Днестр	548	356	192	Огайо	1060	484	576
Заале	613	445	168	Потомак	936	575	361
Майн	657	470	187	Мускингум	908	675	338
Эльба богемская	692	500	192	Дженесси	1024	663	360
Тисса (до Тиссы—Уай-лака)	1174	574	600	Пеканнок	1189	508	681
Тисса (до Сегедина)	710	514	196	Миссисипи	757	579	178
Висла	620	462	158	Янтсекианг	935	569	366
Рейн	830	463	367	Колорадо	254	210	44
Дунай	749	506	243	Ганг	1932	1173	758
Кротон	1253	674	579	Иравади	2080	1087	933
Дальэльф	612	163	449	Нил	826	791	35
Гудзонова река	1123	531	592	Конго	1323	814	508
Коннектикут	1092	533	559	Амазонка	1967	1422	546
Сьюсеганна	1000	465	536	Лаплата	1200	769	431

Рассмотрим теперь зависимость испарения в отдельности от величины осадков. Возможное испарение есть та максимальная величина, которой может достигнуть фактическое испарение, если в почве имеется достаточная влажность. Но эта влажность находится в прямой зависимости от величины осадков. Если среднее многолетнее количество осадков мало, то и испарение будет мало; с увеличением осадков испарение будет увеличиваться сначала быстро, а потом медленнее; в пределе, когда осадков более чем достаточно для максимального испарения, последнее уже не будет увеличиваться и станет постоянной величиной.

Будем по оси абсцисс откладывать значение среднего многолетнего слоя осадков x для различных бассейнов, а по оси ординат — соответственное значение испарения.

По отношению к виду кривой мы на основании изложенного можем высказать следующее.

При небольшом количестве осадков все они должны поглощаться испарением, и никакого (постоянного) стока не будет; это случай, когда фактическое испарение очень мало. Так, например, для Астрахани слой осадков составляет 167 мм, а слой испаряемости (по эвапориметру Вильда) 760 мм; очевидно, что при таких условиях не может образоваться никаких постоянных водотоков, а только временные. При увеличении слоя осадков слой фактического испарения будет увеличиваться, причем вначале все количество осадков будет поглощаться испарением, следовательно, кривая пойдет под углом в 45° к оси x -ов; в дальнейшем же наклон кривой будет уменьшаться, так как часть осадков начинает стекать в реку. Фактическое испарение не может увеличиваться беспрестанно, его предел зависит от общих топографических, почвенных, ботанических и климатических условий бассейна. По достижении этого предела слой испарения станет постоянной величиной, не зависящей от слоя осадков; следовательно, кривая z будет в пределе идти параллельно оси x -ов. Общий вид кривой получается, таким образом, в виде, изображенном на рис. 5

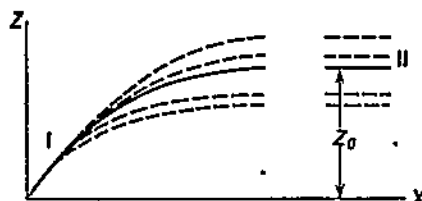


Рис. 5. Вид семейства кривых зависимости средне-многолетнего испарения от осадков.

при $x=0; \frac{dz}{dx}=1; z=0,$

при $x=\infty; \frac{dz}{dx}=0; z=z_0.$

Аналитический вид полученной кривой Ольдекоп дает формулой

$$z = z_0 \operatorname{tanhyp} \left(\frac{x}{z_0} \right), \quad (7)$$

где z_0 есть возможный в данных условиях бассейна максимум испарения, а символ tanhyp — обычный символ гиперболического тангенса, изменяющегося от 0 до 1. По этой формуле с увеличением x z приближается к z_0 .

Таким образом, z_0 является единственным параметром кривой испарения — параметром, определяемым для каждого условия бассейна. Следовательно, будем иметь семейство кривых испарения, выходящих из начала координат пучком под углом в 45° (рис. 5).

На том же принципе, что и кривая Ольдекопа, построена кривая Шрейбера, который независимо от первого и несколько раньше его дал на основе измерений стока рек Восточной Германии формулу, после некоторых преобразований, приобретающую вид:

$$z = x \left(1 - e^{-\frac{z_0}{x}} \right) \quad (8)$$

На рис. 6 нанесены кривые, соответствующие обоим уравнениям для некоторого произвольно взятого значения параметра $z_0 = 500$. Из рисунка видно, что кривая Ольдекопа сначала поднимается круче, чем кривая Шрейбера, а далее, наоборот, в конечных участках обе кривые совпадают, как это и должно быть, так как обе они удовлетворяют одним и тем же условиям: в чем легко убедиться непосредственным их анализом. Обе формулы, повидимому, отвечают по своей структуре физической сущности явления и, хотя бы в первом приближении, могут быть рекомендованы для подсчета

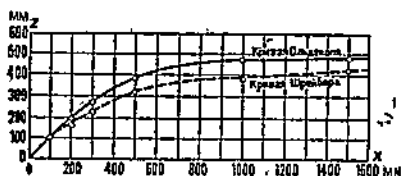


Рис. 6. Сравнение кривых Ольдекопа и Шрейбера.

среднего многолетнего стока по осадкам. Но прежде всего тут возникают два вопроса: 1) какая же из этих формул ближе к истине (так как в средней части кривые сильно расходятся) и 2) какое значение параметра z_0 надо принимать в тех, или иных, условиях?

Ответ на оба поставленные вопроса дается автором настоящей книги, предложившим в своем докладе Гидрологическому институту общий метод для решения всех аналогичных вопросов, метод, названный им методом квазиконстант. Он заключается в следующем.

Если мы нашли некоторую зависимость между двумя геофизическими факторами (в данном случае между осадками и испарением), непрерывно распределенными по данной территории и являющимися, следовательно, функциями географических координат; а с другой стороны, имеем некоторую эмпирическую формулу, которая является хотя бы первым грубым приближением к действительности; то мы можем уточнить эту формулу тем, что будем считать входящие в нее параметры также непрерывными функциями географических координат. Тогда, имея в разных пунктах данной территории непосредственное измерение тех величин, связь между которыми отыскиваем, мы для этих пунктов решаем принятое нами уравнение относительно входящих в него параметров и строим на карте изолинии этих параметров. Поскольку мы допускаем, что наша формула верна, хотя бы в первом приближении, то мы можем утверждать, что изменчивость ее параметров будет более плавной, чем изменчивость основных факторов; а так как всякого рода интерполяция имеет тем большую достоверность, чем более плавно изменяются интерполируемые величины, то в результате этого комбинированного использования эмпирической формулы и составленной дополнительно к ним географической карты мы получаем более точное решение вопроса.

При таком подходе вопрос о выборе той или иной формулы теряет свою остроту: мы задаемся любой из двух наших формул и строим для нее изолинии ее параметров. Для другой формулы эти изолинии будут несколько иными, так как каждая карта изолиний служит допол-

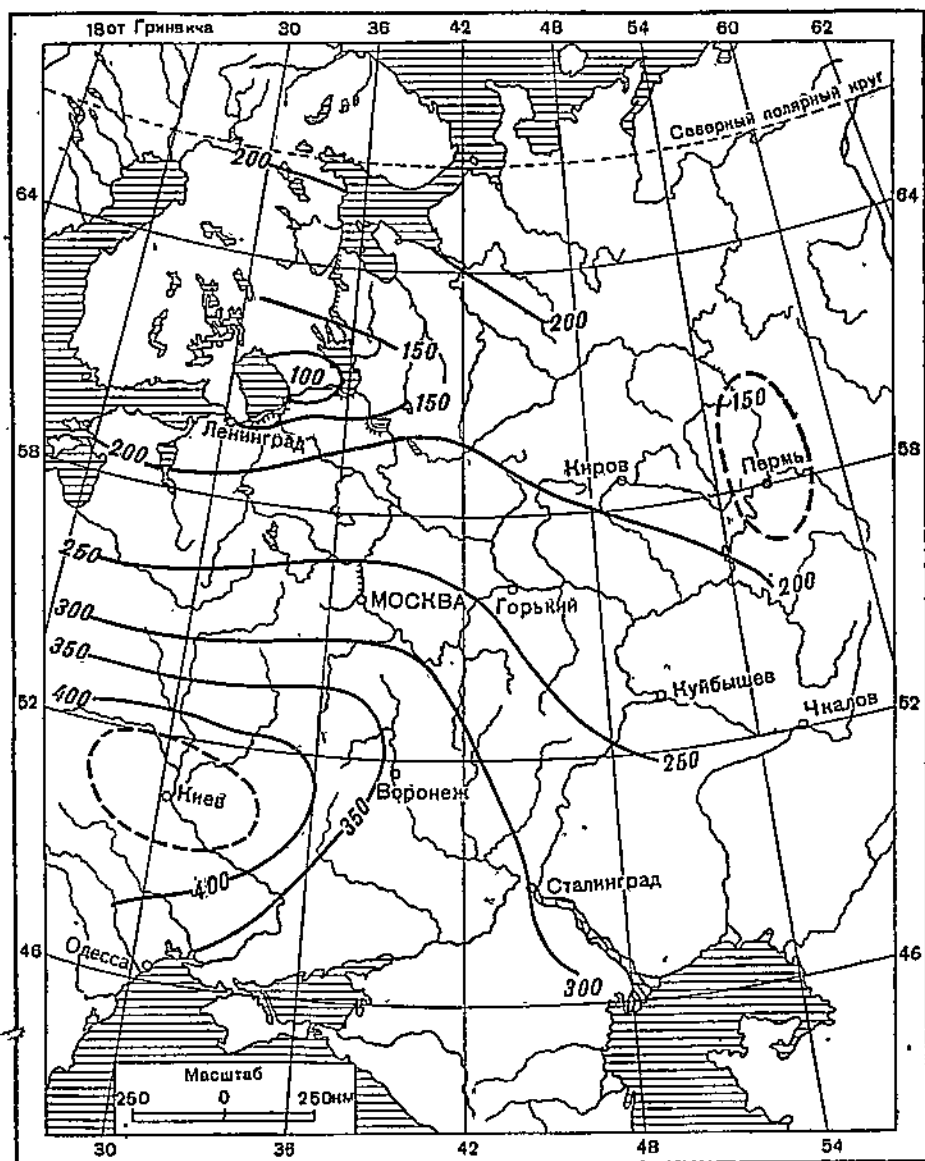


Рис. 7. Изолинии z_0 к формуле Шрейбера.

нением к одной определенной эмпирической формуле. М. И. Львовичем была составлена (рис. 7) карта изолиний параметра z_0 в формуле Шрейбера; причем изолинии проведены лишь по 19 точкам, собранным Д. И. Кочериным, с добавлением немногих, обработанных в Гидрологическом институте, и потому, конечно, нуждаются в уточнении.

Далее особого внимания заслуживает весьма интересная работа П. С. Кузина, который вначале для бассейна реки Верхней Волги до Ярославля, а затем и для других бассейнов, построил весьма простую зависимость между суммарным испарением за месяц и среднемесячной

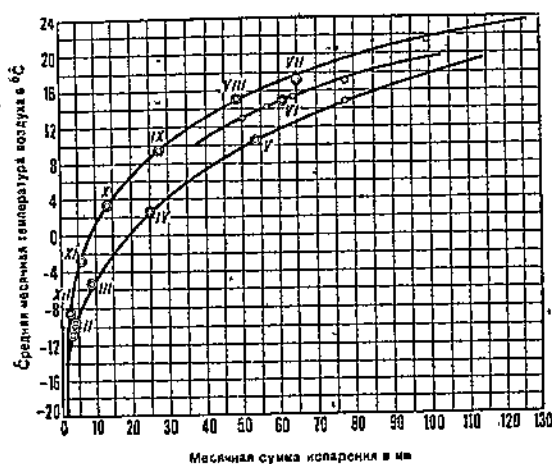


Рис. 8. График П. С. Кузина для испарения с поверхности бассейна.

температурой воздуха. Его график (рис. 8) представляет собой, таким образом, известный аналог к графикам Майера, но пользование им значительно проще, поскольку график П. С. Кузина суммирует все виды испарения. Левая, наиболее удаленная ветвь этого графика дает возможность подсчета испарения для месяцев июль—декабрь с соответствующими пределами испарения от 136 мм в июле до 1 мм в декабре. Правая нижняя ветвь служит для подсчета испарения во вторую половину зимы, весны и начала лета, т. е. для месяцев январь—май. Третья промежуточная ветвь предлагается для расчета испарения для июня, являющегося

переходным месяцем в условиях равнинной части СССР. Этот график, повторяем, вначале был составлен лишь на основе анализа одного бассейна, но в дальнейшем оказалось, что вполне возможно его применение и в ряду других равнинных бассейнов. Для подтверждения приводим табл. 5.

Таблица 5

№№	Название рек	Осадки минус сток	Испарение по Кузину	Ошибки (в %)
1	Волхов	340	346	2
2	Мста	314	323	3
3	Москва	364	375	2
4	Пехорка	359	362	1
5	Ока	426	432	5
6	Днепр	432	429	2
7	Десна	424	425	1
8	Онега	276	284	3
9	Сухона	268	290	7
10	Сандалка	276	492	7
11	Нева	305	311	2

Помимо этого П. С. Кузиным была дана приближенная формула зависимости среднего многолетнего суммарного испарения от среднего многолетнего же дефицита влажности, в виде:

$$z = 14d,$$

где

z — испарение в миллиметрах в месяц,

d — среднемесячный дефицит влажности.

ГЛАВА II

ОСАДКИ И КОНДЕНСАЦИЯ

1. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДКОВ

Вопрос о происхождении осадков полностью относится к метеорологии, и здесь мы его касаться не будем; в гидрологии нас интересуют осадки лишь с момента их выпадения на поверхность почвы или водоема. С этой точки зрения нам важно знать: разделение осадков на жидкие и твердые, распределение выпадающих осадков по площади и изменение выпадения осадков во времени. Далее, для каждого отдельного выпадения жидких осадков гидролога интересует интенсивность и продолжительность.

Общая классификация осадков по продолжительности и интенсивности была дана К е п п е н о м: 1. Краткий и обильный ливень. 2. Краткий и скудный дождь в сухих материковых областях и в полосе пассатов на океанах. 3. Продолжительный и обильный дождь в жаркой области муссонов и обложной дождь умеренных поясов. 4. Продолжительный и скудный морсящий дождь.

Первая и вторая группы характерны для континентов низких широт в летние послеполуденные часы. Третья и четвертая группы более свойственны высоким широтам, морям, в зимние ночи или в часы до полудня.

Многочисленными исследованиями установлено, что между продолжительностью и интенсивностью выпадения осадков существует обратная зависимость, гиперболического типа. Соответствующие эмпирические формулы мы дадим в дальнейшем. Точно так же установлена обратная зависимость между интенсивностью выпадения осадков и площадью орошения. Отсюда вытекает, что ливни большой интенсивности должны орошать лишь весьма небольшую площадь.

Следовательно, орошение территории ливневыми осадками за короткий период времени, например, за сутки, представляет собой не непрерывную функцию географических координат, как это имеет место в отношении, например, температуры, испарения, барометрического давления, а функцию *п р е р ы в н у ю*, покрывающую географическую карту неравномерными пятнами. Это обстоятельство чрезвычайно осложняет вопрос о пересчете показаний метеорологических станций для получения суммарного количества воды, выпавшего за известный период времени на рассматриваемой площади. Совершенно очевидно, что чем меньше тот период, за который мы должны подсчитать суммарное орошение площади дождевыми осадками, тем менее равномерно будут распределены эти осадки по территории и, следовательно, тем большее число наблюдательных пунктов мы должны иметь для решения нашей задачи. Вопрос о густоте дождемерной сети стоит здесь на первом месте; приходится констатировать, что в этом отношении имеющаяся метеорологическая сеть СССР представ-

ляется весьма скудной, — она дает возможность производить интерполяцию лишь для очень длительных периодов времени. Линии равного количества осадков (изогеты) по нашим данным могут быть проведены лишь для многолетнего периода¹.

Таким образом, вопросы интенсивности, продолжительности и площади орошения, отдельных выпадений осадков, а также вопрос об осадках за короткий период времени могут быть освещены нами лишь на основе данных тех стран, где дождемерная сеть обладает значительно большей густотой, — например, США. К этому мы вернемся; здесь же коснемся лишь вопроса о методе интерполяции осадков по данным метеорологических станций, исходя из предположения, что густота сети для интересующего нас периода времени достаточно велика. В практике применяются три способа:

1. Берется средняя арифметическая из данных всех станций бассейна. При неравномерности распределения станций такое вычисление может, конечно, дать значительное отклонение от истинной величины.

2. По указаниям дождемерных станций проводятся изогеты; планиметрированием площадей между изогетами и умножением этих площадей на полусумму значений изогет мы получаем суммарное количество осадков бассейна (способ Пенка).

3. Вся рассматриваемая площадь делится на сеть равновеликих квадратов, и в каждый квадрат вписывается слой осадков по данным станции, если таковая имеется внутри квадрата. Для всех же пустых квадратов вписываются цифры, полученные арифметической интерполяцией между ближайшими заполненными квадратами. После этого берется средняя арифметическая для всех цифр, каковая и представляет собой среднее значение слоя осадков для данного бассейна (способ Шрейбера).

Второй и третий способы являются несомненно более точными, чем первый, но сами они по точности, повидимому, равноценны.

Для распределения осадков по всей поверхности земного шара приведем данные Мейнардуса, критически обработанные А. В. Вознесенским (табл. 6).

Таблица 6
Высота слоя осадков (в мм) по поясам

Пояса	Вся земля	Суша
<i>Северное полушарие</i>		
90—60°	308	270
60—40°	844	501
40—20°	848	631
20—0°	1503	1093
<i>Южное полушарие</i>		
0—20°	1303	1316
20—40°	895	631
40—60°	1143	829
60—90°	283	74

¹ Как на очень редкое исключение можно указать на дождемерную сеть Долгова, работавшую несколько лет на юге России и давшую весьма ценный материал по вопросу о ливневом стоке, а также немногие дождемерные микросети на некоторых стоковых станциях (например, в Кутине).

Таким образом, наибольшее количество осадков приходится на тропики, значительно меньшее на умеренные пояса и совсем мало на Арктику и Антарктику.

2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДКОВ ВО ВРЕМЕНИ

Выше было указано, что вопрос о пространственной интерполяции осадков теснейшим образом связан с распределением их во времени, вследствие крайней неравномерности пространственного распределения осадков за короткий промежуток времени. А. Майером был построен ряд кривых обеспеченности годовых сумм осадков для различных районов США. Вопрос о кривых обеспеченности будет в дальнейшем (глава V) подробно нами изложен. Сейчас достаточно указать, что для построения таких кривых по оси абсцисс откладывается (в процентах к общему периоду) число лет, когда годовая сумма осадков превышала некоторую величину, откладываемую по оси ординат. Приведем в виде иллюстрации две кривые обеспеченности по Майеру соответственно для двух районов США (фиг. 9). Из графиков видно, что даже годовое количество осадков характеризуется большой изменчивостью, т. е. большими отклонениями от среднего многолетнего значения. Еще большей изменчивостью обладает месячное количество осадков. Приведем здесь весьма интересный график Майером и дающий распределение слоя осадков по 35-й параллели на всем протяжении США от Тихого до Атлантического океана, в течение июля—сентября 1915 г. Из этого графика совершенно ясно, что распределение осадков по территории из месяца в месяц изменяется чрезвычайно сильно. Конечно, для анализа этого распределения необходима, как уже было выше указано, большая густота метеорологической сети.

Еще большей изменчивостью, очевидно, должно обладать распределение осадков за очень короткий период времени, например, на протяжении одного ливня. Приведем карту изогий для одного трехдневного ливня 4—6 октября 1910 г. по Майеру (рис. 11).

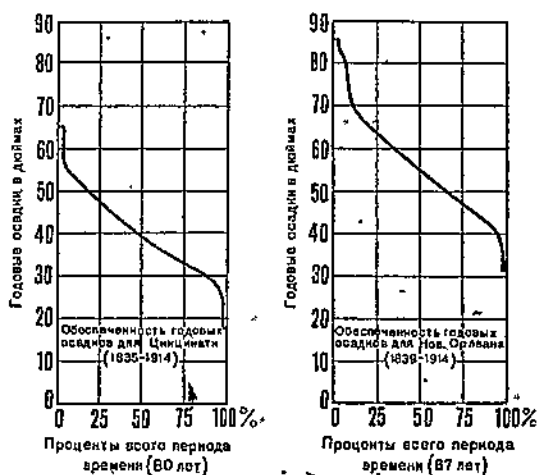


Рис. 9. Кривые обеспеченности годовых осадков (по Майеру).

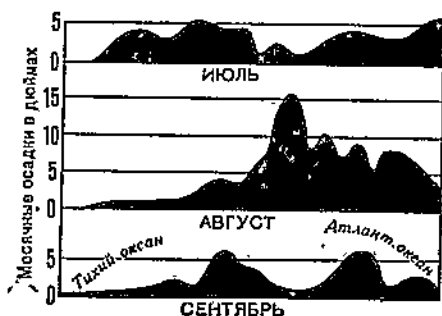


Рис. 10. Профиль распределения осадков за июль—сентябрь 1915 г. по 35-й параллели США (по А. Майеру).

Еще большей изменчивостью, очевидно, должно обладать распределение осадков за очень короткий период времени, например, на протяжении одного ливня. Приведем карту изогий для одного трехдневного ливня 4—6 октября 1910 г. по Майеру (рис. 11).

Хейзером в двадцатых годах была произведена огромная работа по регистрации ливней по всей территории Баварии. Дождемерная сеть Баварии определяется наличием 800 станций, из которых 150 снабжены пниовиографами; но Хейзеру для его работы и этого оказалось слишком мало, и он дополнил эти данные путем анкет, составляемых местным населением (фермерами). Этот материал был, конечно, весьма

грубым, но был ценен своей массовостью. В течение 10 лет Хейзер получил 250 тысяч анкет, в которых были указаны начало и конец ливня и сумма выпавших осадков. Сопоставив эти данные с более точными данными общей дождемерной сети, Хейзер составил график (рис. 12), на котором по оси абсцисс отложена продолжительность ливня, по оси ординат — площадь орошения, а различные кривые соответствуют различной интенсивности. Из графика мы видим, во-первых, что интенсивность возрастает с убы-

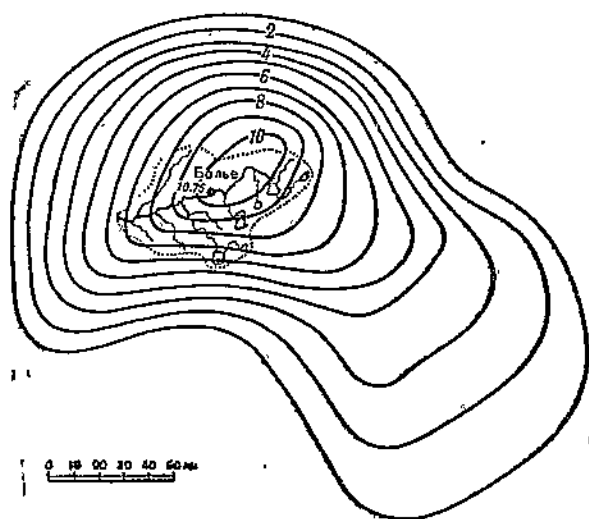


Рис. 11. Карта изогет (в дюймах) для трехдневного ливня 4-6 октября 1910 (США).

ванием продолжительности (гиперболическая зависимость) и, во-вторых, что чем интенсивнее ливень, тем меньшую площадь он охватывает. Эти данные представляют очень большой интерес для проблемы ливневого стока, которая будет освещена в одной из следующих глав. Конечно, данные как американские, так и баварские не могут быть непосредственно перенесены на условия СССР, но некоторые общие зависимости и самый вид эмпирических формул все же мог бы быть у нас использован с введением, разумеется, соответственных поправок.

Общий вид гиперболической зависимости между интенсивностью и продолжительностью может быть представлен следующей формулой:

$$h = \frac{a}{b + T^{\alpha}}$$

Но на практике и, в частности, в США пользуются двумя типами формул несколько упрощенного вида.

Формула Бернарда имеет вид:

$$h = \frac{c}{T^{\alpha}} \quad (9)$$

Для этой формулы Бернард, обработав огромный материал США, составил карту изолиний параметров c и α для различной степени обеспеченности: один раз в 5 лет, один раз в 10 лет, в 15, 25 и 50 лет.

Эта исключительно ценная работа дает возможность для всех технических расчетов, связанных с известной степенью обеспеченности, использовать его формулу, соответственно уточненную значениями параметров. Некоторым недостатком формулы является то, что она не допускает экстраполяции к очень малой продолжительности, так как расчетная интенсивность при этом возрастает к бесконечности.

В этом отношении лучший вид имеет другая формула, предложенная Майером:

$$h = \frac{a}{b + T} \quad (10)$$

При уменьшении продолжительности она дает возрастание интенсивности лишь до известного предела $\frac{a}{b}$, что

физически, конечно, более правильно. Майер для своей формулы также сделал подсчеты параметров для различных районов и для различной степени обеспеченности: один раз в 1 год, один раз в 2 года, 5, 10, 25, 50 и 100 лет.

Приведем на выдержку значения его параметров для одного из районов США (в мм в минуту):

1 раз в 1 год	$h = \frac{42}{t + 18}$
1 " " 2 года	$h = \frac{55}{t + 21}$
1 " " 5 лет	$h = \frac{72}{t + 23,5}$
1 " " 10 "	$h = \frac{90}{t + 26}$
1 " " 25 "	$h = \frac{105}{t + 28}$

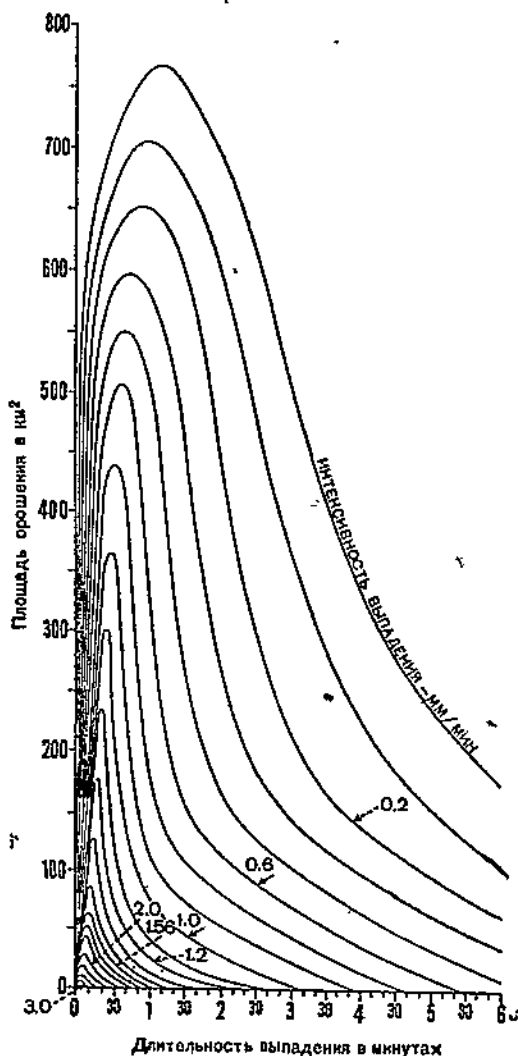


Рис. 12. Характеристические кривые Хейзера для ливней.

$$\begin{aligned}
 1 \text{ раз в } 50 \text{ лет} & \dots \dots \dots h = \frac{121}{t+30} \\
 1 \text{ „ } 100 & \dots \dots \dots h = \frac{137}{t+32}
 \end{aligned}$$

У нас в СССР данный вопрос, как уже было сказано, сравнительно мало исследован, тем не менее следует указать на материалы, собранные Долговым на Пологовской дождемерной сети¹ и сведенные им в следующую таблицу:

Продолжительность (в мин.)	Наибольшая интенсивность (в мм/мин.)
1—5	6
5—15	4
15—30	2,5
30—45	2
45—60	1,5
60—120	1
120—180	0,9
180—240	0,5

Для площади орошения тем же Долговым приводятся следующие цифры:

Средняя интенсивность ливня (в мм/мин.)	2,2—2	2—1	1—0,9	0,9—0,8	0,8—0,5
Площадь распространения (в км ²)	4—8	8—25	25—50	50—65	65—350

За последние годы Государственным гидрологическим институтом (ГГИ) собран и обработан значительный материал по ливням в СССР (около 1500 ливней)². Но все же приходится отметить, что весьма слабая густота нашей дождемерной сети и весьма ограниченное число плювиографов оставляет вопрос о ливнях у нас мало освещенным.

3. ПОЧВЕННАЯ КОНДЕНСАЦИЯ

Кроме атмосферных осадков в приходную часть баланса должна войти и конденсация, образовавшаяся непосредственно на поверхности земли. Количество ее, очевидно, при прочих равных условиях должно быть пропорционально поверхности, на которой происходит конденсация. Поэтому величина конденсации на дневной поверхности почвы получается исчезающе малой: ее даже вообще очень трудно измерить. Другое дело — конденсация внутри почвы в порах грунта; суммарная поверхность частиц грунта в кубической единице его весьма велика и, как показывает элементарный расчет, сделанный, например, для поверхности мелких шариков в кубической единице объема, их заключающего, эта суммарная поверхность обратно пропорциональна размеру частиц. Согласно Митчерлиху, суммарная поверхность для

¹ Эта сеть была устроена Долговым специально для изучения ливней и отличалась большой густотой.

² Результаты этой работы, представляющие большую ценность, пока еще не опубликованы.

мелкого песка составляет 20000—30000 см² в 1 см³ *. Конденсация на такой поверхности уже может играть существенную роль при подсчете водного баланса.

Исследование вопроса о почвенной конденсации тесно связано с историей более общего вопроса: о происхождении грунтовых вод. Трудями известного французского физика М а р р и о т а получил полное научное оформление господствовавший и до того времени взгляд, что грунтовые воды и источники происходят из дождевых и снеговых вод, путем просачивания их до водонепроницаемых пластов земли. Но против этой теории в XIX веке рядом ученых во главе с Фольгером были выставлены два возражения:

1. При исследовании грунта в земле, ее разрезах, например, в шурфах, обнаруживается, что влажность грунта даже после обильных осадков имеет место лишь в самом верхнем, сравнительно тонком, его слое; лишь значительно ниже мы наблюдаем грунт, насыщенный водой. В интервале же между самым верхним, увлажненным выпавшими осадками грунтом и водоносным слоем грунта внизу, на всю эту толщу, иногда довольно значительную, грунт на первый взгляд представляется сухим. Отсюда якобы вытекает, что грунтовые воды не стоят в связи с атмосферными осадками.

2. Несовпадение периодов усиления атмосферных осадков и усиления действия ключей опять-таки якобы доказывает отсутствие связи между первыми и вторыми.

Отсюда Фольгер вывел заключение, что грунтовые воды происходят не из дождевых вод, а лишь из конденсации водяных паров воздуха в подземной атмосфере на некоторой глубине от поверхности почвы. Согласно его подсчетам (в которые вкрались довольно грубые ошибки) выходило, что количество испарения с поверхности почвы вместе с количеством стекающих вод я к о б ы больше количества выпадающих атмосферных осадков. Согласно Фольгеру воздух, проникающий на соответствующую глубину, где имеется пониженная температура, путем конденсации водяных паров выделяет из себя всю ту воду, которая идет на образование грунтовых вод. Теория Фольгера находилась в таком коренном противоречии с господствовавшей в то время теорией Марриота, что вызвала интенсивную дискуссию с разделением научного мира на два лагеря. В числе противников Фольгера выступали Гани и Вольни. Возражения Ганна сводятся к следующему:

1. Скрытая теплота парообразования, выделяющаяся при конденсации водяных паров, должна нагревать соответствующий слой земли и тем самым замедлять дальнейшую конденсацию.

2. Количество водяных паров, необходимое для питания грунтовых вод в том размере, в каком это наблюдается в действительности, в атмосфере не имеется.

3. В тропических странах, где отсутствует слой земли с достаточно низкой температурой, образование грунтовых вод по теории Фольгера было бы вообще невозможно.

4. Для образования грунтовых вод по схеме Фольгера в земле должен был бы происходить весьма интенсивный обмен воздуха: около 2000 м³ в сутки через площадь 1 м² поверхности земли, что физически, очевидно, невозможно.

* Цифра имеет лишь ориентировочный характер и, вероятно, преувеличена.

Относительно первого пункта возражений Ганна необходимо тут же отметить, что этот вопрос и до сих пор остается открытым, хотя в настоящее время некоторая роль почвенной конденсации в образовании грунтовых вод признается.

Возражения Вольни, основанные на ряде опытов, заключаются в том, что подсчет водного баланса, сделанный Фольгером и приведший последнего к выводу о недостаточности наличного количества осадков для покрытия стока и испарения, включает в себя грубые ошибки; в действительности осадки с испарением и стоком весьма хорошо балансируются.

Далее ряд работ по вопросу о передвижении паров воды внутри грунта привел к выводу, что подсчет Ганна страдает одной существенной ошибкой. Дело в том, что передвижение водяных паров, как и всякого иного газа, зависит от разности парциального давления и должно происходить в направлении, обратном градиенту парциального давления. При этом совсем не обязательно, чтобы движение паров в воздухе сопровождалось движением самой воздушной массы. Следовательно, непрерывный ток водяных паров из надземной атмосферы в подземную для пополнения убыли их от конденсации физически вполне возможен и отнюдь не требует прохождения через почву тех грандиозных воздушных масс, о которых говорил Ганн.

Благоприятными условиями для образования почвенной конденсации по современным воззрениям являются: большая абсолютная влажность воздуха, большая гигроскопичность почвы, разница в температурах верхнего и нижнего горизонта, проницаемость почвы для паров и слабое значение капиллярного поднятия воды из нижних слоев. В начале XX века вопрос о подземной конденсации был особенно детально исследован А. Ф. Лебедевым, который поставил целый ряд очень тонких физических измерений на разных глубинах почвы, в разных условиях, а также ряд исследований в чисто лабораторных условиях. Согласно подсчетам Лебедева, передвижение водяных паров из атмосферы в глубокие слои почвы и грунта вообще невозможно; но в период наибольшего суточного охлаждения поверхности почвы, т. е. в ночные часы, поверхностный слой почвы имеет упругость водяного пара более низкую, чем прилегающая часть надземной атмосферы. Тончайшие измерения, произведенные А. Ф. Лебедевым вблизи Одессы, показали, что число дней, удовлетворяющих этому условию, бывает не менее 200, что обогащение самого верхнего слоя почвы водой путем конденсации, вообще говоря, существует. Н. П. Порывкин по наблюдениям в условиях долины Волхова пришел к заключению, что конденсация там достигает иногда значительной величины (2,6 мм за ночь) и что потому в питании грунтовых вод в пойме этой реки конденсация атмосферных паров играет крупную роль. Интересно отметить, что самые последние исследования по вопросу о почвенной конденсации, принадлежащие В. Е. Сочеванову, показывают, между прочим, что в подсчете Н. П. Порывкина имеются неточности, даже преуменьшающие указанные им величины. Э. К. Безайс на основании аналогичных наблюдений в Амурской области пришел также к довольно значительной цифре возможной конденсации (порядка 1—2 мм в сутки), причем измерения свои он производил в верхнем слое почвы толщиной около 10 см. Далее Б. П. Орловым были проведены наблюдения на подвижных барханных песках, причем им также установлено, что летнее увлажнение нижней части этих песков безусловно может быть объяс-

нено лишь почвенной конденсацией, так как дождевые осадки в этом районе летом почти отсутствуют.

Что касается до общего количества приходной части водного баланса, обусловленное почвенной конденсацией, то данные по этому вопросу относятся лишь к небольшому числу отдельных районов.

Для Одессы А. Ф. Лебедев пришел к величине порядка 15—25% от общего количества атмосферных осадков.

Вопрос о почвенной конденсации играет большую практическую роль, в особенности в тех районах, где атмосферных осадков мало, а градиент давления паров воздуха в верхних слоях почвы велик. В этих условиях образование грунтовых вод идет почти исключительно за счет конденсации и, следовательно, вопросы водоснабжения могут быть частично разрешены путем искусственных мероприятий по повышению почвенной конденсации.

Такие конденсационные установки у нас в СССР могут иметь значение, например, в восточной части Крыма (Феодосия), где влажность воздуха велика, а осадков мало; далее в районе Карабугаза, а также в восточном Закавказье. Согласно Циолковскому, условия, благоприятные для создания искусственной конденсации, заключаются в следующем:

1. Скорость ветра должна быть мала, так как ветер увеличивает интенсивность испарения, тем самым уменьшая конденсацию. С этой целью автор рекомендует посадку деревьев и кустов на значительной территории.

2. Конденсационные установки должны быть хорошо изолированы в термическом отношении.

3. Охлаждаемая поверхность должна быть зачернена для большего эффекта излучения.

Таким образом, хотя весь комплекс вопросов, относящихся к почвенной конденсации, в настоящее время еще далек от полного разрешения и, в частности, как было сказано выше, еще не разрешен вопрос о роли скрытой теплоты испарения в этом процессе, все же можно утверждать, что в некоторых специфических районах роль почвенной конденсации в водном балансе может быть значительной.

4. СНЕГОВОЙ ПОКРОВ

В климатических условиях большей части СССР роль снегового покрова в водном балансе и, в частности, во внутригодовом распределении стока наших рек, играет колоссальную роль. Согласно Г. А. Любославскому, снеговой покров представляет собой явление исключительной сложности, чрезвычайно изменчивое в пространстве и во времени и требующее огромного труда и специальных, весьма тонких исследований для его изучения.

На образование снегового покрова влияет: состояние почвы до первых снежных осадков, ход изменения во времени выпадения этих осадков, зимние оттепели, ветер и, наконец, солнечная радиация. Снеговой покров в течение всей зимы непрерывно изменяется как по высоте, так и по плотности на разных глубинах. Для водно-балансовых расчетов нам важно знать не столько высоту снегового покрова, сколько суммарный слой воды, в нем заключающийся; иначе говоря, высоту снега в пересчете на воду. Для подсчета этой высоты в некоторые моменты времени лучше всего провести непосредственные точ-

ные измерения с помощью весового снегомера. При этом, как показали измерения, производившиеся И. А. Ивановым под руководством автора на Кучинской гидрологической станции в период 1923—1928 гг., распределение высоты снегового покрова (в пересчете на воду) на площади бассейна реки Пехорки при числе точек, доведенном до 1500—2000, дало отклонение от среднего значения, подчиняющееся закону нормального распределения случайных величин Гаусса. Иными словами для сравнительно большой площади, в однородных физико-географических условиях, распределение снегового покрова оказывается величиной случайной; а отсюда вытекает, что для получения достоверного значения необходимы массовые измерения; единичное же измерение, например, на метеорологической станции, может дать лишь случайную, отнюдь не характерную величину. К этому нужно добавить, что на большинстве наших метеорологических станций ведется лишь запись высоты снегового покрова по рейке, плотность же снега (весовым снегомером) измеряется лишь на немногих станциях; высота же снегового покрова, оторванная от плотности снега, представляет собой величину, еще менее определенную. Те же наблюдения в Кучине с очевидностью показали, что изменчивость высоты и изменчивость плотности, взятые в отдельности, значительно превышают изменчивость их произведения, т. е. высоты в пересчете на воду. Из всего этого вытекает трудность учета снеговых запасов по непосредственным измерениям, каковые в большинстве случаев и отсутствуют, и тогда приходится пользоваться простым суммированием атмосферных снеговых осадков за весь промежуток времени, предшествующий данному моменту, но такой метод, в большинстве случаев единственно возможный, страдает существенными недостатками: во-первых, дождемеры даже с защитой Нифера, дают определенное преуменьшение количества выпадающего снега, в особенности при сколько-нибудь значительном ветре. Это обстоятельство заставило некоторых метеорологов изыскивать типы дождемера с наименьшим искажением зимних показаний; но такого рационального типа найти до сих пор не удалось. Далее при таком подсчете мы выводим из рассмотрения потери снега на испарение и на инфильтрацию, имеющие место главным образом в период сколько-нибудь длительных зимних оттепелей. Эти два фактора, — с одной стороны, преуменьшение зимних осадков по показаниям дождемеров и, с другой стороны, преувеличение этих сумм, вследствие неучета потерь, — действуют во взаимно противоположном направлении, причем суммарная ошибка может быть как положительной, так и отрицательной.

Количество снега уменьшается с севера на юг, но одновременно наблюдается значительная разница и для одной и той же широты; например, в Горьком количество снега почти в полтора раза больше, чем в Москве, в Петрозаводске в полтора раза больше, чем в Ленинграде и Архангельске и т. д. Отношение снежных осадков к общему количеству весьма сильно колеблется в пределах приблизительно от $\frac{1}{10}$ до $\frac{1}{2}$ и выше. Величина зимних осадков получается обычно путем суммирования показаний дождемеров. Более точные цифры, полученные методом непосредственных измерений снегового покрова, имеются лишь для очень немногих районов.

Практически, при решении целого ряда вопросов, нас интересуют главным образом запасы снега к началу весеннего снеготаяния, так как именно они обуславливают собой объем весеннего половодья. Самый же ход процесса снеготаяния обуславливает и форму паводочной

волны и, в частности, величину максимального расхода весеннего половодья, практически важную для расчета гидротехнических сооружений. Весь комплекс вопросов весеннего снеготаяния будет нами рассмотрен в главе о весеннем половодье.

В заключение приведем интересные данные, характеризующие изменчивость годовой суммы снеговых запасов. Эти данные относятся к 1939 г. и собраны Государственным гидрологическим институтом в связи с прогнозом половодья этого года. 1939 г. может быть охарактеризован как бедный в отношении снеговых запасов, и потому приводимые для некоторых районов цифры близки, вероятно, к крайнему низкому пределу колебания снеговых запасов по территории европейской части СССР. Из таблицы ГГИ приводим на выдержку некоторые цифры (табл. 7).

Таблица 7

Бассейн реки	Название пункта	Отношение высоты снегового покрова 1939 г. к среднему многолетнему
Сев. Двина	Архангельск	0,84
Волга	Ярославль	0,37
Волга	Куйбышев	0,55
Волга	Сталинград	0,56
Кама	Молотов	0,75
Нева	При выходе из Ладожского озера	0,50
Днепр	Смоленск	0,20
Днепр	Киев	0,22
Десна	Брянск	0,15
Зап. Двина	Витебск	0,31
Дон	Калач	0,60
Сев. Донец	Лисичанск	0,52

Как видно из табл. 7, по всей европейской части СССР мы имеем в 1939 г. значительное уменьшение снеговых запасов по сравнению с нормой; в особенности это относится к бассейну реки Днепра.

5. ЛЕДНИКИ

Согласно определению Калесника, ледниками называются «естественные массы льда, образующиеся вследствие скопления и уплотнения твердых атмосферных осадков в тех районах земного шара, где на протяжении ряда лет общая сумма выпавшего снега превышает количество растаявшего».

Площадь всех современных ледников на земной поверхности составляет 16 млн. км², т. е. 11% площади всей суши, а объем их — 21 млн. км³. Из этого колоссального количества большая часть, очевидно, приходится на Арктику и Антарктику, т. е. на высокие широты. В более низких широтах ледники имеются лишь в горах, выше так называемой снеговой линии, которая на Шпицбергене составляет 300—600 м, в Альпах — 2700—3000 м, в Мексике — 4500 м, в Андах (Южная Америка) — до 6100 м. На территории СССР ледники имеются главным образом на Кавказе, в Средней Азии, на Алтае и частично в Саянах, на Камчатке и на Урале. Площадь ледников на Кав-

казе составляет суммарно около 2000 км², в Средней Азии эта площадь гораздо больше — до 11 000 км². Сумма площадей остальных ледниковых районов значительно меньше. В водном балансе и, в частности, при практическом использовании рек ледники играют большую роль, поскольку ледниковое питание горных рек создает для них весьма специфичный режим сравнительно равномерного летнего подъема воды и вообще более равномерного расхода, чем это имеет место в равнинных реках, где снег тает весной за очень короткий промежуток времени. Поэтому для использования, например, энергии рек, а также, в особенности, для использования их для целей орошения, реки с ледниковым, или хотя бы частично ледниковым, питанием представляют очень большой интерес. Это относится, очевидно, в первую очередь к Кавказу и к Средней Азии.

ГЛАВА III

ПРОСАЧИВАНИЕ И ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

1. МЕХАНИЗМ ПРОСАЧИВАНИЯ

Верхний слой земной поверхности в огромной своей части (приблизительно 95%) покрыт сравнительно тонким слоем выветрившейся горной породы, смешанной с органическими веществами и пронизанной корнями растений. Этот слой и носит название почвы. выпадающие атмосферные осадки в некоторой части своей впитываются в почву и далее, в зависимости от ряда обстоятельств, в частности метеорологических условий, или поднимаются обратно и испаряются, или опускаются дальше, образуя в конце концов подземные водоносные горизонты. Выше мы коснулись, в связи с вопросом почвенной конденсации, вопроса образования грунтовых вод, и в числе возражений Фольгера против инфльтрационной теории Марриота мы указали на одно весьма существенное, а именно — что влажность грунта, даже после обильных осадков, имеет место лишь в самом верхнем слое; далее же на большой глубине, вплоть до водоносного слоя, грунт представляется сухим.

Для Фольгера это было одним из доказательств того, что грунтовые воды не могут образоваться от инфльтрации. Заслуга в разрешении этого кажущегося противоречия принадлежит бельгийскому гидрологу Рене Дандримону, доказавшему помощью ряда опытов и наблюдений, что кроме хорошо известного капиллярного движения воды в грунтах следует рассматривать еще другой род движения, который он называл пленочным.

При капиллярном движении вода заполняет все промежутки между частицами, при пленочном движении она окружает каждую частицу грунта тончайшей пленкой, проникая также и в поры самой частицы (микропоры грунта), промежутки же между частицами грунта заполнены воздухом.

Пленочное движение осуществляется в природе гораздо чаще капиллярного, но тем не менее оно исследовано значительно слабее, и нам приходится ограничиться лишь теми указаниями, скорее качественного характера, которые были даны Дандримоном. В общем они сводятся к следующему:

а) пленка имеет толщину не более радиуса сферы молекулярного действия,

б) пленка движется от большей толщины к меньшей,

в) пленка подвержена силе тяготения.

Попутно отметим, что А. Ф. Лебедев, давший в своих научных работах чрезвычайно много для освещения сложного вопроса о подземной конденсации воды, в вопросе пленочного движения допустил с нашей точки зрения ошибку, значительно уклонившись от физически более правильного представления Дандримона. Он утверждал (в этом он не основывался на опытах), что пленка не подвержена силе

тяготения, так как ее толщина настолько мала, что молекулярная сила сцепления оказывает на нее несоизмеримо большее воздействие.

Ошибка А. Ф. Лебедева заключалась в том, что он не принимал в расчет верхнего предела толщины пленки, при котором ее движение вниз, под влиянием силы тяжести, физически вполне возможно.

Когда частицы грунта покрыты пленками, то в местах соприкосновения зерен грунта соприкасаются и их пленки, а так как нижняя часть пленки верхней частицы должна быть толще верхней части пленки нижней частицы, то должен образоваться ток воды сверху вниз. Если же с почвы происходит испарение и, разумеется, тем более интенсивное, чем ближе к поверхности земли, то верхние пленки испаряются и на пополнение их передвигаются нижние пленки, согласно пункту «б» положений Дандимона.

Общий характер пленочного движения был подтвержден весьма тонкими опытами де-Геена.

Таким образом, мы имеем два вида вертикального движения воды в мелкозернистых грунтах: с заполнением всех пор грунта (капиллярное движение) и при незаполненных порах (пленочное движение).

Рассмотрим сначала в самом общем виде движение воды через пористое тело с заполнением его пор.

Если исходить для простоты из одномерной задачи, т. е. рассматривать движение вдоль некоторой струи малого сечения, то мы вправе установить зависимость между средней скоростью v , или расходом воды, деленным на поперечное сечение струи, и падением напора, отнесенным к единице длины; последнюю величину мы можем, заменяя давление через высоту столба жидкости, помноженную на удельный вес, представить в виде

$$\frac{p_1 - p_2}{l} = \rho \cdot g \cdot \frac{h_1 - h_2}{l} = \rho \cdot g \cdot i,$$

где i — «гидравлический уклон». Принимая для воды $\rho = 1$, мы ищем зависимость.

$$gi = f(v)$$

Относительно искомой функции мы можем утверждать, во-первых, что она монотонная, т. е. что с возрастанием gi возрастает и v ; и, во-вторых, что нулевой уклон соответствует и нулевой скорости.

Следовательно, разлагая искомую функцию в ряд, можем написать:

$$gi = \sum_1^n \alpha_n v^n.$$

Но наблюдения и эксперимент говорят нам, что степень при скорости не может быть выше двух. Еще Ньютоном было высказано, что жидкость двигается с сопротивлением, пропорциональным иногда первой степени скорости, иногда второй. Теперь мы знаем, что первый случай соответствует медленному движению, второй движению с большими скоростями. Поэтому напишем:

$$gi = \alpha_1 v + \alpha_2 v^2.$$

Параметры α_1 и α_2 ищем из соображений принципа размерности. Размерность левой части последнего равенства LT^{-2} ; размерность

переменного в первом слагаемом правой части LT^{-1} ; второго слагаемого L^2T^{-2} .

Следовательно, недостающая размерность α_1 равна T^{-1} , а недостающая размерность α_2 равна L^{-1} .

Рассмотрим теперь от каких физических величин могут зависеть эти параметры. Поскольку в приведенном равенстве учитывается связь между уклоном и скоростью, то неопределенные параметры, входящие в него, должны отражать зависимость от всех остальных физических факторов; сюда относятся: вязкость воды и линейные размеры частиц грунта. Вводя кинематический коэффициент вязкости ν , размерность которого L^2T^{-1} , и средний диаметр частиц d , мы получим, что для того, чтобы искомые параметры имели указанную выше размерность, они должны иметь вид:

$$\alpha_1 = \beta_1 \cdot \frac{\nu}{d^2}; \alpha_2 = \beta_2 \cdot \frac{1}{d}.$$

Перепишем теперь наше равенство в виде:

$$gi = \beta_1 \cdot \frac{\nu \cdot v}{d^2} + \beta_2 \cdot \frac{v^2}{d}, \quad (11)$$

причем наши новые параметры β_1 и β_2 уже, очевидно, будут безразмерными величинами. Полученное уравнение показывает, что:

1. При малых значениях v и d первое слагаемое должно быть значительно больше второго, которым мы и можем поэтому пренебречь; решая тогда уравнение относительно v , получим:

$$v = \frac{g \cdot d^2}{\beta_1 \cdot \nu} \cdot i = k \cdot i. \quad (12)$$

Это и есть общеизвестная формула Дарси, где k — коэффициент фильтрации, который для данного грунта и данной температуры воды можем считать постоянным.

2. При больших значениях v и d , наоборот, второе слагаемое становится преобладающим по величине, и мы вправе пренебречь первым. Решая уравнение относительно v , получим:

$$v = \sqrt{\frac{g}{\beta_2}} \cdot \sqrt{di} = C \cdot \sqrt{di}, \quad (13)$$

это есть зависимость того же типа, что формула Шези, хорошо известная из курса гидравлики.

В природе гораздо чаще встречается движение воды в мелкозернистых грунтах, т. е. то, которое следует указанному выше закону Дарси. Общий вид выражения для скорости имеет в знаменателе коэффициент вязкости жидкости, но для воды коэффициент может зависеть только от температуры; поэтому для практических целей удобнее вместо коэффициента вязкости поставить приближенное выражение его через температуру. Это было сделано Хаазеном, давшим следующую формулу:

$$v = Cd_w^2 \cdot \frac{h}{l} \cdot (0,70 + 0,03\theta^0), \quad (14)$$

где

v — скорость воды в метрах сутки, получаемая делением расхода на полную площадь сечения (включая и частицы грунта),

θ — температура воды,

h — действующий напор,

l — высота капиллярной колонны,

d_w — «действующий диаметр» частиц грунта в миллиметрах,

C — постоянная изменяющаяся от 400 до 1000.

Хаазен ввел понятие «действующего диаметра» вместо среднего диаметра, в целях выделить размеры тех частиц, которые оказывают наибольшее влияние на скорость просачивания; он определил его как тот диаметр, меньше которого в грунте имеется частиц лишь 10%.

Таким образом, формула Хаазена дает нам, казалось бы, возможность определить коэффициент фильтрации по данным механического анализа грунта; но эмпирический коэффициент, изменяющийся в довольно больших пределах (400—1000), все же оставляет вопрос в значительной степени неопределенным, не говоря уже о том, что в сложных почвах и грунтах, например, в лёссе, частицы которого имеют плоско-чечевичатый характер, самое понятие диаметра частицы теряет свою определенность. Поэтому на практике в большинстве случаев пользуются не детальной формулой Хаазена, а общей формулой Дарси, вводя, если нужно, поправку на температуру. Коэффициент фильтрации k определяется для каждого грунта, или в лабораторных условиях путем исследования вынутых монолитов, или в полевых условиях: *in situ*.

Для грунтов крупно-проницаемых, в которых движение уже не подчиняется закону Дарси, т. е. сопротивление оказывается пропорциональным не первой, а более высокой степени скорости, сколь угодно точных формул до сих пор не имеется. Приближенная формула Крэбера в тех же измерениях гласит:

$$v = 149\,300 \cdot d \left(\frac{i}{900} \right)^{\frac{8+d}{8+2d}}, \quad (15)$$

где d — есть средний диаметр грунта.

Кроме исследований Крэбера имеются еще и другие, например, Гугентоблера, Избаша и пр., но все они дают лишь ориентировочное решение вопроса. К счастью, мелкозернистые грунты, как уже было указано, встречаются в природе во много раз чаще, и поэтому для расчетов движения воды в грунтах мы почти всегда можем опираться на формулу Дарси.

Для вертикального просачивания, обозначая через h высоту слоя воды над грунтом, а через l — высоту капиллярной колонны, мы получим формулу Дарси в виде:

$$v = k \left(1 + \frac{h}{l} \right). \quad (16)$$

Из этой формулы видно, что скорость просачивания уменьшается с увеличением высоты колонны. Для начального момента просачивания ($l=0$) получается кажущееся противоречие: скорость равна бесконечности.

Но дело в том, что просачивание начинается с первого же момента выпадения осадков, когда и слой воды на поверхности грунта отсутствует, т. е. и $h=0$. Когда весь верхний слой воды израсходуется на просачивание, скорость достигает своего минимума: $v=k$; после чего капиллярная колонна должна оторваться от поверхности грунта и с постоянной скоростью опускаться вниз. Но при этом часть воды должна перейти в пленочное состояние, так как капиллярная колонна смачивает проходимость ею грунт. Отсюда вытекает, что высота капиллярной колонны, сохраняя в дальнейшем свою скорость, постепенно уменьшает свою толщину, и на некоторой глубине она должна исчезнуть, т. е. движение воды приобретает пленочный характер.

Из сказанного выше вытекает основное физическое различие между капиллярным и пленочным движением, заключающееся в том, что первое связано с размерами пор грунта, а второе — с размером поверхности частиц грунта. Но совершенно ясно и может быть легко показано на схематизированном примере шарообразных частиц, что суммарный объем всех пор для частиц геометрически подобного очертания не зависит от размера этих частиц, а суммарная поверхность, так же в единице объема, будет возрастать обратно пропорционально размеру частиц. Из этого вытекает, что пленочное движение должно иметь большее в количественном отношении значение в очень мелких грунтах. Дандримон на основе этого положения дал следующую гидрологическую классификацию грунтов:

- 1) $v_c > v_p; q_c > q_p$ (наибольшая крупность частиц)
- 2) $v_c < v_p; q_c > q_p$ (средняя крупность частиц).
- 3) $v_c < v_p; q_c < q_p$ (наименьшая крупность частиц)¹

Все три категории составляют лишь подразделения мелкозернистых грунтов, в которых капиллярное движение подчиняется закону Дарси. В грунтах крупнопроницаемых пленочное движение хотя, строго говоря, и существует, но оно настолько ничтожно в количественном отношении, что рассматривать его нет надобности.

Таблица 8

Название грунта	Порозность (в процентах)
Гранит мелкозернистый	0,05 — 0,45
Гранит крупнозернистый	0,36 — 0,86
Порфир	0,40 — 0,60
Базальт	0,63 — 1,28
Различные песчанники	4,0 — 26,9
Различные известняки	0,7 — 16,9
Песок со средним диаметром 1/4—1/3 мм	42,0
Песок со средним диаметром 1 мм	39,6
Песок со средним диаметром 2 мм	36,0
Речной (аллювиальный) песок	30,0 — 35,0
Гравий (аллювиальный) до 4 мм	36,0
Гравий (аллювиальный) от 4 до 7 мм	36,7

В таблице 8 приводим некоторые данные о коэффициенте порозности грунта, т. е. об объеме пор в единице объема грунта.

¹ Индекс c соответствует капиллярному движению, индекс p — пленочному.

Глинистые грунты	46,4—55,3
Торфяные грунты	81,0
Инфузорная земля	91,6

Что касается до величины суммарной поверхности частиц грунта в единице объема, то ввиду чрезвычайных трудностей ее определения, мы имеем до сего времени лишь немногие весьма грубые цифры, данные Митчерлихом, которые мы здесь не приводим, так как для практического использования они недостаточно достоверны.

По отношению к коэффициенту фильтрации k , необходимо подчеркнуть, что для более или менее сложных грунтов, т. е. в огромном большинстве случаев, он подлежит непосредственному опре-

Таблица 9

Название грунта	Значение k (в см/час)
Мелкий песок 0,2 мм	17
Средний песок 0,4 мм	75
Крупный песок 0,8 мм	200
Мелкий гравий 2,0 мм	1850

делению в каждом отдельном случае, и потому лишь для иллюстрации порядка величин мы дадим здесь некоторые цифры по Ли (табл. 9).

2. ТРИ ФАЗЫ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Дандримоном, в соответствии с его классификацией мелкозернистых грунтов, дано разделение всего процесса движения воды, начиная с момента проникновения ее в почву и кончая выходом ее на дневную поверхность, на три характерно отличных фазы.

Первая фаза обнимает собой движение частицы в верхнем поверхностном слое почвы, на котором отражается влияние метеорологических условий: температуры воздуха, солнечной радиации, ветра и пр. В этой фазе частицы воды могут опускаться вниз при прогрессивном увлажнении почвы (во время дождя или непосредственно вслед за ним); они могут подниматься по законам капиллярного или пленочного движения, если поверхность почвы высушивается солнечными лучами или под действием сухого ветра. Иными словами, это есть фаза обмена водой между атмосферой и почвой.

Вторая фаза начинается с момента, когда частица воды выходит из сферы влияния надземной атмосферы и движется вертикально вниз до встречи с водонепроницаемым грунтом.

Третья фаза представляет собой движение воды в водоносном слое; это движение наклонное, приблизительно параллельное простиранию непроницаемого слоя грунта.

Количество воды, вступающей в первую фазу, т. е. просачивающейся в верхние слои почвы, зависит кроме количества атмосферных осадков также от целого ряда обстоятельств; прежде всего самый характер осадков оказывает влияние на просачивание: длительный моросящий дождик дает в процентном отношении к общему количеству воды на единицу времени больше просачивания, чем обильный ливень. Причина этого будет ясна из того, что упавшая вода, вообще говоря,

может или просачиваться или стекать по поверхности, или испаряться обратно в атмосферу; чем сильнее ливень, тем быстрее нарастает на поверхности слой воды, не успевающей просочиться, а чем толще этот слой, тем больше скорость его стекания; кроме того ливень может чередоваться с солнечным небом, при котором испарение больше, морсящий же мелкий дождь обычно совпадает с длительной пасмурной погодой, ослабляющей испарение с почвы. Из предыдущего ясно также, что на количество просачивающейся воды должен оказывать влияние наклон местности, увеличивающий поверхностный сток и, следовательно, ослабляющий инфильтрацию. Далее, большую роль играет растительный покров, во-первых, задерживающий поверхностный сток (так как при большей шероховатости коэффициент в формуле Шези меньше), а во-вторых, увеличивающий непосредственное испарение (со своей листвы). Наконец, на увеличение испарения (а следовательно, на уменьшение просачивания) влияют температура, ветер, влажность воздуха и пр.

Поступившая в почву вода двигается вниз по капиллярам грунта или в виде поверхностных пленок, окутывающих частицы грунта, пока внешние атмосферные условия остаются без изменения; но если дождь сменился ясной солнечной или сухой ветреной погодой и поверхность почвы начинает испарять воды больше, то взамен испаряющейся воды снизу должны подняться новые массы, и, следовательно, движение частиц воды переходит из нисходящего в восходящее. Предельная глубина, на которой еще может осуществиться восходящее движение (капиллярное или пленочное), зависит опять-таки от совокупности разных причин и в первую очередь от характера грунта и от метеорологических условий.

В случае длительного дождя, слабой интенсивности имеем приблизительное равновесие между притоком воды сверху и просачиванием ее вниз, так как нарастание слоя воды поверх почвы отсутствует. Если грунт характеризуется неравенствами:

$$v_c > v_p; q_c > q_p,$$

то, очевидно, просачивание принимает сразу капиллярный характер; образуется капиллярная колонна, высота которой может быть определена следующим образом: если дождь равной интенсивности лил t часов, а скоростью просачивания в данном грунте при отсутствии напора воды поверх почвы равна v см/час, то полная высота капиллярной колонны будет, очевидно, $v t$ см. Эта колонна будет опускаться со скоростью v , но часть воды она будет отдавать (расходовать) на образование пленок вокруг частиц грунта, расположенных выше ее верхней грани. Следовательно, высота колонны по мере ее опускания будет уменьшаться и на некоторой глубине капиллярная колонна исчезнет.

Следующая категория грунтов характеризуется неравенствами:

$$v_c < v_p; q_c > q_p.$$

В этом случае капиллярная колонна также образуется, но она будет расходоваться не только на окутывание пленками проходимою ею слоя грунта, но и на образование пленочного движения ниже колонны (так как пленки будут двигаться быстрее капиллярной колонны). Поэтому исчезновение капиллярной колонны наступит на меньшей глубине, чем в грунтах первой категории.

В грунтах третьей категории, определяемой неравенствами:

$$v_c < v_p; q_c < q_p,$$

никакой капиллярной колонны, очевидно, образоваться не может: все движение сразу принимает пленочный характер.

В случае ливня грунты первой и второй категорий дадут тот же эффект, что и в предыдущем случае длительного дождя, т. е. образуется капиллярная колонна, опускающаяся вниз и уменьшающаяся по высоте, с той лишь разницей, что ливень образует на поверхности почвы слой воды, оказывающий давление на капиллярную колонну и увеличивающий скорость капиллярного движения; поэтому: 1) капиллярная колонна достигает большей глубины, чем в первом случае, и 2) некоторые грунты второй категории при ливне могут дать эффект грунтов первой категории, так как скорость капиллярного движения может при достаточном напоре сверху делаться больше скорости пленочного движения.

Соответственно и грунты третьей категории при длительном слабом дожде, не дающие капиллярной колонны, при ливне достаточной интенсивности могут дать таковую, но эта колонна не будет опускаться; она образует неподвижный капиллярный слой на некоторой глубине от поверхности — слой, расходуемый снизу на пленочное движение и пополняемый сверху из свободного слоя воды, накапливаемой на поверхности ливнем. Когда свободный слой израсходуется фильтрацией в грунт (и испарением), то капиллярный слой станет уменьшаться и, наконец, исчезнет, оставив лишь пленки, окутывающие частицы грунта, но не заполняющие пор между ними.

3. АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Под аллювиальными водами мы разумеем неглубокие водоносные пласты, проходящие в аллювиальных отложениях. В огромном большинстве случаев мы имеем здесь безнапорное движение в водоносных слоях, получающих питание непосредственно сверху от просачивающихся вод, а также от конденсации водяных паров подземной атмосферы. Водоносный слой, иначе третья фаза по Дандримону, представляет собой водную массу, заполняющую все поры грунта, т. е. здесь мы имеем движение чисто капиллярное. Такой водоносный слой, выше которого грунт обладает приблизительно той же проницаемостью, чем в самом водоносном слое, называется свободным, так как уровень его может свободно изменяться в зависимости от размеров его питания. Грунтовые аллювиальные воды имеют колебания уровня в разное время года, аналогичные колебаниям уровня воды в реке, хотя обычно в меньших размерах, и во всяком случае гораздо более медленные.

В противоположность этому мы говорим о несвободном, или напорном, водоносном слое, верхней границей которого является грунт гораздо меньшей проницаемости, вследствие чего изменения питания вызывают изменения не геометрической, а пьезометрической его высоты. Мы рассмотрим лишь случай свободного водоносного слоя.

Свободный водоносный слой получает питание на всем своем протяжении, но неравномерно — в зависимости от площади выпадения осадков: в той части, над которой прошел интенсивный дождь, питание будет больше, чем там, где дождя выпало меньше. Линия, соединяющая точки наибольшего возвышения уровня водоносного слоя, обра-

зует водораздел подземных вод, который в общем случае не совпадает с водоразделом поверхностного стока: последний зависит лишь от топографии местности и является постоянным; первый зависит: 1) от наклона непроницаемого пласта и 2) от месторасположения выпадения осадков, т. е. является переменным. Движение воды совершается вообще в направлении пьезометрического уклона, а в свободном водоносном слое для всех частиц, расположенных на одной вертикали, пьезометрический уклон равен уклону поверхностного слоя; движение распространяется вплоть до выхода подземных вод на дневную поверхность, т. е. до места выклинивания непроницаемого слоя.

Рассмотрим движение воды в водоносном слое вдоль непроницаемого пласта; для простоты ограничимся плоской задачей; кроме того,

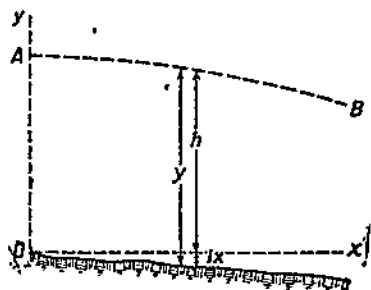


Рис. 13. Схема движения водоносного слоя при прямом уклоне.

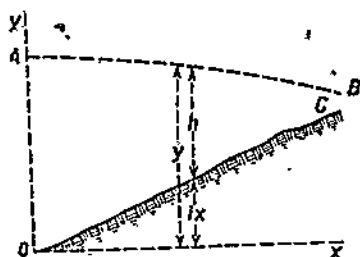


Рис. 14. Схема движения водоносного слоя при обратном уклоне.

также для упрощения уравнения, будем считать наклон водонепроницаемого пласта достаточно малым, что обычно и имеет место. Здесь возможны два характерно отличных случая: а) наклон поверхности слоя направлен в ту же сторону, что и наклон непроницаемого пласта, и б) наклон поверхности идет обратно наклону непроницаемого пласта. В первом случае (рис. 13) мы имеем равенство:

$$q = -k \frac{dy}{dx} \cdot h = kh \left(i - \frac{dh}{dx} \right),$$

где h — толщина водоносного пласта.

Н. Н. Павловский, давший общую теорию неравномерного движения грунтовых вод, ввел величину h_0 как ту глубину, при которой тот же самый расход по тому же самому уклону двигался бы равномерно, т. е. уклон поверхности был бы равен уклону дна. Отношение действительной глубины к глубине равномерного движения обозначим через

$\eta = \frac{h}{h_0}$. В таком случае получаем уравнение

$$\frac{q}{kh_0} = \eta i - \eta h_0 \frac{d\eta}{dx} = i \text{ (так как } q'_i = kh_0 i \text{)}$$

или после преобразования:

$$\frac{idx}{h_0} = \frac{\eta d\eta}{\eta - 1} = \left(1 + \frac{1}{\eta - 1} \right) d\eta.$$

Вводим функцию:

$$\varphi = \eta + \ln(\eta - 1) \quad (17)$$

тогда после интегрирования получим

$$\frac{i}{h_0} (x - x_0) = \varphi - \varphi_0 \quad (18)$$

В зависимости от того, будет ли $\eta > 1$ или $\eta < 1$, получается кривая подпора, или кривая спада.

Здесь мы имеем известную аналогию с неравномерным движением в открытом русле, хотя вид формулы получается, конечно, иной, поскольку в открытых потоках сопротивление пропорционально квадрату скорости, здесь же оно подчиняется линейному закону.

Переходим ко второму случаю, когда движение воды происходит против наклона непроницаемого пласта. Здесь мы будем иметь (рис. 14)

$$q = -kh \frac{dy}{dx} = -kh \left(i + \frac{dh}{dx} \right).$$

Вводя аналогично предыдущему глубину равномерного движения, мы получим

$$\frac{q}{h_0 k} = -\eta i - \eta h_0 \frac{d\eta}{dx},$$

и дальше после всех преобразований

$$\frac{\eta d\eta}{1 + \eta} = - \frac{i dx}{h_0}.$$

А интегрируя и вводя функцию

$$\psi = \eta - \ln(\eta + 1), \quad (19)$$

мы будем окончательно иметь

$$\frac{i}{h_0} (x - x_0) = \psi_0 - \psi. \quad (20)$$

Здесь возможен лишь один случай: когда $\eta < 1$, т. е. мы имеем здесь лишь кривую спада; это совершенно ясно, так как в этих условиях подпорная кривая, очевидно, не может иметь места.

Наш вывод относится к простейшему случаю плоского (двухразмерного) движения. В общем случае поверхность водоносного пласта имеет двоякую кривизну и вид ее может быть охарактеризован расположением линий равной высоты, которая, аналогично горизонталям или изогипсам для поверхности земли, носит название гидроизогипс. Очертание гидроизогипс зависит как от топографии местности и характера напластования, так и от условий питания водоносного слоя. Они могут быть получены на основе измерения уровня воды в колодцах, достаточно часто расположенных, и их очертание конечно зависит от времени. Для подземного стока они играют ту же роль, как изогипсы для стока поверхностного. Увеличение или уменьшение питания,

например, в связи с выпадением дождя или снеготаянием вызовет подъем уровня грунтовых вод, причем в общем случае неравномерный, что и отражается на форме и расположении гидроизогипс. Так как скорость движения воды в грунте чрезвычайно мала, то и изменения эти совершаются крайне медленно, а потому и полную картину изменения формы поверхности водоносного слоя можно достаточно точно охарактеризовать даже при сравнительно редких наблюдениях (например, два-три раза в месяц). Движение воды в водоносных пластах и составляет третью фазу по терминологии Дандримона.

Далее, в зависимости от топографии местности водоносный пласт где-нибудь выклинивается на дневную поверхность или в виде пластового выхода, или в виде ключей. Пластовые выходы грунтовых вод отличаются от ключевых тем, что занимают значительно большую площадь и зачастую большее протяжение. Пластовые выходы могут иметь место или на дневной поверхности земли, или непосредственно в русле водоема, т. е. под водой. В первом случае пластовый выход дает начало ключам, впадающим в реку, во втором — грунтовые воды непосредственно присоединяются к водам самой реки.

Все грунтовые воды — как выходящие ключами, так и выклинивающиеся непосредственно в русло реки — образуют так называемое грунтовое питание реки. Здесь необходимо сделать оговорку: по существу питание реки состоит только из атмосферных осадков. Но дело в том, что скорость движения воды в грунтах настолько несоизмеримо меньше скорости поверхностного стекания, что питание реки за данный, не очень большой отрезок времени складывается из а) поверхностного стока недавнего происхождения и б) грунтового стока гораздо более раннего происхождения. В этом только смысле и надо понимать грунтовое питание. Грунт, таким образом, является аккумулятором некоторой части стекающих вод, сглаживающим неравномерность выпадения осадков, вследствие чего грунтовое питание дает основу речного стока в его хотя и небольшой, но наиболее обеспеченной части. В периоды, когда русло реки оказывается совершенно оторванным от атмосферного литания (например, зимой, когда на замерзшей почве накапливается снеговой покров, не дающий реке никакого питания), весь расход реки получается лишь за счет расходования запасов грунтовых вод, которые в течение зимы, таким образом, постепенно уменьшаются. То же относится и к периодам длительных летних засух. Таким образом, в известные периоды река является дренажем грунтовых вод. Во время же паводков, в особенности при наличии широкой поймы, река отдает часть своего расхода грунтовым водам, увеличивая их запасы. При широкой пойме большого протяжения такое поглощение речных вод поймой во время половодья может быть весьма значительным, а после спада воды в реке часть воды поступает в нее обратно, увеличивая, таким образом, ее меженное питание.

В тесной связи с грунтовым питанием реки находится некоторый фактор, характеризующий разветвленность речной системы, — так называемая густота речной сети. Чем больше роль грунтового питания, иными словами, чем большая часть выпадающих осадков достигает речного русла подземным стоком, тем меньше число поверхностных водотоков. В грунтах более проницаемых мы имеем меньшее развитие рек и ручьев по числу, но водоносность каждого водотока будет соответственно больше, разумеется, при тех же условиях осад-

ков и испарения. Густота речной сети обычно определяется как отношение длины всех поверхностных водотоков на данной площади к величине этой площади. Здесь есть несомненно некоторая условность. Во-первых, поскольку такое определение может быть сделано лишь по карте, то оно будет в значительной степени зависеть от масштаба самой карты: на картах меньших масштабов очень малые водотоки не могут быть показаны, и, следовательно, общая длина водотоков, т. е. числитель указанной дроби, взятый по карте меньших масштабов, будет меньше. Вторая неопределенность заключается в том, что во многих случаях, и именно в грунтах малопроницаемых, где густота речной сети должна быть больше, мелкие водотоки имеют зачастую временный характер, в связи с чем густота речной сети будет изменяться в разное время года. Отсюда вытекает, что о сколько-нибудь точном определении этого фактора не может быть речи. Числовые значения густоты речной сети могут иметь лишь относительный характер для сравнения различных районов по данным карт одних и тех же масштабов и съемкам одной и той же степени полноты.

Для измерения величины густоты речной сети существует два метода: или исследуемая площадь делится на квадраты и измеряется суммарная длина линий рек внутри каждого квадрата (способ Шефера), или планиметрируются площади, заключенные между линиями рек и линиями, соединяющими близлежащие истоки двух смежных бассейнов (способ Фельднера). Как при одном, так и при другом способе находится величина, отношения длины линий рек в километрах к площади, выраженной в квадратных километрах. Конечно, результаты, полученные обоими методами, неравнозначны, но в обоих случаях мы получаем известную характеристику для сравнения районов в отношении роли грунтового питания.

Кроме проницаемости грунтов вторым фактором, влияющим на густоту речной сети, является растительный покров и в особенности лесной покров, с одной стороны, понижающий своей глубокой корневой системой уровень грунтовых вод, с другой стороны, задерживающий весеннее снеготаяние. По Шеферу, исследовавшему около 1500 км² Тевтобургского леса, густота речной сети в среднем составляет для лесных районов 0,92, для пахоты 0,94, а для лугов 1,21 в километрах на квадратный километр.

ГЛАВА IV

ПОВЕРХНОСТНЫЙ СТОК

1. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Одним из важнейших компонентов водного баланса является поверхностный и, в частности, речной сток. Использование рек для получения гидравлической энергии, для ирригации, водоснабжения и водного транспорта предъявляет к гидрологии особенно повышенные требования именно в отношении определения этого слагаемого водного баланса. Непосредственные измерения стока начались гораздо раньше, чем появилась общая теория водного баланса. Эти измерения ведутся методами гидрометрии, т. е. измерением расходов воды на заданном створе реки, обычно помощью гидрометрической вертушки. В отношении речного стока эти гидрометрические данные и являются непосредственным исходным материалом. Если река, намечаемая к использованию, имеет надежный гидрометрический материал за достаточно длительный промежуток времени, то в сущности теоретическое рассмотрение вопроса стока почти отпадает: для определения среднего многолетнего стока (нормы), для определения внутригодового распределения, для оценки вариации годовых изменений и о т ч а с т и даже для экстремальных расходов можно использовать непосредственные гидрометрические данные. В оговорке нуждается лишь вопрос о максимальных секундных расходах, поскольку для расчета отверстий плотин в дорогостоящих сооружениях приходится принимать во внимание такие максимумы, которые бывают исключительно редко и потому могут не иметь места даже на протяжении 50—60 лет наблюдений. Как на пример можно указать, что перед постройкой Волховской гидростанции имелись наблюдения за 60 лет и тем не менее на второй же год постройки максимальный расход весеннего половодья превысил все предыдущие максимумы. Что же касается до других характерных расходов (низких, меженных, зимних, среднегодовых и т. д.), то для них период наблюдений в несколько десятков лет оказывается вполне достаточным.

Совсем другое дело, когда период наблюдений на данной реке слишком мал, чтобы получить сколько-нибудь достоверное среднее значение, а тем более получить представление об экстремальных значениях стока. И, наконец, на практике мы встречаемся со случаями, когда гидрометрический материал для реки, намечаемой к использованию, совершенно отсутствует; у нас это имело место, например, при первоначальном составлении эскизного проекта водоснабжения Донбасса, когда для расчета системы водохранилищ на малых реках приходилось расчет стока вести лишь по косвенным данным.

В условиях СССР, где гидрометрическая сеть обладает очень малой густотой, а водохозяйственное строительство развивается чрезвычайно быстро и не только на больших, но и на малых реках, расчет

стока по косвенным данным или, иначе, гидрологическое изучение стока (в противоположность чисто гидрометрическому) имеет огромное значение.

Гидрологическое изучение стока должно основываться на рассмотрении всех факторов, так или иначе влияющих на сток, на разыскании основных зависимостей между этими факторами, иначе говоря — на широком применении метода водного баланса.

Таковыми основными факторами являются:

1) Климатические условия данного района, форма и конфигурация бассейна и его орография; далее почвенно-геологическое строение бассейна, растительный покров. Все перечисленные факторы носят для данного бассейна сравнительно постоянный характер; несколько большей изменчивостью обладает растительный покров (вырубание лесов, увеличение посевных площадей и пр.), но и он все же изменяется во времени сравнительно медленнее.

2) Факторы, сильно изменяющиеся во времени, или факторы метеорологические: распределение осадков в пространстве и времени, изменение дефицита влажности, снеговой покров, ход весенних температур и связанный с ними процесс снеготаяния, промерзание почвы, влияющее на инфильтрацию талых вод, и пр.

Выше мы говорили, что во всяком гидрологическом комплексе можно выделить закономерные зависимости и случайные явления. Закономерности будут относиться, очевидно, главным образом к связям между стоком и факторами, слабо изменяющимися. Например, в данных климатических условиях внутригодовое распределение стока имеет некоторый определенный характер; среднее многолетнее значение стока, обуславливаемое, как мы увидим далее, почти исключительно основными климатическими характеристиками, также будет в известной степени закономерным. К случайным явлениям стока следует отнести главным образом те, которые связаны с метеорологическими условиями данного короткого промежутка времени; например, ливневой сток в малом бассейне в значительной степени зависит от выпадения ливня, его интенсивности и площади орошения, которые носят случайный характер.

Сток в данный момент или за некоторый короткий период зависит от столь большого числа самых разнообразных факторов, а эти факторы сами в свою очередь также зависят от большого числа причин, учесть которые не представляется возможным; это и обуславливает случайный характер стока за малый период времени и, в особенности, для малых бассейнов. Чем меньший период времени мы берем и чем меньше по размеру тот водоток, который мы исследуем, тем характер случайности выступает более резко. С другой стороны, чем больше размеры бассейна и чем больше период времени, для которого мы желаем знать среднюю величину, тем меньше сказывается влияние фактора случайности.

В этой главе мы будем рассматривать те основные зависимости закономерного характера, которые управляют явлением поверхностного стока. С этой точки зрения мы можем в первую очередь наметить две стороны вопроса: гидрометеорологическую и гидромеханическую. К первой мы отнесем все факторы, обуславливающие питание поверхности земли атмосферными водами: выпадение осадков, снеготаяние, испарение, конденсацию, дефицит влажности, ветер, температуру и т. д. Вторая сторона — гидромеханическая — охватывает все

процессы стекания воды или стока в узком смысле этого слова. С гидромеханической точки зрения существует три вида стока: во-первых, сток рек и ручьев, совершающийся вдоль тальвегов, — мы можем назвать его русловым стоком; во-вторых, сток по склонам долин, оврагов и пр., или склоновый сток, и, наконец, в-третьих, подземный сток, иначе движение воды в водоносных пластах. Механика руслового стока, обычно рассматриваемая в курсах гидравлики, представляется в известной степени достаточно освещенной. Механизм подземного стока также разработан весьма хорошо. Значительно в меньшей степени освещен вопрос о механизме склонового стока, а так как склоновый сток играет большую роль как переходное звено от выпадения осадков к русловому стоку, то вопрос этот также нуждается в освещении. В частности, это важно, как увидим в дальнейшем, для анализа ливневого стока с малых бассейнов.

2. ГИДРОМЕХАНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СКЛОНОВОГО СТОКА

Мы будем рассматривать в самом общем виде некоторую небольшую часть поверхности и предположим, что она дана нам в виде карты в горизонтальных. Эта часть поверхности орошается дождем или на ней происходит таяние снега. Мы рассматриваем самый процесс стекания воды, предполагая интенсивность дождя или интенсивность снеготаяния заданной; в общем случае эта интенсивность может изменяться и в пространстве и во времени, но для простоты мы иногда можем принимать ее постоянной в течение некоторого промежутка времени и на некоторой не очень большой площади. Совершенно очевидно, что стекание воды будет происходить в направлении большого ската, т. е. в направлении нормалей к горизонталям. Отсюда вытекает, что если мы на данной карте проведем систему линий, нормальных к горизонталям, то полученная нами сетка будет весьма удобной для анализа всего процесса стекания.

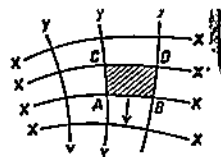


Рис. 15. Криволинейная координатная сетка.

Пусть будут x — горизонтали, y — линии стекания (рис. 15).

Каждая точка на карте может быть тогда определена двумя числами (x, y) , так же как и двумя другими числами (ξ, η) , представляющими обыкновенные декартовы прямоугольные координаты. Связь между этими двумя системами дается определенными функциями

$$\begin{aligned}\xi &= \varphi(x, y) \\ \eta &= \psi(x, y),\end{aligned}$$

которые для данной местности могут быть получены в форме табличных значений.

Поскольку обе системы (ξ, η) и (x, y) ортогональны, но первая прямолинейная, а вторая криволинейная, то по общим правилам дифференциальной геометрии квадрат элемента длины выражается в обеих системах следующим образом:

$$ds^2 = d\xi^2 + d\eta^2 = E dx^2 + G dy^2$$

$$E = \left(\frac{\partial \xi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^2$$

$$G = \left(\frac{\partial \xi}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial \eta}{\partial y} \right)^2.$$

Эти функции для данной карты также могут быть получены помощью измерения циркулем и представлены в форме табличных значений.

Обозначим теперь:

z — высота стекающего стока,

h — высота слоя осадков,

p — высота слоя потерь,

q — расход воды на единицу длины горизонтали.

Все четыре величины являются функциями от x , y , t ; причем функцию h мы предполагаем заданною метеорологическими условиями; функцию p — определенною помощью добавочных допущений или непосредственных экспериментальных исследований. Остальные же две функции z и q могут быть выражены через одну, а именно — через скорость стекания v , на основе известной формулы Шези, которую мы представим в виде:

$$b v^2 = g z i$$

(b — коэффициент шероховатости).

Отсюда непосредственно получаем:

$$z = \frac{b v^2}{g i},$$

$$q = \frac{b v^3}{g i}.$$

Составим теперь уравнение водного баланса для криволинейного прямоугольника (заштрихованного на чертеже).

Значения x будем отсчитывать от сечения, в котором мы хотим определить расход Q , вверх, т. е. положительные приращения x будут направлены обратно направлению стекания. Значения y можем условиться отсчитывать произвольно, например, слева направо.

Через отрезок AB проходит в промежуток времени δt количество воды, равное

$$q \cdot AB \cdot \delta t = q \sqrt{G} \cdot \delta y \cdot \delta t.$$

Через отрезок CD входит внутрь количество воды

$$(q + \delta q) \cdot CD \cdot \delta t;$$

здесь

$$\delta q = \frac{\partial q}{\partial x} \cdot \delta x$$

$$CD = \left(\sqrt{G} + \frac{\partial \sqrt{G}}{\partial x} \cdot \delta x \right) \delta y.$$

Подставляя и вычитая из первого выражения второе, получаем:

$$-\frac{\partial}{\partial x} \left(q \sqrt{G} \right) \delta x \cdot \delta y \cdot \delta t.$$

Эта разность должна быть приравнена сумме величин:

а) убыли воды на площадке $= -\frac{\partial z}{\partial t} \cdot \delta\omega \cdot \delta t,$

б) величины: осадки минус потери $= (h-p) \delta\omega \cdot \delta t,$

Получаем, по сокращении на δt :

$$\frac{\partial z}{\partial t} \cdot \delta\omega = \frac{\partial}{\partial x} \left(q \sqrt{E \cdot G} \right) \delta x \cdot \delta y + (h-p) \delta\omega.$$

Наконец, заменяя, на основе известного выражения для элемента площади в криволинейных координатах:

$$\delta x \cdot \delta y = \frac{\delta\omega}{\sqrt{E \cdot G}}$$

и сокращая на $\delta\omega$, получаем окончательно:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{1}{\sqrt{E}} \cdot \frac{\partial q}{\partial x} + q \cdot \frac{1}{\sqrt{E \cdot G}} \cdot \frac{\partial \sqrt{G}}{\partial x} + (h-p) \quad (21)$$

Так как функции E и G даются топографией местности и могут быть вычислены после измерения на карте, то можно положить для сокращения:

$$\frac{1}{\sqrt{E}} = A, \quad \frac{1}{\sqrt{E \cdot G}} \cdot \frac{\partial \sqrt{G}}{\partial x} = B.$$

В частности для случая наклонной плоскости

$$E = G = 1,$$

т. е.

$$A = 1; B = 0,$$

и уравнение принимает простой вид:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial x} + (h-p).$$

Вводим теперь данные выше выражения для q и z через v ; получаем, в общем случае:

$$\frac{\partial (v^2)}{\partial t} = A \frac{\partial (v^3)}{\partial x} + B v^3 + \frac{g i (h-p)}{b}$$

или $2 v \frac{\partial v}{\partial t} = 3 A v^2 \frac{\partial v}{\partial x} + B v^3 + \frac{g i (h-p)}{b}, \quad (22)$

а в частном случае, для плоскости:

$$2 v \frac{\partial v}{\partial t} = 3 v^2 \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{g i (h-p)}{b}. \quad (23)$$

Уравнения (22) и (23) первого порядка решаются методом характеристик. Уравнения характеристик имеют вид:

$$\frac{dt}{2v} = -\frac{dx}{3Av^2} = \frac{dv}{Bv^3 + \frac{g i (h-p)}{b}}.$$

Подчеркиваем, что благодаря принятой нами координатной сетке, в которой u -линии, суть линии, вдоль которых происходит стекание, мы можем рассматривать и решать задачу в отдельности для каждой пары u -линий, и считать величины v , h и p функциями лишь от двух переменных x и t .

Путь решения задачи в общем виде намечается в следующем виде. Из уравнения (5) непосредственно получаем:

$$\left. \begin{aligned} v^2 - \int \left\{ B v^3 + \frac{gi(h-p)}{b} \right\} dt &= C_1, \\ Av^3 + \int \left\{ B v^3 + \frac{gi(h-p)}{b} \right\} dx &= C_2. \end{aligned} \right\}$$

Любая произвольная функция

$$\Phi(C_1, C_2) = 0$$

решает наше уравнение (22), и вид ее определяется лишь начальными и граничными условиями.

Для иллюстрации хода решения рассмотрим простейший случай: стекание происходит по наклонной плоскости ($i = \text{const}$), от горизонтали $x=l$ до начальной горизонтали $x=0$, где мы желаем знать расход воды. Выпадение дождя зависит лишь от времени t , и в каждый момент времени постоянно для всей плоскости. Как простейший пример мы возьмем сначала такую зависимость:

$$h = ct (T-t),$$

где T — продолжительность ливня, обращающую h в нуль в начале и конце ливня. Наконец потери приравняем нулю.

Так как задача является двупараметрической, то расчет будем вести на единицу ширины стекающего слоя.

Уравнение (23) примет вид:

$$2v \frac{\partial v}{\partial t} = 3v^2 \frac{\partial v}{\partial x} + at(T-t),$$

где для сокращения введено:

$$a = \frac{gic}{b}.$$

Уравнения характеристик будут иметь вид:

$$\frac{dt}{2v} = -\frac{dx}{3v^2} = \frac{dv}{at(T-t)},$$

откуда интегрированием получаем:

$$\left. \begin{aligned} v^2 - \frac{at^2 T}{2} + \frac{at^3}{3} &= C_1, \\ v^3 + at(T-t)x &= C_2. \end{aligned} \right\}$$

Рис. 16. Схема центральной поверхности.

Условия, определяющие искомую функцию, следующие:

при $t=0$, $v=0$ вдоль всей оси x ;

при $x=l$, $v=0$ в течение всего времени стекания.

Искомая функция $v(x, t)$ представляет собою поверхность (рис. 16), определяемую: 1) двупараметрическим семейством кривых (характе-

ристик) и 2) вышеуказанными начальными условиями, которые требуют, чтобы эта поверхность проходила через OAB .

Но так как линия OAB , состоящая из двух отрезков прямых OA и AB , пересекающихся под прямым углом, имеет тем самым разрыв в точке A , то и интегральная поверхность $v(x, t)$ должна иметь перелом по некоторой линии AA' , определяемой уравнениями:

$$\begin{aligned}v^2 &= at^2 \left(\frac{T}{2} - \frac{t}{3} \right) \\v^3 &= at(l-x)(T-t).\end{aligned}$$

Уравнение ее проекции на плоскость (x, t) получаем, исключая v в виде:

$$x = l - \frac{\sqrt{a} \cdot t^2 \left(\frac{T}{2} - \frac{t}{3} \right)^{\frac{3}{2}}}{T-t}.$$

Эта кривая делит квадрант (O, t, x) на две области (I) и (II) и в точке A' ($x=0$) дает условие:

$$l(T-t) = \sqrt{a} \cdot t^2 \left(\frac{T}{2} - \frac{t}{3} \right)^{\frac{3}{2}}. \quad (24)$$

Часть интегральной поверхности, проектирующая в области (I), образована характеристиками, проходящими через отрезок OA ; другая часть — характеристиками, проходящими через отрезок AB . Через произвольную точку на отрезке OA :

$$x = a, \quad t = 0, \quad (0 < a < l)$$

проходит характеристика:

$$\begin{aligned}v^2 &= at^2 \left(\frac{T}{2} - \frac{t}{3} \right) \\v^3 &= at(a-x)(T-t).\end{aligned}$$

При произвольности параметра a мы имеем семейство пространственных кривых, образующих ту часть интегральной поверхности, которая удовлетворяет условию (24). Для $x=0$ мы имеем в этой части изменение скорости во времени:

$$v = \sqrt{a} \cdot t \sqrt{\frac{T}{2} - \frac{t}{3}}$$

или, пересчитывая на расход:

$$Q = \frac{bv^3}{gi} = \frac{c^{\frac{3}{2}} \sqrt{gi}}{\sqrt{b}} \cdot t^3 \left(\frac{T}{2} - \frac{t}{3} \right)^{\frac{3}{2}}. \quad (25)$$

Мы получили закон изменения расхода во времени для нижнего конца нашей наклонной плоскости; но этот закон имеет силу лишь до некоторого момента: точка A' . Далее мы имеем другую кривую, образуемую пересечением с плоскостью (v, t) другой части интегральной поверхности, а именно той, которая проектируется в области (II). Найдем ее уравнение.

Характеристика, пересекающая прямую AB , в произвольной точке:

$$t = \beta > 0; x = l,$$

имеет уравнения:

$$v^2 = \frac{aT}{2} \left(t^2 - \beta^2 \right) - \frac{a}{3} \left(t^3 - \beta^3 \right)$$

$$v^3 = at(l-x)(T-t).$$

Уравнение самой интегральной поверхности получится приданием параметру β всех возможных положительных значений, причем всегда должно быть $t > \beta$, так как иначе первое из уравнений (23) приводит к минимуму значению для v . Нетрудно видеть далее, что производная $\frac{\partial v}{\partial \beta}$ отрицательна при всех значениях $\beta < T$; следовательно наибольшее значение для v получится из кривой, соответствующей значению $\beta = 0$.

Но это и есть та пространственная кривая, которая делит на две части искомую интегральную поверхность. Что максимальное значение лежит именно на этой кривой, следует и из того, что по обе стороны от нее интегральная поверхность опускается к прямым OA и AB , давая на последних нулевые значения v . Отсюда вытекает, что задача отыскания максимума $v(t)$ при $x=0$, или иначе максимальной скорости (а значит и расхода) в нижнем конце наклонной плоскости, сводится к разысканию значения v в точке пересечения раздельной кривой с плоскостью (v, t) . Для этого надо определить t из равенства (24) и подставить в уравнение (25). Так как здесь мы имеем дело с уравнением седьмой степени, то решать его будем графически; обозначая:

$$S = \frac{gic}{b} t^4 \left(\frac{T}{2} - \frac{t}{3} \right)^3 - t^2 (T-t)^2$$

$$Q = \frac{c^{\frac{3}{2}} \sqrt{gi}}{\sqrt{b}} \cdot t^3 \left(\frac{T}{2} - \frac{t}{3} \right)^{\frac{3}{2}},$$

строим на рис. 17 по точкам значения Q и S для последовательного ряда значений t , и для заданных постоянных величин c, i, b, T ; и берем значение Q для точки t , для которой $S=0$ (т. е., в которой выполняется условие (24).

Мы задавались до сих пор некоторым частным видом функции

$$h = ct(T-t),$$

принимая $p=0$. Но все рассуждения остаются в силе и в более общем случае, когда разность $(h-p)$ — есть какая-то заданная функция от времени:

$$h - p = f(t).$$

Тогда уравнения характеристик примут более общий вид:

$$v^2 - \frac{gi}{b} \int_0^t f(t) dt = C_1$$

$$v^3 + \frac{gix}{b} f(t) = C_2$$

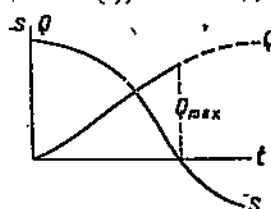
Условие, определяющее момент наступления максимума расхода в точке $x=0$, примет вид:

$$S = \frac{gi}{b} \left\{ \int_0^t f(t) dt \right\}^2 - l^2 \left\{ f(t) \right\}^2 = 0$$

и наконец расход $Q(t)$ в точке $x=0$ будет дан выражением:

$$Q = \sqrt{\frac{gi}{b} \left\{ \int_0^t f(t) dt \right\}^2} \quad (26)$$

Напоминаем, что выражение (14) для $Q(t)$ имеет силу лишь для области (I), вплоть до раздельной кривой, проекция которой есть кривая



и уравнение раздельной кривой будет:

$$v^2 = \frac{gi}{b} \int f(t) dt$$

$$v^3 = \frac{gi}{b} (l-x) f(t).$$

Рис. 17. Графическое определение Q_{max} .

AA' на рис. 17, и по ней можно вычислить все изменения расхода (лишь) до максимума, соответствующего условию $S=0$.

Мы изложили наиболее строгий метод подхода к гидромеханическому анализу стока; для простейшего случая наклонной плоскости решение может быть доведено до конца, если только нам заданы: интенсивность водопдачи и шероховатость поверхности, обуславливающая эмпирический коэффициент в формуле Шези. Для общего случая любой поверхности решение задачи представляет довольно большие затруднения, но мы подчеркиваем, что эти затруднения носят не принципиальный, а технический характер, так как численное интегрирование полученного нами общего уравнения принципиально возможно для любой (разумеется, плавной) поверхности. Но все же такое решение, ввиду его хотя бы чисто технических, но все же значительных трудностей, большого практического значения не имеет, по крайней мере до тех пор, пока не будут разработаны стандартизированные методы расчета, основанные на изложенной теории. Поэтому целесообразно пойти на некоторые упрощающие допущения, облегчающие решение поставленного вопроса.

Выше при решении нашего уравнения для частного случая наклонной плоскости мы получили зависимость скорости стекания от уклона, интенсивности смачивания и расстояния данной точки от границы смачиваемой поверхности. Совершенно ясно, что при прочих равных условиях эта скорость будет возрастать с интенсивностью смачивания. Но для упрощения вопроса мы принимаем следующее весьма грубое допущение. Мы предположим, что эта скорость зависит главным образом от наклона местности и шероховатости поверхности, и в гораздо меньшей степени от интенсивности водопдачи, по крайней мере, в известных пределах изменения последней. В таком случае мы можем ввести одно понятие, весьма плодотворное для анализа явления: мы будем называть временем добежания то время, которое

употребляет частица воды, выпавшая в некоторой точке бассейна, на стекание до рассматриваемого нами замыкающего створа. Это стекание будет происходить вдоль линии у нашей сетки. Для некоторого отрезка этой линии мы можем написать:

$$\delta\tau = \frac{\delta x}{v},$$

где τ — обозначает время добегания. Интегрируя это выражение на всем протяжении линии стекания, мы получаем

$$\tau = \int \frac{dx}{v}. \quad (27)$$

Предположим теперь, что тем или иным способом, хотя бы и грубо приближенно, мы определили время добегания до замыкающего створа для всех точек нашего бассейна. Тогда мы можем соединить между собой плавными линиями точки с равными временами добегания и получить таким образом карту нашего бассейна в *изохронах* (линиях равного времени добегания). Мы подчеркиваем, что самое понятие *изохрон* имеет смысл лишь при наших упрощающих допущениях установившегося процесса стекания: в общем случае неустановившегося процесса приведенный нами интеграл для τ значительно усложнится. Но в дальнейшем мы будем применять понятие *изохрон* и к слабо изменяющемуся во времени процессу; мы вынуждены это делать в целях возможного упрощения слишком сложного явления.

Итак, мы провели в пределах поверхности смачивания и поверхности стекания систему *изохрон*, отсчитывая значение последних от того опорного сечения, в котором мы желаем определить изменение стока во времени.

Частицы воды, лежащие в некоторый момент времени t_1 на *изохроне* τ_1 , будут все (кроме испарившихся или просочившихся), в некоторый другой последующий момент времени t_2 лежать на другой *изохроне* τ_2 , причем

$$t_2 - t_1 = -(\tau_2 - \tau_1).$$

Если мы совместим начальные точки отсчета истинного времени t и времени добегания τ таким образом, что $t=0$ соответствует началу смачивания, а $\tau=0$ — опорному сечению, то мы можем сказать, что все частицы воды, лежащие в начальный момент на *изохроне* τ , соберутся в опорном сечении в момент истинного времени t , причем $t = -\tau$. Это равенство конечно является *чисто формальным*, так как физическая сущность t и τ совершенно различна, хотя они и выражаются в тех же единицах, а именно в единицах времени. Время добегания есть в сущности «расстояние» до опорного сечения, однозначно связанное (для установившегося процесса стекания) с расстоянием x , которым мы пользовались в предыдущем изложении. Следовательно поскольку мы в дальнейшем все расстояния будем измерять временем добегания τ , а формально будем считать $t = -\tau$, то очевидно, что все скорости стекания во всех точках бассейна будут равны $\frac{dx}{dt} = -1$, т. е. отрицательной отвлеченной единице.

Рассмотрим некоторую изохрону τ конечного протяжения в границах поверхности смачивания или поверхности стекания и проведем бесконечно близкую к ней изохрону $\tau + \delta\tau$. Частицы, лежащие на первой и на второй изохронах, соберутся в опорном сечении соответственно в моменты времени t и $t + \delta t$.

Следовательно вся элементарная площадка ограниченная в момент t двумя изохронами, будет двигаться в направлении стекания, изменяясь по форме и величине, но так, что все частицы воды, находящиеся на ней, в любой момент времени и t и дойдут до опорного сечения, и t и потеряются на просачивание и испарение. Мы можем отвлечься поэтому от формы изохроны и ее изменения во времени с помощью особого отображения нашей поверхности: будем откладывать по оси абсцисс изохроны τ , через некоторый конечный интервал $\Delta\tau$, а по оси ординат — площади, заключенные в этих интервалах, деленные на самый интервал, т. е. $\frac{\Delta\omega}{\Delta\tau}$. Если интервал будет стремиться к нулю, то в пределе мы получим плавную кривую (рис. 18), в которой ординатами будут значения производной $\frac{d\omega}{d\tau}$, а площадь кривой до абсциссы τ будет равна площади рассматриваемой поверхности до изохроны τ .

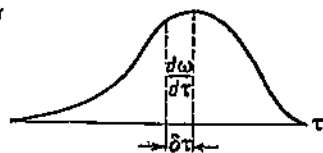


Рис. 18. Ход изменения производной $\frac{d\omega}{d\tau}$.

Рассмотрим частный случай, когда смачивание и потери изменяются во времени, но для всей поверхности имеют одинаковое значение. Иными словами $(h-p)$ есть функция одного-лишь t , или — при формальном тождестве $t = -\tau$ — одного-лишь τ .

Составим дифференциальное уравнение движения объема воды, находящегося в момент t между изохронами τ и $\tau + \delta\tau$.

Изменение этого объема во времени будет выражаться частной производной по истинному времени, помноженной на приращенное δt ;

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(z \cdot \frac{d\omega}{d\tau} \cdot \delta\tau \right) \delta t.$$

С другой стороны, за элемент времени δt это изменение объема может быть выражено через

$$(h-p) \frac{d\omega}{d\tau} \cdot \delta\tau \cdot \delta t.$$

Приравнявая оба выражений и замечая, что в обеих величинах $\delta\tau$ (ширина площадки) есть постоянная, выходящая за знак дифференцирования, получаем, сокращая на произведение $\delta\tau \cdot \delta t$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{d\omega}{d\tau} \cdot z \right) = (h-p) \frac{d\omega}{d\tau}.$$

Теперь мы можем применить формальное отождествление t и $-\tau$, так как истинное время существенно положительно, а абсцисса τ при движении площадки уменьшается, и в момент t становится равной нулю. Все входящие в уравнение величины зависят теперь только от τ , почему мы можем написать:

$$-\frac{d}{d\tau} \left(\frac{d\omega}{d\tau} \cdot z \right) dt = (h-p) \frac{d\omega}{d\tau} \cdot d\tau.$$

Интегрируя от 0 до τ , получаем:

$$-\left(\frac{d\omega}{d\tau} \cdot z\right)_{\tau} + \left(\frac{d\omega}{d\tau} \cdot z\right)_0 = \int_0^{\tau} (h-p) \frac{d\omega}{d\tau} \cdot d\tau.$$

Но раз мы истинное время отсчитываем от начального момента смачивания, то в этот момент на изохроне τ высота слоя z должна быть равной нулю; второе же слагаемое равняется очевидно расходу воды на нулевой изохроне, т. е. в опорном сечении. Отсюда получаем окончательно

$$Q_t = \int_0^{\tau} (h-p) \frac{d\omega}{d\tau} d\tau. \quad (28)$$

Это и есть выражение для изменения расхода воды, при заданном изменении во времени смачивания и потерь; если последние сохраняют в любой момент времени постоянство по всей площади смачивания.

Но даже и при сделанном нами упрощении вопрос остается достаточно сложным, и применение даже упрощенного «метода изохрон» все же связано с некоторыми техническими затруднениями, главным образом потому, что коэффициент шероховатости для склонового стекания экспериментально не изучен. Эти затруднения, конечно, преодолимы: необходимо лишь поставить частью в естественных, а частью в лабораторных условиях измерения скоростей стекающей воды при разных уклонах, разных шероховатостях и различной интенсивности смачивания.

3. РАЗМЕР И РЕЛЬЕФ БАССЕЙНА

Бассейном, или водосбором, называется часть поверхности земли, ограниченная водораздельной линией, а водораздельная линия отделяет сток атмосферных осадков двух смежных речных систем. Водораздельные линии проводятся по наиболее повышенным точкам местности таким образом, что атмосферные осадки, выпадающие по одну сторону от нее и по другую, стекают в разные речные системы. Но дело в том, что это относится лишь к поверхностному стоку; подземный сток, получающийся от просачивания атмосферных осадков, имеет очень часто другую водораздельную линию, не совпадающую с поверхностным водоразделом. Правда, отклонение обычно бывает невелико, и потому для больших бассейнов в процентном отношении добавляемая или убавляемая площадь оказывается ничтожной; но для бассейнов малого размера относительная разница может оказаться велика, и тут самое понятие водосбора страдает некоторой неопределенностью. Кроме того в равнинной местности поверхности, лежащая между двумя речными системами, очень часто бывает настолько пологой, что проведение на ней водораздельной линии сколько-нибудь точно весьма трудно, а иногда и невозможно. В особенности это относится к заболоченным водоразделам, сток с которых в ту и другую сторону может изменяться в разные времена года, в зависимости от распределения атмосферных осадков. Мы подчеркиваем здесь, что понятие бассейна, одно из основных в гидрологии, оказывается далеко не столь определенным, как это кажется с первого взгляда, и очень часто проведение водораздельной линии может быть осуществлено лишь на основе чрез-

вычайно сложных исследований на месте. Вся эта оговорка, повторю, относится главным образом к бассейнам равнинным и малого размера.

Рассмотрим вопрос о влиянии размера бассейна на объем стока. Если говорить о стоке за сравнительно короткий промежуток времени, обусловленный отдельными выпадениями осадков или снеготаянием в отдельных местах, то совершенно ясно, что объем стока должен зависеть не столько от общей площади бассейна, сколько от суммарной площади стока. За длительный период времени, когда водоподаче последовательно подвергались различные части бассейна и, таким образом, в стоке последовательно принимал участие весь бассейн в целом, между объемом стока и площадью бассейна должна быть зависимость, при прочих равных условиях пропорциональная. Отсюда вытекает, что для длительного периода (например, года) или, тем более, ряда последовательных лет, мы вправе делением объема стока на площадь бассейна получить характерную величину, не зависящую уже от площади бассейна. Такое деление обычно производится двояко: 1) делим средний секундный расход реки за данный период на площадь бассейна и получаем модуль стока, обычно в литрах в секунду на квадратный километр, или 2) делим объем стока за рассматриваемый период также на площадь бассейна и получаем слой стока, обычно выражаемый в миллиметрах. Между модулем и слоем стока существует простая зависимость:

$$M_{л/с} = 0,0317 \cdot y \text{ (мм)}.$$

Такая характеристика стока модулем или слоем очевидно вполне закономерна лишь в отношении длительных периодов, т. е. таких, для которых имеет место приближенная пропорциональность между стоком и площадью бассейна. Но на практике она применяется часто и для коротких периодов и даже для характерных секундных расходов, — например, для максимального расхода половодья. Из вышеизложенного ясно, что поскольку во время половодья в каждый данный момент работает не весь бассейн в целом, а лишь большая или меньшая его часть, то деление секундного расхода на площадь бассейна уже не может дать величины, независимой от площади бассейна. Чем больше площадь бассейна, тем меньше вероятность одновременного полного покрытия ее осадками или снеготаянием; следовательно, модуль максимального расхода должен убывать с площадью бассейна, что в действительности всегда и наблюдается. К этому вопросу мы вернемся в главах, посвященных ливневому и снеговому стоку.

Переходим к вопросу рельефа. Влияние рельефа сказывается в первую очередь в том, что чем больше уклон местности, тем больше скорость стекания и тем, следовательно, меньше время добегания. Однако необходимо иметь в виду и строение почвы, а также растительный покров, обуславливающие степень шероховатости поверхности, также влияющую на время добегания. Мы можем расширить определение времени добегания, данное в предыдущем параграфе на все три вида стока: русловой, склоновый и подземный, и рассматривать суммарное время добегания

$$\tau = \tau_{\text{подз.}} + \tau_{\text{склон.}} + \tau_{\text{русл.}}$$

определяемое как время, проходимое частицей воды от места выпадения до замыкающего створа, по склонам, в русле реки и под землей.

Такое суммарное определение, впрочем, страдает некоторой неопределенностью или многозначностью в количественном отношении; дело в том, что частица воды, выпавшая в определенной точке бассейна, может просочиться на большую или меньшую глубину и выйти на дневную поверхность соответственно на большем или меньшем расстоянии от начальной точки; а так как время добегания склонового стока значительно больше, чем руслового, а время добегания подземного стока несомненно больше времени добегания руслового стока, то совершенно ясно, что для одной и той же точки бассейна время добегания для разных частиц может быть, в зависимости от целого ряда случайных причин, весьма различным. Тем не менее введение этого понятия в некоторых случаях оказывается плодотворным, а именно: или когда мы рассматриваем сток за сравнительно короткий период времени, в течение которого подземный сток не успевает выйти в реку и, следовательно, в уравнении водного баланса фигурирует лишь как потери; или когда в бассейне мы имеем, с одной стороны, части весьма пологие, в которых поверхностный сток отсутствует и вся выпадающая вода полностью просачивается (или испаряется), и, с другой стороны, части весьма крутые, где, наоборот, вся выпадающая вода почти полностью стекает поверхностным стоком. Во всех этих случаях мы можем хотя бы грубо приближенно считать определение суммарного времени добегания *однозначным*.

Примем с указанными ограничениями приближенно что время добегания однозначно определяется для любой точки бассейна:

$$\tau = \tau(x, y).$$

Мы можем также получить и среднее значение времени добегания для всего бассейна:

$$\tau_m = \frac{1}{\Omega} \int \frac{\tau d\omega}{\Omega},$$

и выразить его приближенно в форме степенной зависимости вида:

$$\tau_m = a \cdot \Omega^n. \quad (29)$$

Относительно показателя n можно доказать, что он всегда меньше единицы: в подобных бассейнах различны горизонтальные и вертикальные размеры, но в одинаковой пропорции, т. е. уклоны равны, а скорость зависит от уклона и от толщины стекающего слоя; при большем размере бассейна эта толщина, вообще говоря, будет больше, а, следовательно, при равных уклонах будет больше и скорость; а отсюда и вытекает, что время стекания будет возрастать медленнее, чем размер бассейна, т. е.

$$n < 1.$$

Это положение в дальнейшем найдет себе применение в формулах эмпирического характера для максимальных расходов.

Итак, на основе вышеизложенных допущений и принимая какую-то среднюю толщину стекающего слоя, мы можем охарактеризовать весь бассейн расположением изохрон, как это было подробно изложено в предыдущем параграфе. Эти изохроны, в противоположность горизонталям, будут расположены гуще в пологих частях бассейна и более раздвинуты в крутых частях. Карта бассейна в изо-

хронах даст нам наглядное изображение работы различных частей бассейна в отношении формирования стока за короткий период времени.

Для очень длительного, многолетнего периода, когда совершенно безразлично, через сколько времени выпавшие осадки поступают в реку, фактор времени добегания теряет всякое значение, а следовательно, влияние рельефа бассейна на сток в этом смысле исчезает. Но рельеф оказывает на сток влияние еще и в другом смысле — через распределение осадков; возвышенности, заставляя подниматься массы воздуха в более высокие слои, усиливают конденсацию паров и тем самым увеличивают количество выпадающих осадков. Этот фактор особенно сильно сказывается в горных районах, где интенсивность осадков находится в определенной зависимости от высоты над уровнем моря и сильно возрастает с последней. Но даже в слабо гористых местах (например, на Валдайской возвышенности), средний многолетний сток для вышерасположенных бассейнов оказывается заметно больше, чем для бассейнов нижележащих, что обуславливается исключительно разностью в количестве осадков.

4. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ СТОКА

К физико-географическим характеристикам бассейна относятся кроме уже рассмотренного рельефа также климат, состав почв и растительный покров.

Влияние почвенного покрова сказывается, во-первых, в отношении шероховатости как фактора скорости поверхностного стекания, а, во-вторых, и главным образом — в отношении объема просачивания. Вопросы просачивания, а также подземного испарения и подземной конденсации были рассмотрены выше (гл. II и III), и поэтому останавливаться здесь на этом мы не будем. Количественное влияние почвенного покрова на средний многолетний сток сводится исключительно к размеру испарения, который для малопроницаемых грунтов значительно больше, чем для сильнопроницаемых. Что же касается кратковременного стока, то характер почвенного покрова сказывается здесь в виде временных потерь, исключаяющих, например, часть талых вод из объема половодья и относящих часть их к межени.

Далее идут геологические свойства бассейна. В случае сильно водопроницаемых геологических пород (как, например, в известной части Донецкого бассейна) значительная часть выпадающих осадков и талых вод просачивается в глубокие слои, образуя водоносные пласты, иногда выходящие за пределы данного бассейна. Это особенно сказывается в карстовых ландшафтах, где имеет место интенсивный водообмен между соседними бассейнами, так что самое понятие бассейна как фактора, определяющего размер стока, в этих условиях в значительной степени теряет определенность.

Переходим к растительному покрову; его влияние на питание рек складывается из следующих факторов.

1. Растительный покров, представляя собой поверхность большой шероховатости, задерживает поверхностное стекание воды, вследствие чего

а) увеличивается время добегания осадков до тальвега (или русла реки), б) увеличиваются инфильтрации осадков за счет уменьшения поверхностного стока.

2. Растительный покров большой высоты, т. е. лес, задерживая нижние слои влагоносного ветра и тем вызывая восходящие токи, отчасти способствует выпадению осадков, в особенности зимних, далее он задерживает кронами часть осадков, не достигающих поэтому поверхностей, уменьшает нагревание поверхности и тем задерживает испарения с почвы, и, наконец, задерживает таяние снега.

3. Растительный покров в процессе своего питания поглощает из почвы большие массы воды и испаряет их почти полностью в атмосферу, вследствие чего

а) увеличивается перенос влаги далее в направлении влагоносных ветров; б) уменьшается влажность почвы до глубины, несколько превышающей глубину корневой системы.

Таким образом, влияние растительного покрова весьма разносторонне, причем некоторые факторы, влияющие на питание рек, — положительного характера, другие — отрицательного. Это противоречие привело, между прочим, к тому, что в частном, но наиболее интересном вопросе о влиянии лесов на питание рек в течение последних десятилетий попеременно возникали противоположные воззрения, и лишь к настоящему времени эта проблема может считаться до некоторой степени выясненной. Около 60 лет назад австрийский инженер Векс высказал положение, что европейские реки постепенно мелеют от систематического вырубания лесов; это положение впервые послужило толчком для всестороннего изучения взаимоотношения между лесами и реками. В России были организованы специальные экспедиции под руководством Т и л о для исследования истоков рр. Волги, Днепра, Дона и др. и для выяснения вопроса, не уменьшается ли их питание. Все эти исследования в свое время дали богатый гидрологический материал, но установить наличие факта, подтверждающего положение Векса, они не могли. Сложность всего вопроса в целом заключается главным образом в том, что для суждения об изменениях в водоносности рек необходимы данные за очень длительный период, — гораздо больший, чем тот, который мы имеем со времени самой постановки вопроса.

Для правильной постановки изучения взаимоотношения между лесами и рекой необходимо взять объектами наблюдений несколько небольших бассейнов разного типа и поставить в них метеорологические наблюдения на сети большой густоты, — в частности дождемерные и испарительные наблюдения, измерения снегового покрова и пр.; далее поставить непрерывные наблюдения за уровнем грунтовых вод и за деформацией гидроизогипс и, наконец, производить измерения расходов всех поверхностных водотоков. Эти бассейны должны быть подробно изучены в топографическом, геологическом, почвенном и ботаническом отношениях. В некоторых из этих бассейнов должна вестись рубка лесов по строго разработанному плану.

Испарение с растительного покрова в вегетационный период иногда даже больше, чем с водной поверхности, и значительно больше, чем с голой почвы. То же относится и к лесам, так как между количеством испарения и приростом растительной ткани существует определенная пропорциональность. Косвенные данные дают нам указания на сильное испаряющее действие лесов: уровень грунтовых вод в лесу почти всегда стоит ниже, чем на опушке. Этот факт, установленный впервые Отоцким при исследованиях лесных почв южной степной полосы РСФСР, был затем проверен на специальной наблюдательной станции Лесного института Морозовым, а также Анри в лесу близ Люневилья (Франция).

Факт этот на первый взгляд противоречил укрепившемуся взгляду о благоприятном влиянии лесов на питание рек: оказывалось, будто леса иссушают почву, уменьшают запасы почвенной влаги и, следовательно, вырубка лесов должна увеличивать грунтовое питание рек. К такому выводу, диаметрально противоположному положению Векса, и пришли очень многие. Но по существу и этот вывод является односторонним; сравнение уровня грунтовых вод в лесу и на опушке леса дает нам лишь одну сторону явления — расходование лесом почвенной влаги; но другая сторона явления — питание лесом грунтовых вод — остается не освещенной, так как сами запасы грунтовых вод и в лесу, и на опушке образованы при содействии леса. Даже факт сбережения лесом выпавших осадков уже играет некоторую роль весной, до вегетационного периода леса; главная же роль в сбережении лесами влаги в нашем климате принадлежит замедлению весеннего таяния и уменьшению испарения снега. Кроме того надо упомянуть о задержании поверхностного стока на склонах. Общеизвестно, что поздней весной (в нашем климате) в лесу бывает еще очень сырая почва и даже сохраняются весенние лужи, в то время как в поле уже давно совсем сухо. Точно так же установлено, что на склонах уровень грунтовых вод в лесу бывает выше, чем в поле; тут, очевидно, фактор задержания поверхностного стока деревьями преобладает.

Глубина корневой системы весьма различна для различных пород и различных почвенных условий. При вертикальном образовании и в благоприятных условиях она может достигать значительных размеров; так, например, у дуба (в южной полосе СССР) корневая система иногда во много раз превосходит высоту его наружного очертания. Но у большинства пород нашей лесистой северной и северозападной частей — сосна, ель, береза — она редко достигает сколько-нибудь значительной глубины и обычно колеблется в пределах 2—4 м. А так как гидрологическая роль леса для нас интересна главным образом в отношении районов сплошной лесистости, то можно считать, что в среднем глубина иссушения грунта лесом сравнительно невелика.

Отсюда вытекает как прямой вывод определение роли лесов в питании рек. Там, где количество осадков значительно превышает физиологическую потребность леса в воде, а также там, где непроницаемый пласт залегает на сравнительно большой глубине, лес дает более выгодное для меженного питания реки распределение влаги (неизрасходованной собственным испарением) между поверхностным и подземным стоками (увеличивая подземный сток за счет поверхностного). Там же, где повышение осадков над физиологической потребностью леса в воде не очень велико или где непроницаемый пласт лежит неглубоко, леса расходуют влаги больше, чем то количество, которое было бы сброшено в реку поверхностным стоком, если бы леса не было.

Весьма интересные наблюдения были проведены в Швейцарии на двух бассейнах, однородных по всем признакам, кроме лесистости: в одном лесистость составляла 97%, в другом 35%. На основании полученных за 19 лет наблюдений Энглер пришел к некоторым выводам, относящимся к влиянию леса на сток. Как и следует ожидать, лес смягчает интенсивность стока при летних паводках. Например, при одном и том же дожде модуль стока в лесистом бассейне составлял 549 л/сек., а в безлесном — 1139 л/сек. Далее Энглер пришел к выводу, что на суммарный сток лес не оказывает влияния, лишь перераспределяя сток внутри года, сглаживая пики гидрографа и повышая его пониженные

части. Впрочем, первую часть утверждения Энглера — об отсутствии влияния леса на среднюю цифру стока — следует пока оставить под некоторым сомнением; по мнению Д. Л. Соколовского, коэффициент стока в лесистом бассейне должен быть все же несколько ниже.

Несколько слов о роли болот. Болота представляют собой образование растительных сообществ, обладающих огромной влагоемкостью и лежащих на растительном перетяжном — торфе. Капиллярное поднятие в торфе весьма велико, а поэтому болота всасывают в себя грунтовые воды с большой глубины и благодаря своей влагоемкости очень мало отдают реке в период малых расходов последней; весенние же избытки снегового половодья болота сбрасывают почти полностью. Обратное мы видим в отношении озер, регулирующее действие которых иногда весьма велико. Д. Л. Соколовский приводит цифры среднегодового стока и внутригодового распределения для двух малых рек: Векса и Кубрь (бассейн Верхней Волги); среднегодовой модуль за 1930/31 г. для обеих рек получился почти тождественным —

Таблица 10

Река	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Векса	8,2	7,3	5,2	3,7	2,9	2,9	18,6	26,2	10,8	5,6	4,9	3,6
Кубрь	9,7	11,2	4,6	1,3	0,9	1,2	48,5	10,1	2,7	7,4	1,1	1,3

8,9 и 8,7 л/сек; но внутригодовое распределение для реки Вексы, вытекающей из озера Плещеева, оказалось гораздо более сглаженным, чем для неозерной реки Кубрь.

В табл. 10 приводим согласно Д. Л. Соколовскому цифры процентного отношения месячных расходов к годовому за 1930/31 г.

5. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА

Под климатом мы разумеем совокупность статистических характеристик, описывающих общие метеорологические условия данного района за длительный период времени. Эти характеристики касаются в первую очередь осадков, температуры, дефицита влажности, ветра и пр., причем как в отношении среднегодовых значений, так и в отношении типов распределения.

В настоящее время мы считаем, что из всех физико-географических условий бассейна именно климат оказывает наибольшее влияние на сток; это положение было высказано впервые Ольдекопом на основе глубокой проработки довольно значительного материала, и с тех пор получает все большее и большее подтверждение. Известный климатолог Воейков в своей книге «Климаты земного шара и в особенности России» высказывает положение, что «река есть продукт климата», и если рассматривать реку лишь с точки зрения стока, игнорируя форму русла, движение наносов, распределение скоростей и пр., то это положение нужно признать совершенно правильным. В частности в отношении внутригодового распределения стока мы можем прямо утверждать, что каждому комплексу климатических условий соответствует совершенно определенный тип внутригодового распределения. Самим Воейковым на основе этого положения была разработана первая чисто-

климатическая классификация рек, составленная хотя и несколько односторонне — лишь с учетом половодья, но все же сохранившая значение и по настоящее время.

За основу — признак своей классификации Воейков принимает признак половодья реки, а именно — размещение периода повышенных расходов воды внутри годовичного периода. Вопрос общей водоносности реки, а также вопрос меженного и зимнего питания, его классификацией мало затрагиваются.

Воейков делит все реки по признаку половодья на следующие климатические типы:

А. Реки получают воду от таяния снега на равнинных и на невысоких горах до 1000 м.

Это тип идеальный, в чистом виде нигде не встречающийся, но реки Северной Сибири, а также северной части Канады довольно близко к нему подходят. Большие сибирские реки, как Обь, Енисей, Лена, имеющие еще и дополнительное летнее дождевое питание, конечно, уклоняются от этого типа, но все-таки в основном этот характер присущ и им. Отчасти сюда же можно отнести и р. Урал, летнее дождевое питание которой ничтожно (все осадки летних дождей полностью испаряются), а снеговое питание происходит исключительно с равнин и невысоких отрогов.

В этом типе кривая уровня воды характеризуется одной резко очерченной весенней волной.

Б. Реки получают воду от таяния снега в горах

Сюда относятся реки ледникового питания. В чистом виде этот тип также не встречается, поскольку на высоких горах ливни представляют довольно частое явление. Ближе всего к этому типу подходят реки Амур-Дарья, Сыр-Дарья, Верхний Инд и многие другие. Так как годовой ход температуры довольно правильный, то и летнее половодье в реках этого типа носит весьма закономерный характер, причем очертание волны этого половодья имеет гораздо более плавный характер, чем в предыдущем типе.

Реки с летним половодьем имеют огромное значение в ирригации, так как увеличение их водоносности совпадает как раз с вегетационным периодом.

В. Реки получают воду от дождей и имеют половодье в летнее время

Этот тип соответствует тропическим дождям и дождям муссонов. На низких широтах засушливое и влажное время года чередуются между собой весьма закономерно: в зимнее время дождей очень мало, в летнее — преобладают частые массовые ливни. Питание этих рек от таяния ледников, если реки стекают с высоких гор, не играет здесь большой роли, так как в низких широтах снеговая линия расположена очень высоко (свыше 4 000 м) и кроме того температура в течение всего года стоит приблизительно одинаковая.

Г. Реки получают воду от таяния снега весной, а также от летних и осенних дождей

Этот тип рек присущ средним и высоким широтам в условиях суровой снежной зимы и континентального климата. При этом летние осадки могут быть и обильными, но они идут главным образом на

испарение и транспирацию. Осенние же затяжные дожди вызывают иногда второй подъем, обычно значительно меньший весеннего. Весеннее же половодье образуется быстрым таянием более или менее мощного снегового покрова. Этот тип весьма распространен в пределах СССР, за исключением севера Сибири, где, как было указано, он переходит в тип А, а также исключая Крым, Кавказ и Туркестан.

Д. Реки получают питание главным образом от зимних дождей

При этом количество осадков зимой может и не очень превышать количество их в летнее время, но летние дожди идут исключительно на испарение и транспирацию. Эти реки имеют или длительное зимнее половодье или ряд зимних паводков. Сюда относятся реки Средней и Западной Европы: Везер, Маас, Шельда, Сена и др.

Е. Река питается исключительно зимними дождями, так как количество летних осадков вообще весьма невелико

Этот тип представляет собой некоторое видоизменение предыдущего, с тем лишь различием, что зимнее половодье этих рек выражено в них более резко. Сюда относятся реки южной Европы (Италии, Испании), а также реки Малой Азии, Туниса, Марокко, Калифорнии, Чили, Новой Зеландии (в северной ее части) и отчасти Австралии.

Ж. Отсутствие рек и вообще постоянных водотоков вследствие сухости климата

Сюда относятся страны, не имеющие постоянных рек, так как количество осадков в них недостаточно для непрерывного поддержания питания реки. После сильного дождя овраги наполняются водой, которая достигает моря или какой-нибудь впадины, где исчезает, просачиваясь и испаряясь. Сюда же можно отнести те страны, которые пересекаются реками, берущими начало в других областях, например, Волга от Сарепты до устья, Нил от впадения Атбары до Средиземного моря, Колорадо в нижнем течении и пр. Все эти реки в нижнем течении не приобретают нового питания и, наоборот, уменьшают свой расход вследствие потерь на испарение и фильтрацию.

З. Реки получают питание от дождей на короткое время и имеют воду лишь несколько времени после дождевого периода

В остальное же время пересыхают или превращаются в ряд луж с подземным течением в промежутки между ними. Сюда относится, например, северная степная часть Крыма, северная часть Казахстана, часть Монголии и пр.

И. Река не имеет питания вследствие низкой температуры в течение всего года

Здесь реки заменяются ледниками с их подледниковыми водотоками. Свой избыток осадков над испарением они медленно передвигают вниз к морю или к долине, где могут давать начало рекам типа Б.

После Воейкова было предложено много других классификаций рек; из них мы остановимся лишь на классификации, предложенной французскими гидрологами Мартоном и Кутань:

- а) режим реки обусловлен главным образом режимом дождей;
- б) режим реки обусловлен главным образом температурой;

в) режим реки обусловлен одновременно и температурой и дождями;

г) смешанный режим, зависящий от характера режима элементарных речных бассейнов.

Принцип, положенный в основу классификации, весьма интересен; мы имеем, например, тропические страны, где температура в течение года мало изменяется и распределение стока зависит исключительно от периода дождей и периода засухи. Наоборот, в Западной Европе количество осадков в течение года изменяется очень мало, но летом испарение и транспирация поглощают большую часть осадков, а в холодное время года осадки почти полностью стекают в реку. Но недостатком этой классификации является то, что первые два типа — чисто дождевой и чисто термический — встречаются все же сравнительно редко и большинство бассейнов относится к смешанным типам — 3-му и 4-му.

М. И. Львовичем в большой работе, посвященной вопросу классификации рек СССР, предложена наиболее полная классификация, основанная на анализе гидрографов. Этот анализ он проводит в двух направлениях: 1) в отношении источников питания — грунтовые, снеговые, дождевые и ледниковые, и 2) по внутригодовому распределению — весенний сток, летний, осенний и зимний.

Для количественной оценки роли каждого из источников питания М. И. Львович применяет схему вертикального расчленения гидрографа (внутри годового распределения стока). Эта схема хотя и страдает некоторой условностью, но все же дает довольно отчетливое представление о роли каждого из поименованных источников питания в суммарном режиме реки. В общем схема расчленения заключается в следующем: принимается, что грунтовое питание характеризуется очень плавной кривой, проходящей через ординату последнего зимнего расхода

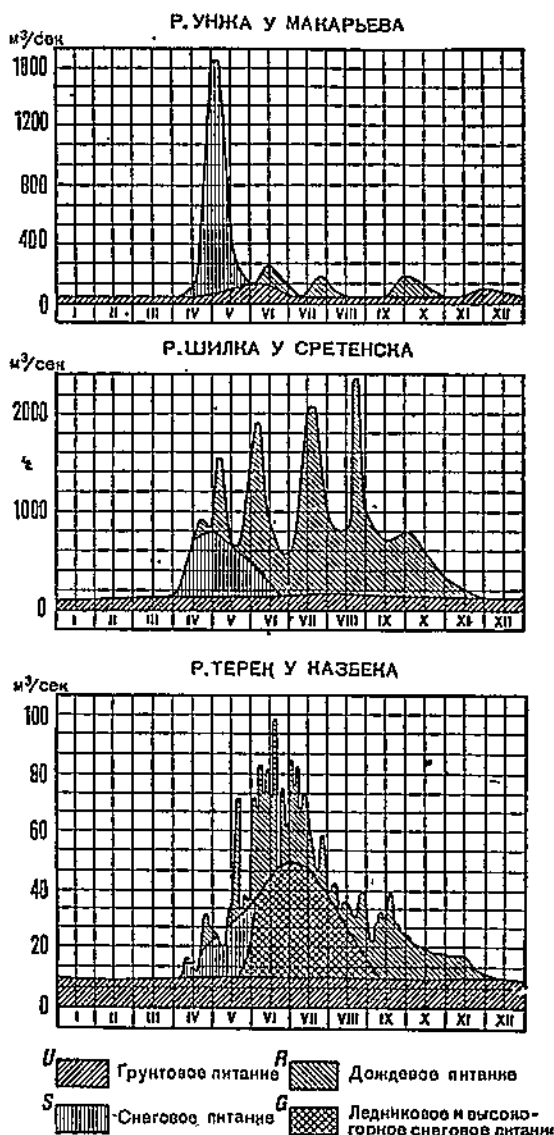


Рис. 19. Вертикальное расчленение гидрографа.

воды, предшествующего весеннему половодью, далее через ординаты летней межени (за срезкой всех пиков, образуемых временными дождями), и далее через ординаты начала и конца осеннего паводка (если таковой имеется) к ординатам зимнего режима. На этом фундаменте грунтового питания выделяются повышенные части гидрографа, причем некоторые из них явно относятся к снеговому половодью, другие к дождям; и, наконец, для рек с ледниковым питанием выделяются повышенные части, соответствующие самому жаркому периоду года. Во многих случаях применение такой схемы не встречает особых затруднений, но для некоторых районов, например, где в период снеготаяния имеют место большие дожди, выделение их представляется уже затруднительным и условным.

Для иллюстрации мы приводим три гидрографа, составленные М. И. Львовичем и помещенные в его работе. Один относится к Тереку, к реке с довольно значительным ледниковым питанием; другой к реке Унже, где основную часть составляет снеговое половодье; и третий к реке Шилке, где основную массу составляет питание от выпадения дождей.

В тех случаях, когда имеются такие гидрографы, расчленение по указанной схеме с учетом, конечно, климатических особенностей района может быть произведено сравнительно точно (с теми оговорками, которые были уже сделаны). Если же имеются лишь среднемесячные расходы воды, то расчленение также может быть проведено по той же схеме, но уже более грубо.

В результате М. И. Львович приводит для некоторых рек СССР процентное соотношение между различными источниками питания. Даем в выдержках его таблицу (табл. 11).

Таблица 11

Река	Питание		
	Грунто- вое	Снеговое	Дожде- вое
Северная Двина	29	49	22
Бухтарма	26	51	23
Чарыш	27	47	26
Алдан	21	79	
Вилуй	8	92	
Яна	9	91	
Колыма	11	89	
Днепр	30	52	18
Сож	42	51	7

Основным питанием для каждой реки М. И. Львович считает то, которое составляет более 50% от суммарного годового стока.

Переходя к характеристике внутригодового распределения стока, М. И. Львович принимает следующее условное деление по сезонам: весна — с марта по май, лето — с июня по август, осень — с сентября по ноябрь и зима — с декабря по февраль. Такое чисто календарное условное разделение, конечно, является весьма грубым; но дело в том, что внутригодовое распределение стока по мысли автора такой классификации должно сочетаться с генетическим анализом по источникам питания.

Приводим опять-таки в выдержках его же таблицу для некоторых рек СССР (табл. 12).

Таблица 12

Река	П у н к т	Распределение стока по сезонам (в %)			
		Весна	Лето	Осень	Зима
Печора	Якша	40	35	19	6
	Троицко-Печорск	42	34	19	5
	Оксино	18	54	20	8
Сухона	Рабочьяга	35	40	18	7
	Камчуг	44	31	19	6
Дон	Гремячее	73	10	8	9
	Казанская	72	11	8	9
	Калач	73	12	7	8
Волга	Старица	49	19	22	10
	Ярославль	53	19	18	10
	Кинешма	49	20	19	12
	Вязовые	60	17	13	10
	Куйбышев	43	31	16	10
Урал	Магнитный	56	28	13	3
	Кутум	70	19	7	4
Енисей	Означенная	18	57	20	5
	Красноярск	22	53	20	5
Яна	Верхоянск	6	78	12	4
	Казачье	3	78	17	2

Таким образом, первое деление по источникам питания производится путем вертикального расчленения гидрографов, второе — путем горизонтального их расчленения. При этом оказывается, что оба деления тесно связаны между собой; так, например, реки, в основном снегового питания, имеют наибольший процент стока весной, ледникового питания — главным образом летом, а дождевого пита-

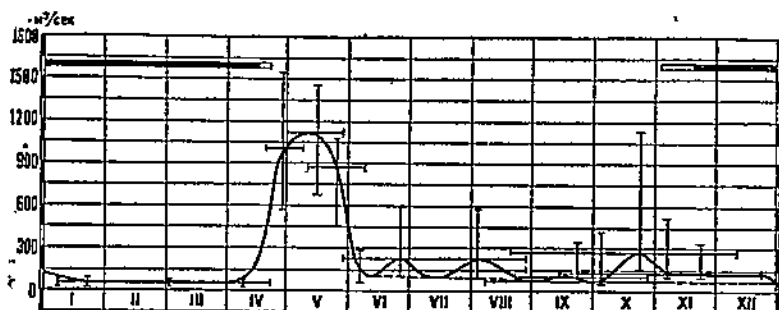


Рис. 20. Типовой график расходов воды р. Ветлуги у с. Воскресенского.

ния — в зависимости от физико-географического района — или осенью (например, бассейн Амура) или зимой (например, Западная Европа).

Для анализа внутригодового распределения лучше всего пользоваться, как было указано, годовым гидрографом. Если такие гидрографы имеются за много лет, то по ним мы можем составить типовой или нормальный гидрограф, характеризующий данный бассейн; а в тех случаях, когда бассейн не очень велик и весь поме-

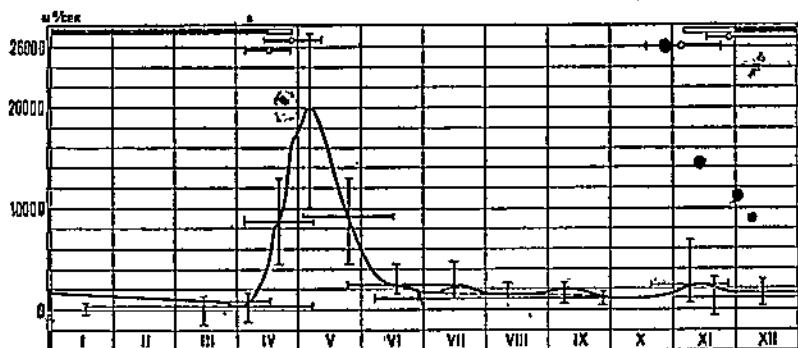


Рис. 21. Типовой график расходов воды реки Волги у г. Горького.

щается в однородном физико-географическом районе, то такой нормальный гидрограф характеризует собой вообще речной режим данного физико-географического района.

Методика составления нормального гидрографа основана на том, что все характерные точки графика расходов должны быть осреднены как по абсциссе (время), так и по ординате (расход). Попутно отметим, что практиковавшееся прежде осреднение только по ординатам приводит к совершенно искаженному представлению о внутригодовом

распределении; так, например, пики весеннего половодья в разные годы имеют место в разные календарные сроки и если осреднение производить за каждые сутки, то получим сильно распластанный и сниженный гидрограф за период половодья. Для получения нормального гидрографа, действительно характеризующего внутригодовое распределение, совершенно необходимо осреднять и абсциссы и ординаты; но при этом возникают большие трудности, зачастую приводящие к некоторой условности. Например, при плавном подъеме реки весной очень трудно установить точку начала половодья; еще труднее установить точку конца спада, поскольку половодье на спаде обычно имеет гораздо более плавный характер, чем на подъеме. Указанных условностей избежать вообще невозможно, и мы все же считаем, что единственным методом для получения сколько-нибудь отчетливой средне-многолетней характеристики внутригодового распределения является вышеизложенный. На прилагаемых двух графиках (рис. 20 и 21) показано построение нормального гидрографа для двух рек: реки Волги у гор. Горького и реки Ветлуги. Для каждой характерной точки, помимо среднего значения, на графике показаны в виде креста крайние значения как абсциссы, так и ординаты, т. е., например, для пика половодья: самый ранний срок и самый поздний, самые низкие и самые высокие значения и т. д.

Самое осреднение можно производить двояко: или брать среднее арифметическое, или медиану. Напомним, что медианой называется значение, равно отстоящее от крайних членов ряда, расположенного в возрастающем (или убывающем) порядке. Некоторые авторы отдают предпочтение медиане, исходя из того, что для короткого ряда значения медианы получаются точнее, чем значение среднего арифметического. Если к этому добавить, что для очень длинных рядов медианные значения стока оказываются меньше среднего всего лишь на 2—3% — по крайней мере для годовых изменений, то станет ясно, что выбор метода медианы или метода среднеарифметического особого принципиального значения здесь не имеет; но для очень коротких рядов (например, 4—5 лет) метод медианного осреднения следует все же предпочесть, так как ошибка среднего при коротком ряде может оказаться гораздо больше, чем разница между средним и медианой. Нормальный гидрограф выявляет основные закономерности распределения речного стока для каждого физико-географического района, и в этом смысле представляет собой одну из основных характеристик, важных как для теоретического анализа связи между гидрологическим режимом и климатом, так и в практическом отношении, при водохозяйственном проектировании.

5. СРЕДНИЙ МНОГОЛЕТНИЙ СТОК

Другой основной характеристикой речного стока следует считать его среднее значение, полученное за много лет наблюдений; это среднее значение называется *нормой стока*.

Прежде всего возникает вопрос, в какой мере мы имеем право осреднять цифры годового стока, т. е. имеет ли такое среднее значение определенный физический смысл. Если предположить, что климат данного района непрерывно изменяется, причем эти изменения имеют период, например, вековой, то в таком случае среднее значение за наш период наблюдений (обычно 30—40 лет) не будет иметь смысла, так

как им не охватывается то непрерывное изменение (повышение или понижение) стока, которое в действительности, допустим, имеет место. Но дело в том, что сколько-нибудь конкретных и убедительных данных для утверждения такого изменения климата в сколько-нибудь значительном размере у нас не имеется. Наоборот, ряд авторов считает, что — по крайней мере в историческом разрезе — колебания водоносности рек имеют симметричный характер по обе стороны от среднего.

Далее можно предполагать, что воздействие человека на природу вносит существенные изменения в режим водоемов. Такое предположение не только весьма вероятно, но, повидимому, даже несомненно; но в нашем распоряжении не имеется достаточно длительного периода наблюдений, чтобы иметь возможность оценить количественную сторону такого изменения. За самые последние годы мы, например, наблюдаем уменьшение стока реки Волги, которое, повидимому, не может быть полностью отнесено за счет бедности осадков или некоторого повышения температуры за этот период. Высказываются довольно авторитетные мнения, что это уменьшение стока в некоторой части обуславливается увеличением площади запашки, а также технически более совершенными методами земледелия: зяблевая вспашка, глубокая вспашка тракторами и, наконец, запашка по горизонталям, а не по склонам — все это увеличивает инфильтрацию талых вод и, следовательно, уменьшает поверхностный сток. В связи же с указанным возрастанием используемых площадей такое уменьшение может быть довольно значительным. Но опять-таки необходимо отметить, что увеличение инфильтрации создает главным образом лишь временное уменьшение речного стока за тот период, когда эта добавочная инфильтрация еще не успела выйти в реку, а скорость движения воды в водоносных пластах настолько мала, что для некоторых более удаленных частей бассейна время добегания исчисляется годами. Следовательно, в дальнейшем общее среднее многолетнее количество стока от усиления инфильтрации не может значительно уменьшиться и здесь можно говорить лишь об увеличении транспирации, которая для сельскохозяйственных злаков выше, чем для дикорастущей травы.

Суммируя изложенное, мы можем, повидимому, утверждать, что среднее многолетнее значение стока все же имеет определенный физический смысл, хотя получение его в некоторых случаях требует весьма длительного срока наблюдения.

Переходим к вопросу о точности получения такого среднего значения; согласно теории вероятностей, ошибка среднего в общем случае выражается величиной

$$\sigma_0 = \frac{\sigma}{\sqrt{n}},$$

где σ — среднее квадратичное отклонение, а n — число лет наблюдений.

Для того, чтобы судить о величине погрешности среднего, приводим в выдержках табл. 13, составленную Б. Д. Зайковым и С. Ю. Белинковым и дающую среднее квадратичное отклонение σ_0 , n -летних средних в процентах от истинного среднего.

Из табл. 13 мы видим, что при коротких рядах наблюдений порядка 5—10 лет ошибка полученного среднего может быть весьма велика. Поэтому возникает вопрос о приведении коротких рядов к длинным.

Таблица 13

Река	П у н к т	Среднее квадратичное отклонение n-летних средних (в %)				
		n=5	n=10	n=20	n=30	n=40
Сакмара	Сакмарская	24,0	11,5	8,0	5,1	2,2
Дон	Калач	15,9	10,4	6,7	5,0	2,6
Чусовая	Коцник	16,4	8,3	6,4	4,5	2,5
Волга	Бейшлот	11,1	7,6	5,6	3,2	1,9
Припять	Мозырь	10,6	8,0	4,6	2,7	0,9
Белая	Бирск	14,6	7,2	5,5	3,1	1,9
Зап. Двина	Витебск	13,9	9,2	4,7	2,1	3,4
Волхов	Гостинополье	11,3	8,6	4,8	3,1	1,5
Днепр	Лоцм. каменика	9,9	5,5	3,4	2,2	1,4
Волга	Калинин	13,2	8,8	5,6	3,5	1,3
Волга	Ярославль	11,0	6,8	4,2	2,0	1,1
Белая	Уфа	12,1	6,1	5,5	2,3	0,8
Днепр	Киев	8,9	4,6	3,2	2,5	1,6
Кама	Чистополь	11,1	5,3	4,4	3,2	2,3
Волга	Куйбышев	10,0	6,3	4,1	3,6	2,2
Кама	Молотов	8,9	3,9	3,0	2,1	1,6
Кама	Сарапул	9,0	4,2	3,0	2,0	1,5
Нева	Шлиссельбург	10,2	7,3	3,5	1,6	1,6
Свирь	Пиркиничи	8,1	5,4	1,9	1,1	1,0
Рейн	Базель	7,7	4,7	2,1	1,8	1,8

Очень интересен метод, предложенный Г. П. Ивановым, основанный на весьма вероятном и физически приемлемом допущении, что в данном физико-географическом районе в течение некоторого короткого периода (т. е. в течение немногих лет) для всех рек этого района обеспеченность хронологического ряда лет приблизительно одна и та же. Вопрос о кривых обеспеченности будет детально разобран в следующей главе; сейчас мы ограничимся указанием, что под обеспеченностью данного значения стока мы разумеем вероятность того, что сток будет не ниже этой величины. Не касаясь здесь теоретической стороны вопроса, укажем лишь, что приближенное выражение такой вероятности получается из длительного ряда наблюдений, путем деления числа лет, когда сток был не ниже данного значения, на общее число лет наблюдений. Если теперь в данном районе для некоторой реки имеются наблюдения хотя бы за 20—30 лет, то мы можем указанным способом вычислить приближенное значение обеспеченности для любого значения стока, находящегося в пределах наблюденных цифр. Тогда, на основе постулата Г. П. Иванова, для рек с очень коротким рядом наблюдений мы вправе установить степень обеспеченности для цифр этого ряда, считая ее тождественной с обеспеченностью за те же годы, полученной из длинного ряда для другой реки. После этого для получения среднего многолетнего интересующей нас реки мы множим полученное из короткого ряда среднее на отношение среднего многолетнего из длинного ряда для другой реки к среднему для той же реки за данный короткий период. Метод этот приводит к весьма приемлемым результатам, и в

настоящее время широко используется в водохозяйственных расчетах в тех случаях, когда река, намечаемая для использования, слабо освещена гидрометрическими данными.

В тех случаях, когда в данном физико-географическом районе не имеется ни одного опорного пункта с длинным рядом наблюдений, приведение короткого ряда к длинному может быть сделано лишь на основе анализа метеорологических данных. Основными элементами здесь должны служить, по нашему мнению, осадки и дефицит влажности (характеризующий суммарное испарение); причем для районов с избыточным увлажнением за основу лучше принимать осадки, а для районов с недостаточным увлажнением — дефицит влажности; в некоторых же случаях оба вместе. Разумеется, связь между стоком и осадками и стоком и дефицитом влажности выявляется лишь в течение некоторого ряда последовательных лет, но все же при длительном ряде метеорологических наблюдений и коротком ряде гидрометрических наблюдений нам кажется вполне возможным произвести требуемое приведение именно таким образом, тем более, что в этом случае других более точных и надежных методов пока не имеется.

Переходим теперь к теоретическому определению среднего многолетнего, необходимого во всех тех случаях, когда гидрометрических данных или очень мало, или они совершенно отсутствуют, и даже приведение короткого ряда к длинному осуществить невозможно.

Уравнение водного баланса для многолетнего периода, как уже было указано, гласит:

$$x = y + z.$$

Поскольку пространственное изменение испарения носит сравнительно плавный характер, то мы вправе вычислить из этого уравнения значение стока как разность: осадки минус испарение; причем под испарением здесь мы разумеем, конечно, суммарное испарение со всей территории, включающее испарение и с водной поверхности (и со снега), с почвы и с растительного покрова. Вопрос об определении такого суммарного испарения был детально изложен в главе 1, § 5.

Там же было указано, что в целях большего уточнения географической интерполяции мы можем перейти к методу квазиконстант, в частности, например, охарактеризовать данный пункт не средним многолетним испарением, а значением максимально возможного испарения.

Рассмотрим вопрос об определении стока на основе данных об испарении.

Дифференцируя вышеупомянутое уравнение, получаем:

$$\frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial x} = 1$$

Эти производные суть тангенсы углов наклона касательных к кривым y и z к оси x -ов; каждый из этих тангенсов положителен, и сумма их равна единице. Следовательно, углы наклона кривых y и z к оси x -ов могут изменяться в пределах от 0° до 45° . Отсюда вытекают два возможных предельных случая:

$$\text{I. } \arctg \frac{\partial y}{\partial x} = 0; \arctg \frac{\partial z}{\partial x} = 45^\circ$$

$$\text{II. } \arctg \frac{\partial y}{\partial x} = 45^\circ; \arctg \frac{\partial z}{\partial x} = 0.$$

Как сейчас увидим, это есть два предельных типа речных бассейнов.

Общий вид функций f_1 и f_2 нам не известен, но сопоставление данных об осадках и стоке по различным бассейнам показывает, что для каждого отдельного бассейна, для которого годовые количества осадков и стока в год изменяются сравнительно в небольших пределах, мы

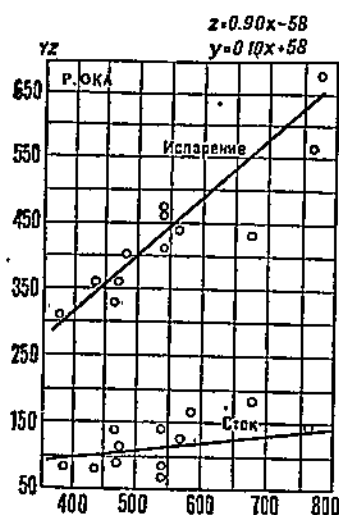


Рис. 22. Осадки, сток и испарение для р. Оки.

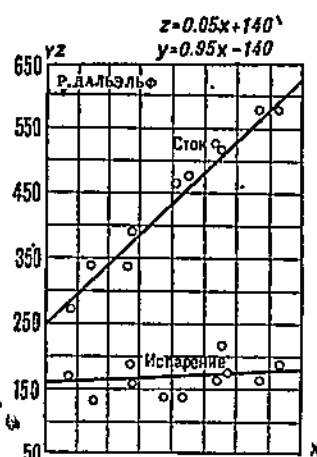


Рис. 23. Осадки, сток и испарение для р. Дальельф.

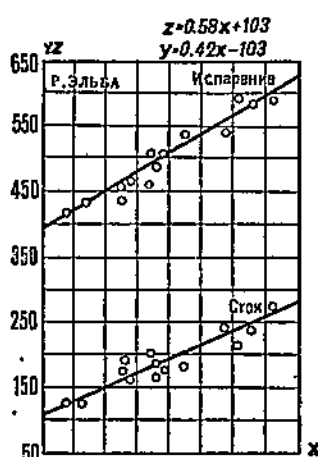


Рис. 24. Осадки, сток и испарение для р. Эльбы.

можем с достаточной точностью заменить отрезок не известной нам кривой отрезком касательной прямой.

Будем по оси абсцисс откладывать значение слоя осадков x для различных гидрологических годов, а по оси ординат — соответственные значения стока и испарения. На рис. 22, 23 и 24 изображены полученные графики для трех рек: Оки, Дальельфа и Эльбы.

Из графика видно, что Ока приближается к типу I, т. е. что для нее ход стока очень слабо возрастает с ходом осадков, а ход испарения увеличивается с осадками очень быстро; р. Дальельф, наоборот, к типу II. Река Эльба занимает промежуточное место. Уравнения соответственных прямых по вычислениям Ольдекопа следующие:

$$\text{р. Ока:} \quad \begin{cases} z = 0,90x - 58; \\ y = 0,10x + 58; \end{cases}$$

$$\text{р. Дальельф:} \quad \begin{cases} z = 0,05x + 140; \\ y = 0,95x - 140; \end{cases}$$

$$\text{р. Эльба:} \quad \begin{cases} z = 0,58x + 103; \\ y = 0,42x - 103. \end{cases}$$

Для Днепра соответственные уравнения будут

$$\begin{aligned} z &= 0,95x - 95, \\ y &= 0,05x + 95, \end{aligned}$$

т. е. эта река также приближается к типу I.

Поскольку можно считать установленным, что средний многолетний сток (норма) зависит в основном лишь от климатических условий района и в очень малой степени от остальных физико-географических характеристик, то естественно подыскать такую климатическую характеристику, которая в интегральной форме объединяла бы в себе все влияние климата на сток. В этом направлении автором совместно с Д. Л. Соколовским была проделана статистическая работа по выявлению коэффициентов корреляции между осадками, стоком и дефицитом влажности для некоторых равнинных бассейнов средней полосы СССР,

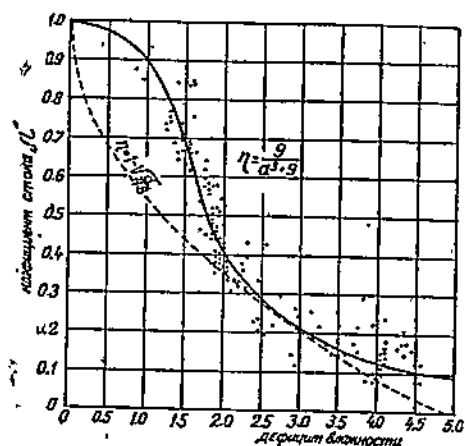


Рис. 25. Зависимость коэффициента стока от дефицита влажности воздуха.

а также восточной части Германии. Дефицит влажности был привлечен здесь как фактор, который, казалось бы, должен был находиться в тесной связи со стоком; это априорное предположение полностью оправдалось. Нами была установлена связь лишь на 18 равнинных бассейнах, но затем она подтвердилась и на большем числе также равнинных бассейнов. Распространение этого положения на слабогористые районы также себя оправдало; переход же к высокогорным районам, конечно, здесь принципиально недопустим, так как самые условия стока, конденсация на больших высотах, а также таяние ледников делают

принципиально невозможным установление зависимости между коэффициентом стока и дефицитом влажности.

После наложения эмпирических точек на график и соблюдения необходимого условия, что при нулевом значении дефицита влажности коэффициент стока, очевидно, должен равняться единице, мы получили следующую формулу:

$$\eta = 1 - \sqrt{\frac{d}{4.8}} \quad (30)$$

Дальнейшее накопление данных по стоку и дефициту влажности указало, что лучшие результаты дает формула, предложенная Б. В. Поляковым:

$$\eta = \frac{9}{d^2 + 9}$$

Это иллюстрируется рис. 25, на котором представлены данные по 172 бассейнам.

Из основного уравнения

$$\eta = 1 - \frac{z}{x}$$

нетрудно видеть, что коэффициент стока увеличивается со слоем осадков. Для рек типа I, где осадки (по сравнению с возможным испарением) очень малы, имеем угол наклона кривой испарения, близкий к

45°, т. е. отношение $\frac{z}{x}$, близкое к единице. С возрастанием x имеем убывание $\frac{z}{x}$ сначала медленное, затем быстрое, чему соответствует увеличение η . Наконец, когда количество осадков превосходит возможный максимум испарения, z становится приблизительно постоянным, отношение $\frac{z}{x}$ начинает быстро уменьшаться, а η столь же быстро возрастать. В пределе при $x = \infty$, η становится равным единице. Таким образом, переход от бассейнов типа I к бассейну типа II характеризуется увеличением коэффициента стока. Табл. 14 иллюстрирует это положение.

В ней взят ряд бассейнов, расположенных по степеням убывания угла наклона кривой испарения к оси x -ов и даны соответственные величины коэффициентов стока¹.

Таблица 14

Название рек	$\frac{dz}{dx}$	η	Название рек	$\frac{dz}{dx}$	η
Днепр	0,95	0,225	Кротон	0,12	0,462
Заале	0,70	0,274	Тисса (Верхняя)	0,09	0,511
Эльба	0,58	0,278	Сюксеганца	0,05	0,535
Тисса (Нижняя)	0,31	0,324	Дальэльф	0,05	0,730

Коэффициент стока имеет большое значение как для гидрологической оценки бассейна, так и в особенности для практических приложений. Во многих случаях использования рек с малой площадью бассейна мы для предварительных подсчетов, например объема водохранилища, вынуждены ограничиться лишь данными об осадках, так как гидрометрических наблюдений ко времени составления эскизного проекта обычно еще не имеется.

Чтобы перейти от количества осадков, данного метеорологической сетью, к количеству стока, необходимо задаться коэффициентом стока. И тут мы исходим из положения, что коэффициент стока должен зависеть кроме количества осадков и от слоя максимального возможного испарения z_0 , так как η есть какая-то функция от $\frac{dz}{dx}$, а z по уравнению

Ольдекопа есть функция от x и z_0 . Но величина z_0 (максимальное возможное испарение) должна зависеть лишь от климатических, почвенных, топографических и ботанических условий бассейна. Следовательно, для бассейнов, находящихся в одной климатической полосе, с одинаковой холмистостью, одинаковым строением почвы и одинаковым растительным покровом, мы можем (конечно, приблизительно) считать z_0 , а значит, и η постоянным. Это дает возможность, определив коэффициент стока в одном случае, пользоваться той же величиною во всех аналогичных случаях.

Тут уместно подчеркнуть, что мы говорим лишь о среднем многолетнем коэффициенте стока, и только в этом случае этот

¹ Цифры таблицы взяты из сочинения Ольдекопа «Испарение с поверхности речных бассейнов», и по указанию автора носят весьма приближенный характер. Тем не менее указанная зависимость выступает весьма отчетливо.

Коэффициент имеет определенный смысл и определенное числовое значение. В литературе иногда встречается применение понятия коэффициента стока к годовому и даже сезонному стоку. Но из предыдущего должно быть ясно, что для годового стока нельзя игнорировать величиной u (прибыль или убыль запаса влаги в бассейне), отчего для каждого года в отдельности отношение стока к осадкам должно колебаться в значительных пределах. Исследования многих авторов действительно показывают, что для отдельных лет связь между осадками и стоком весьма слабая и лишь осреднение за несколько смежных лет приводит к линейной зависимости типа

$$y = ax - b.$$

В заключение дадим, пользуясь работой Б. Д. Зайкова и С. Ю. Беликова некоторые общие характеристики распределения среднего многолетнего стока по территории СССР.

В Восточно-европейской равнине от полосы повышенного стока на севере, заключенной между изолиниями 10 л/сек., сток убывает как к северу, так и к югу, и на крайнем юге и юго-востоке снижается до 0,5 л/сек. При приближении к возвышенностям и горным хребтам модуль стока повышается до 12 л/сек., а местами, как, например, в бассейне р. Вишеры (Урал), достигает даже 25 л/сек.

В Западносибирской низменности, получающей сравнительно мало влаги с Атлантического океана, благодаря защищенности ее Уральским хребтом мы имеем значительно меньшую цифру, редко превышающую 6 л/сек., но на самом Урале модуль значительно выше: в северной части от 10 до 15 и местами до 25 л/сек, южнее до 10—11, с дальнейшим убыванием к югу до 2 л/сек.

В Восточной Сибири, даже в наиболее богатых осадками склонах Станового хребта, и горных хребтах Витимо-Олекминской горной страны модули редко превышают 10 л/сек. От этих максимумов модули уменьшаются к северо-западу и юго-западу до 4 л/сек и вблизи границы до 2 л/сек.

Приморье, питающееся осадками влажных муссонов, характеризуется уже повышенным значением модуля: до 15 л/сек и выше. Но по мере удаления от побережья сток быстро понижается: до 6 л/сек и ниже. На Камчатском полуострове в его восточной части мы имеем около 25 л/сек, в западной — около 8 л/сек. Алтай и Саяны представляют довольно большое разнообразие по величине стока: в Кузнецком Алатау мы имеем до 25 л/сек, а в отдельных точках северных и западных отрогов Алтая даже до 40—50 л/сек; в предгорье же Алтая и Саян модуль уменьшается до 6—10 л/сек и ниже.

Большим разнообразием характеризуется также Кавказ. На югозападном склоне средний модуль колеблется в пределах 25—75 л/сек и выше. На северозападном склоне наибольшие модули, достигающие 50 л/сек, к северу снижаются, в предгорьях составляют уже только 10—20 л/сек, а еще далее уже в пределах степной полосы около 0,5 л/сек и ниже.

В Крыму мы имеем преобладание низкого модуля: 0,5 л/сек и ниже и лишь в отдельных местах и на очень ограниченных площадях они доходят до 20—25 л/сек.

ГЛАВА V

КРИВЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

В этой главе мы изложим некоторые, самые общие положения того раздела теории вероятностей, который относится к кривым распределения. За недостатком места мы вынуждены несколько отступить от строгости изложения, а некоторые теоремы дать без доказательства, преследуя лишь цель ознакомить учащихся с сущностью вопроса и подвести его к сознательному пользованию кривыми распределения, применение которых в гидрологических расчетах с каждым годом возрастает.

В предыдущей главе мы дали те основные закономерности, которые управляют стоком как явлением, интегрирующим огромную совокупность метеорологических и физико-геологических факторов бассейна. Эти закономерности относятся, во-первых, к норме стока, или к среднему многолетнему его значению, а во-вторых — к нормальному гидрографу, или типовому внутритодовому его распределению. Обе эти характеристики — и норма стока, и нормальный гидрограф — получаются путем статистического осреднения за возможно больший период наблюдений. Для каждого же конкретного года мы имеем отклонения и от нормы, и от нормального гидрографа, причем отклонения более или менее случайного характера. Случайные отклонения, в самом общем смысле слова, могут быть обусловлены и ли неточностью наших измерений (например, измеряя много раз длину одного и того же стержня, мы получаем различные каждый раз значения), и ли тем, что измеряемая величина сама по себе под влиянием многочисленных факторов, из которых каждый сам по себе незначителен, претерпевает изменения, происхождение и структуру которых мы не в состоянии в полной мере учесть. Первый случай относится к теории ошибок наблюдений, и в настоящем курсе не может быть затронут; и в дальнейшем мы будем говорить лишь о случайных отклонениях самой измеряемой величины, независимо от тех добавочных отклонений, которые получаются в результате неточности наших методов измерения.

Прежде всего отметим весьма существенное различие между двумя понятиями: совокупности значений некоторой величины и ряда ее значений. Ряду присуща известная последовательность (например, во времени), для совокупности же она не играет никакой роли. Характер совокупности не изменится, если мы перегруппируем ее элементы в любом произвольном порядке; характеристика же ряда может от такой перестановки измениться. Но есть такие ряды, которые при известной постановке вопроса могут рассматриваться как совокупности. Например, мы имеем цифры годовых осадков за столько-то последовательных десятков лет. Предположим, что климат за эти десятки лет в данном месте не изменялся. В таком случае одно из двух: или

годовая сумма осадков в какой-то степени обусловлена годовой суммой предшествующего года или ряда предшествующих лет (тогда порядок цифр обладает в той или иной мере, закономерностью, и мы не вправе переставлять эти цифры по своему произволу, не нарушая свойств этого ряда), или закономерная связь между смежными значениями отсутствует (тогда мы такой ряд можем отождествлять с совокупностью или, иначе, мы называем этот ряд случайным). В дальнейшем мы будем рассматривать лишь случайные ряды. В теории вероятностей дается критерий случайности ряда в следующем виде.

В каждом случайном ряде число экстремумов (т. е. максимумов и минимумов) сколь угодно близко — при достаточно большом числе членов ряда, — к двум третям числа членов. Элементарное — хотя и не строгое — доказательство этого критерия основывается на том, что из трех последовательных значений какой-либо величины второе может быть: а) выше первого и третьего, б) ниже первого и третьего, в) заключаться в промежутке между ними. Считая эти три случая равновероятными, мы получаем, что вероятность экстремума равна двум третям. А по закону больших чисел, при очень большом ряде, отношение числа экстремумов к числу членов ряда должно приближаться к этой вероятности. В следующей главе мы покажем, что этот критерий удовлетворяется как для годовых отклонений стока, так и для отклонений характерных расходов от нормального гидрографа. Таким образом, мы можем ограничиться рассмотрением случайных рядов, заменяя их каждый раз совокупностью случайных величин.

Рассматривая совокупность очень большого числа значений какой-либо интересующей нас величины, мы находим целесообразным расположить все значения в порядке их возрастания (или убывания) и затем разделить всю совокупность по равным интервалам этих значений. Обозначая число членов ряда через N , а число интервалов через n , получим соответственно число членов в первом интервале y_1 во втором y_2 , и т. д.; и, наконец, в n -ом интервале y_n . Очевидно

$$\sum_{i=1}^n y_i = N.$$

Если число N очень велико по сравнению с числом n , т. е. в среднем внутри каждого интервала будет помещаться сравнительно большое число членов ряда, то, согласно закону больших чисел, мы будем вправе утверждать, что для каждого интервала отношение числа членов, помещающихся внутри его, к общему числу членов, будет очень близко к теоретической вероятности значения изучаемой величины x в пределах данного интервала:

$$\frac{y}{N} \rightarrow \int_{\alpha}^{\beta} y dx, \text{ при } N \rightarrow \infty,$$

где α и β — значения x по концам интервала, а y — некоторая функция от x , называемая плотностью распределения вероятностей, или, иначе, функцией распределения. Термин «плотность» имеет здесь тот смысл, что если мы будем уменьшать интервал

$(\alpha - \beta)$ до нуля и относить вероятность к длине интервала, то в пределе получаем:

$$\lim_{\beta \rightarrow \alpha} \frac{\int_{\alpha}^{\beta} y dx}{\beta - \alpha} = y.$$

Мы предполагаем здесь, что число N бесконечно велико и что, уменьшая длину интервалов до сколь угодно малой величины, мы все время будем иметь внутри каждого интервала достаточно большое число членов, чтобы закон больших чисел был применим к этому интервалу в отдельности. Но материал, которым мы обычно располагаем в статистических работах, этому требованию, очевидно, никогда не удовлетворяет. А тем более в гидрологии, где данные наблюдений, например над стоком, относятся лишь к нескольким десяткам лет. А в таком случае, задаваясь даже весьма ограниченным числом интервалов (например, 5 или 6), мы все же внутри каждого интервала получим число значений слишком малое, чтобы по его отношению к общему числу лет, мы могли судить о вероятности значений стока внутри каждого интервала. В особенности это будет сказываться на тех крайних интервалах, для которых теоретическая вероятность вообще мала, а из данного ряда в них попадут совершенно случайно или одно, или два, или ни одно, значения.

Возникает непреодолимое, чисто принципиальное затруднение — мы должны охарактеризовать нашу совокупность случайных величин какой-то функцией распределения, но непосредственно из самой совокупности, путем распределения ее элементов по интервалам, мы вида этой функции найти не можем: число элементов для этого слишком мало. Выход один: надо задаться видом функции распределения с тем, чтобы из нашей совокупности определять только параметры этой функции. Если из каких-либо соображений функции распределения мы можем придать определенный вид:

$$y = y(x, \alpha, \beta, \gamma \dots).$$

где α, β, γ , — постоянные параметры, то надо уметь найти их значения из элементов нашей совокупности. Это достигается способом моментов.

Моментом k -го порядка называется среднее значение k -й степени членов совокупности. В общем случае моменты могут определяться относительно любого значения переменной x . Но практически особое значение имеют моменты: а) относительно наименьшего возможного и в частном случае нулевого значения x и б) относительно среднего арифметического значения x . Последние моменты называются центральными. По поводу пункта а необходимо пояснить, что мы будем предполагать все значения x существенно положительными. Это требование, очевидно, выполняется по отношению к стоку так же, как к осадкам и к испарению.

Выражение для любого момента, исходя из приведенного выше его определения, может быть дано в двоякой форме, в зависимости от того, вычисляется ли момент непосредственно из рассматриваемой совокупности или из той кривой распределения, которую мы принимаем для анализа нашей совокупности. В первом случае мы имеем «грубые» моменты, во втором случае «точные». Термин «грубый» указывает на

то, что при сравнительно небольшом числе элементов ряда вычисленный по ним момент не может быть точным (об ошибке будет сказано далее).

Для «точного» момента имеем выражение

$$m_k = \int_{-\infty}^{+\infty} yx^k dx.$$

Пределы интегрирования от $-\infty$ до $+\infty$ взяты нами пока для общности; в дальнейшем для существенно положительных значений ряда мы будем интегрировать от 0 до ∞ .

Для «грубого» момента соответственно имеем:

$$\gamma_k = \frac{\sum_{j=1}^N x_j^k}{N}.$$

Дадим выражение для первых четырех точных моментов:

а) Нулевой момент относительно любой оси:

$$m_0 = \int y dx = 1.$$

Геометрически это есть площадь кривой распределения, которая по самому смыслу должна равняться единице, так как вероятность того, что значение x есть любое из возможных, равно достоверности.

б) Первый момент относительно начала распределения:

$$m_{1,0} = \int y x dx = \bar{x}.$$

Иными словами, этот момент тождествен с среднеарифметическим значением переменной x . Его геометрическая интерпретация — статистический момент площади распределения.

в) То же относительно оси:

$$m_1 = \int_{-\infty}^{+\infty} y (x - \bar{x}) dx = \int y x dx - \bar{x} \int y dx = 0.$$

г) Второй момент относительно начала распределения:

$$m_{2,0} = \int y x^2 dx;$$

геометрически это соответствует моменту инерции площади распределения относительно его начала.

д) То же относительно центральной оси:

$$m_2 = \int y (x - \bar{x})^2 dx = \int y x^2 dx - 2\bar{x} \int y x dx + \bar{x}^2 \int y dx = m_{2,0} - \bar{x}^2$$

Этот момент, квадрат среднеквадратичного отклонения совокупности от центра, называется в теории вероятностей **стандартом** и обозначается иногда через σ^2 . Соответственный момент относительно начала, согласно приведенному выражению, получается прибавлением к стандарту квадрата среднего значения:

$$m_{2,0} = \sigma^2 + \bar{x}^2.$$

е) Третий момент относительно начала:

$$m_{3,0} = \int yx^3 dx.$$

ж) То же относительно центра распределения:

$$m_3 = \int y(x - \bar{x})^3 dx = \int yx^3 dx - 3\bar{x} \int yx^2 dx + \\ + 3\bar{x}^2 \int yx dx - \bar{x}^3 \int y dx = m_{3,0} - 3\bar{x} \cdot m_{2,0} + 2\bar{x}^3.$$

Нетрудно видеть, что в случае, если отклонения x от его среднего значения расположены симметрично по обе стороны последнего, то выражение для m_3 будет равно нулю.

Поэтому третий момент играет роль только в асимметричных распределениях. В теории вероятностей обычно фигурирует половина третьего момента, которая носит название «асимметрии» и обозначается через S :

$$S = \frac{m_3}{2}.$$

Далее идут моменты четвертый и высшего порядка, но в гидрологии до сих пор считалось достаточным ограничиваться моментами лишь до третьего порядка включительно.

Переходим теперь к вопросу вычисления моментов непосредственно из получаемой совокупности, или так называемых «грубых» моментов, причем из практических соображений ограничимся нулевым моментом: первым относительно начала (среднее), вторым относительно центра (стандарт) и третьим относительно центра (удвоенная асимметрия). Заметим, что нулевой момент тождественно равен единице как точный, так и грубый. Первый момент, полученный из непосредственных данных, будет, конечно, отклоняться от «истинного», т. е. от того, который получился бы при бесконечно большом числе членов ряда. Теория вероятностей показывает, что ошибки при вычислении статистических величин всегда обратно пропорциональны $\sqrt{N}$. Так, для первого момента вероятная ошибка равна:

$$\pm \frac{2}{3} \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{N}}^*$$

Для второго и третьего моментов ошибки подчиняются тому же закону убывания с $\sqrt{N}$. Не касаясь весьма сложной теории этого вопроса в общем виде, для любой кривой распределения, подчеркнем здесь одно очевидное обстоятельство: при вычислении второго момента мы складываем лишь положительные величины — квадраты положительных и отрицательных отклонений; при вычислении же третьего момента у нас суммируются попеременно и положительные и отрицательные величины, и если асимметрия распределения не очень велика (а это обычно и имеет место), то сумма этих слагаемых будет также невелика, а следовательно, в процентном отношении к самой величине ошибка, происходящая от малого числа элементов совокупности для третьего момента должна быть гораздо больше,

* В обоснование множителя $2/3$, более точное выражение которого 0,67449, мы здесь не будем входить.

чем для второго. Это весьма важное обстоятельство и является основным препятствием к практическому вычислению кривой распределения, если она явно асимметрична, а число членов совокупности, недостаточно велико, что как раз мы и имеем во всех случаях изучения стока.

Итак, общая постановка вопроса заключается в следующем: имеется некоторая совокупность из N , членов, из которой мы вычисляем первый, второй и третий моменты; задаемся некоторым видом функции распределения, включающей в себя не более четырех параметров, и вычисляем последние так, чтобы означенные три момента как для кривой, так и для нашей совокупности совпадали (для нулевого момента это требование выполняется тождественно).

2. НОРМАЛЬНОЕ И НЕНОРМАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Закон нормального распределения Гаусса выводится в теории вероятностей из некоторых общих условий распределения; он представляет собой простейший вид симметричной кривой ($m_3=0$), применимой, очевидно, лишь там, где одинаковые отклонения как положительные, так и отрицательные, случайной величины от ее среднего значения, являются равновероятными. Совокупность значений стока этому условию, очевидно, не удовлетворяет хотя бы потому, что эти значения всегда положительны, а, следовательно, наибольшее возможное отклонение от среднего в левом направлении не может превышать самого среднего, в правом же отклонения могут значительно его превышать. Следовательно, асимметрия лежит здесь в самой сущности явления, и потому кривая Гаусса при анализе стока непосредственно не может иметь применения.

Но из методологических соображений мы все же вкратце ее коснемся, причем самого вывода закона Гаусса давать не будем, отсылая читателя к любому курсу теории вероятностей.

Кривая Гаусса дается в виде:

$$y = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma} e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}}. \quad (31)$$

Для упрощения дальнейших выкладок мы приводим ее к «нормированному» виду, вводя обозначение:

$$\frac{x - \bar{x}}{\sigma} = t.$$

Тогда вероятность значения t в интервале δt выразится через вероятность значения x в интервале δx следующим образом:

$$\frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma} e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}} \cdot \delta x = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t^2}{2}} \delta t.$$

Множитель при δt и будет функцией распределения для переменной t . Ее моменты будем обозначать через M_n . Интегрированием по частям получаем последовательно¹:

$$\begin{array}{lll} M_0 = 1; & M_3 = 0; & M_6 = 15; \\ M_1 = 0; & M_4 = 3; & M_7 = 0; \\ M_2 = 1; & M_5 = 0; & M_8 = 105. \end{array}$$

¹ Предоставляем учащимся произвести несложные выкладки, приводящие для четных моментов к общему выражению $M_{n+2} = (n+1)M_n$.

Теперь постараемся перейти от нормального распределения к искомому ненормальному. Это можно сделать различными путями; примем сначала следующий: искомое распределение $f(t)$ представим себе в виде произведения нормального распределения $f_0(t)$ на некоторую функцию $P(t)$, которая носит название пертурбационной. И далее допустим, что пертурбационная функция может быть разложена в ряд Тейлора, т. е. представлена в виде целого многочлена (в общем случае бесконечного); тогда имеем:

$$f(t) = f_0(t) \cdot \{A_0 + A_1 t + A_2 t^2 + \dots\}$$

Теперь мы должны определить параметры A_0, A_1 и т. д. так, чтобы моменты кривой и моменты совокупности совпадали. Поскольку мы условились не идти дальше третьего момента, то, очевидно, в пертурбационном многочлене в состоянии вычислить лишь первые четыре параметра.

Имеем общую зависимость:

$$\int f(t) t^n dt = \sum_k \int f_0(t) A_k t^{n+k} dt,$$

или иначе, в сокращенном виде:

$$m_n = \sum_k A_k M_{n+k}$$

а, ограничиваясь моментами до третьего порядка, напомним:

$$\begin{aligned} m_0 &= A_0 + A_1 M_1 + A_2 M_2 + A_3 M_3 \\ m_1 &= A_0 M_1 + A_1 M_2 + A_2 M_3 + A_3 M_4 \\ m_2 &= A_0 M_2 + A_1 M_3 + A_2 M_4 + A_3 M_5 \\ m_3 &= A_0 M_3 + A_1 M_4 + A_2 M_5 + A_3 M_6 \end{aligned}$$

Подставляя вычисленные раньше значения моментов нормального распределения и решая четыре уравнения с четырьмя неизвестными, получим:

$$A_0 = 1; A_2 = 0; A_3 = -\frac{m_3}{6}; A_1 = -\frac{m_3}{2}$$

После чего искомая функция распределения представится в виде:

$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t^2}{2}} \left\{ 1 - S \left(t - \frac{t^3}{3} \right) \right\} \quad (32)$$

К тому же результату мы пришли бы, если бы переход от нормального распределения к ненормальному мы сделали иначе, пользуясь разложением Гр а м а — Ш а р л ь е:

$$f(t) = \sum_k B_k \cdot \frac{d^k f_0(t)}{dt^k}.$$

Ряд этот имеет некоторое теоретическое обоснование, придающее ему большую общность, но здесь мы этого касаться не можем.

Ограничиваясь опять лишь первыми четырьмя членами и применив способ моментов, мы нашли бы значения:

$$\begin{aligned} B_0 + B_2 &= 1, & B_2 &= 0, \\ 3B_3 - B_1 &= -\frac{m_3}{2}, & B_3 &= -\frac{m_3}{6} \end{aligned}$$

или:
$$B_1 = B_2 = 0; B_0 = 1; B_3 = -\frac{S}{3}.$$

Следовательно, ряд Шарлье для нашего частного случая принимает вид:

$$f(t) = \left\{ 1 - \frac{S}{3} \cdot \frac{d^3}{dt^3} \right\} f_0(t).$$

а раскрывая значение третьей производной:

$$\frac{d^3}{dt^3} \left\{ \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{t^2}{2}} \right\} = (3t - t^3) \cdot \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{t^2}{2}},$$

получаем выражение, тождественное с (32)

$$f(t) = \left\{ 1 - S \left(t - \frac{t^3}{3} \right) \right\} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{t^2}{2}}.$$

Для простоты мы ограничились тремя моментами (не считая нулевого); если бы мы ввели и четвертый, то путем аналогичных выкладок, которые мы здесь не приводим, мы пришли бы к выражению:

$$f(t) = \left\{ 1 - \frac{S}{3} \cdot \frac{d^3}{dt^3} + \frac{E}{3} \cdot \frac{d^4}{dt^4} \right\} f_0(t), \quad (33)$$

где E обозначает так называемый эксцесс кривой распределения:

$$E = \frac{1}{8} (m_4 - 3)$$

(для нормального распределения эксцесс также равен нулю, поскольку $m_4 = 3$).

В раскрытом виде, введя значения производных, мы получаем:

$$f(t) = \left\{ 1 - S \left(t - \frac{t^3}{3} \right) + E \left(1 - 2t^2 + \frac{t^4}{3} \right) \right\} \cdot \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t^2}{2}}. \quad (34)$$

Вопрос о применении кривой Шарлье к анализу случайных отклонений стока (годового и максимального) за последнее время разрабатывается. В частности Вейнбергом (Москва) и Мясковским (Киев) получены весьма хорошие совпадения для годовых модулей стока некоторых рек. Можно предполагать, что этот вид кривых распределения найдет себе в вопросах стока и в гидрологии вообще со временем некоторое применение; почему мы и сочли необходимым вкратце его коснуться. В настоящее же время в гидрологической практике пользуются исключительно кривыми Пирсона, представляющими тоже в известном смысле расширение нормальной кривой Гаусса, но построенное на совершенно ином принципе. К изложению этих кривых и в частности наиболее употребительного третьего типа Пирсона, мы и переходим.

3. КРИВЫЕ ПИРСОНА

Будем исходить из кривой Гаусса, отнесенной к центру распределения:

$$y = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}}$$

ее производная напишется в виде:

$$\frac{dy}{dx} = -\frac{yx}{\sigma^2}$$

В правой части в знаменателе стоит постоянная величина: второй центральный момент. Попробуем найти более общее выражение распределения, исходя из этого дифференциального уравнения; мы можем, например, заменить постоянную σ^2 в знаменателе через произвольную функцию от x , и далее, разложив ее в ряд Тэйлора, заменить ее целым многочленом любого порядка; тогда — поскольку этот многочлен включает в себя и нечетные степени, распределение станет асимметричным: значения плотности вероятности y для равных, но противоположных по знаку значений x будут различными; в этом случае ордината наибольшей вероятности, т. е. вершина кривой распределения, называемая модой, и ордината центра распределения уже не совпадут, как в кривой Гаусса. Следовательно, если мы хотим по сказанному относить уравнение кривой распределения к центру, то мы должны потребовать, чтобы производная $\frac{dy}{dx}$ обращалась в нуль, т. е. удовлетворяла условию максимума y , не при $x=0$, а при $x=\pm d$, где d есть так называемый радиус асимметрии, или расстояние от моды до центра. Знак $(+)$ будет, очевидно, относиться к случаю, когда мода расположена влево от центра, знак $(-)$ в обратном случае. В гидрологии мы встречаемся исключительно с первым случаем.

Мы получили, таким образом, дифференциальное уравнение искомой кривой распределения в виде:

$$\frac{dy}{dx} = \frac{y(x+d)}{F(x)} = \frac{y(x+d)}{b_0 + b_1x + b_2x^2 + \dots} \quad (35)$$

Если мы далее ограничимся тремя членами ряда, т. е. степенями не выше второй в знаменателе, то и получим тот класс кривых, который исследовал Пирсон. Необходимо опять-таки подчеркнуть, что кривые Пирсона представляют собою один из бесчисленных возможных классов кривых распределения, что выбор именно этого класса сделан чисто интуитивно, и лишь хорошее согласие получаемых результатов с эмпирическими кривыми, причем даже сильно уклоняющимися от нормального распределения, оправдывает этот выбор. Последнее обстоятельство и создало этим кривым большую популярность в статистических расчетах, относящихся, например, к статистике населения, а также к биологии, где при огромном числе индивидов мы уже в состоянии чисто эмпирически охарактеризовать искомое распределение и выбрать для него наиболее подходящую теоретическую кривую. В гидрологии число индивидов обычно весьма невелико: как для среднегодовых отклонений, так и для максимумов мы имеем в преобладающем числе случаев число индивидов, равное числу лет наблюдений. Поэтому распространенность кривых Пирсона в гидрологии стока получилась лишь в результате аналогии с другими областями статистики.

Наше дифференциальное уравнение (35) включает в себя четыре параметра: d , b_0 , b_1 и b_2 . После интегрирования мы будем иметь еще пятый параметр: произвольную постоянную. Следовательно, как и в разобранным случае Шарлье мы должны вычислить из нашей эмпирической совокупности четыре момента (не считая нулевого), и затем путем применения способа моментов установить связь между этими моментами и параметрами кривой. В результате мы получим для различных совокупностей все различные типы кривых Пирсона, выраженные через:

объем совокупности, положение центра распределения, стандарт, асимметрию и эксцесс.

В гидрологической практике, как мы уже указывали, в целях упрощения мы идем еще дальше: мы допускаем, на основе вычислений, сделанных Фостером для многих американских рек, что эксцессом за малостью его можно пренебречь; а потому и вычисления моментов мы делаем лишь до момента третьего порядка включительно. В связи с этим мы отбрасываем в нашем уравнении член b_2 и переписываем его в виде:

$$\frac{dy}{dx} = \frac{y(x+d)}{b_0 + b_1 x}, \quad (36)$$

который после интегрирования и даст нам третий тип кривых Пирсона. Будем в дальнейшем считать, что значения x получены делением каждого члена на среднее значение ряда. Тогда $m_{1,0} = 1$.

Применяем способ моментов непосредственно к дифференциальному уравнению; пишем:

$$b_0 dy + b_1 x dy = y x dx + d \cdot y dx,$$

а после умножения на x^n и интегрирования:

$$b_0 \cdot \int x^n dy + b_1 \int x^{n+1} dy = \int y x^{n+1} dx + d \cdot \int y x^n dx.$$

В левой части применяем интегрирование по частям:

$$\int x^n dy = y x^n - n \int y x^{n-1} dx$$

$$\int x^{n+1} dy = y x^{n+1} - (n+1) \int y x^n dx.$$

Так как интегрирование мы распространяем на всю кривую, а по концам ее ординаты y равны нулю, то первые слагаемые правых частей равенств отпадают, после чего все уравнение переписывается в виде:

$$-n b_0 m_{n-1} - (n+1) b_1 m_n = m_{n+1} + d \cdot m_n.$$

Придавая индексу n значения 0, 1, 2, мы получим следующие равенства (причем имеем $m_0 = 1$; $m_1 = 0$):

$$n=0; -b_1 = d$$

$$n=1; -b_0 = m_2$$

$$n=2; -3b_1 \cdot m_2 = m_3 + d \cdot m_2,$$

из которых окончательно получаем:

$$b_1 = -d = -\frac{m_3}{2m_2}$$

$$b_0 = -m_2.$$

Наше дифференциальное уравнение переписывается теперь в виде:

$$\frac{dy}{y} = - \frac{\left(x + \frac{m_3}{2m_2}\right) \cdot dx}{m_2 + \frac{m_3}{2m_2} \cdot x} = \left\{ -\frac{2m_2}{m_3} - \frac{1 - \frac{4m_3^2}{m_3^2}}{x + \frac{2m_2^2}{m_3}} \right\} dx$$

Интегрируя, получаем:

$$\ln y = \ln C - \left(1 - \frac{4m_3^2}{m_3^2}\right) \ln \left(x + \frac{2m_2^2}{m_3}\right) - \frac{2m_2}{m_3} \cdot x$$

или, освобождаясь от логарифмов:

$$y = C \cdot e^{-\frac{2m_2}{m_3} \cdot x} \left(x + \frac{2m_2^2}{m_3} \right)^{\frac{4m_2^2}{m_3^2} - 1} \quad (37)$$

Наше уравнение отнесено к центру распределения; отнесем его теперь к началу кривой, для чего введем:

$$x^1 = x + \frac{2m_2^2}{m_3},$$

где член $\frac{2m_2^2}{m_3}$, очевидно, равен расстоянию центра распределения от абсолютного минимума значений переменной, который обозначаем через x_0 . Совершенно очевидно, что расстояние от начала до центра есть сумма трех величин:

x_0 — абсолютный минимум,

a — расстояние от начала до моды,

d — расстояние от моды до центра.

Их сумма даст, очевидно, первый момент совокупности, взятый относительно нулевого значения переменной:

$$x_0 + a + d = m_{1,0} = 1.$$

Тогда, после введения сокращенных обозначений:

$$\alpha = \frac{4m_2^2}{m_3^2}; \quad \beta = \frac{2m_2}{m_3}$$

и после несложных преобразований, получаем:

$$y = B \cdot x^{\alpha-1} \cdot e^{-\beta x}$$

(для простоты мы вернулись к обозначению новой переменной опять через x).

Это и есть кривая Пирсона третьего типа, отнесенная к началу распределения. Постоянная B легко получается из интеграла Эйлера 2-го рода. Действительно имеем очевидно

$$B \cdot \int_0^{\infty} x^{\alpha-1} e^{-\beta x} dx = 1 = B \cdot \frac{\Gamma(\alpha)}{\beta^{\alpha}}, \text{ откуда } B = \frac{\beta^{\alpha}}{\Gamma(\alpha)},$$

где символ Γ обозначает «гамма-функцию»¹.

Следовательно окончательно получаем

$$y = \frac{\beta^{\alpha}}{\Gamma(\alpha)} \cdot x^{\alpha-1} \cdot e^{-\beta x} \quad (38)$$

4. АНАЛИЗ И ОБОБЩЕНИЕ ТРЕТЬЕГО ТИПА КРИВЫХ ПИРСОНА.

Дадим анализ полученного уравнения, имея в виду то весьма широкое применение в учении о стоке, которое получила кривая Пирсона III типа.

Прежде всего отметим, что это уравнение отнесено к началу кривой, так как $y=0$ при $x=0$; иначе говоря, к точке, отстоящей в общем случае от нулевого значения, или от начала координат, на неко-

¹ Очень краткое изложение гамма-функций дается в приложении.

совокупности должно, следовательно, выражаться через сумму $x_0 + x$. Поэтому для возможности применения кривой Пирсона III типа к какой-либо эмпирической совокупности необходимо, строго говоря, получить сначала абсолютный минимум переменной, обозначенный нами через x_0 , и тогда уже, начиная с точки x_0 , строить теоретическую кривую. Но, с другой стороны, совершенно очевидно, что никакая эмпирическая совокупность сама по себе, без каких-либо дополнительных допущений, не в состоянии дать абсолютного минимума значения переменной, поскольку всегда остается в силе предположение, что если бы число наблюдений было больше, то среди новых значений мы имели бы минимум меньший, чем ранее нами полученный. В гидрологии, как было уже указано, число индивидуумов редко превышает несколько десятков (обычно мы имеем как максимум 50—60 лет наблюдений), и потому минимум значения нашей совокупности всегда превышает абсолютный минимум. Самое крайнее допущение, которое мы в состоянии сделать, и которое, как мы увидим в дальнейшем, дает известный запас во всех водохозяйственных расчетах, заключается в том, что абсолютный минимум принимается равным нулю: $x_0 = 0$. Для многих рек, это довольно хорошо оправдывается, но для некоторых, в особенности для рек с естественно зарегулированным стоком, т. е. вытекающим из озера и имеющим обеспеченный минимум не очень малого значения, такое допущение оказывается иногда уже неприемлемым. Это создает для применения кривой Пирсона к стоку чисто принципиальные затруднения, выход из которых возможен лишь путем перехода к другой кривой более общего типа.

Но сначала рассмотрим обычный в современной гидрологии прием использования кривой Пирсона.

Напомним полученную нами выше зависимость:

$$x_0 + a + d = 1,$$

где согласно сказанному ранее:

$$a + d = \frac{2m_2^3}{m_3}$$

(расстояние от начала кривой до центра),

$$d = \frac{m_3}{2m_2}$$

(расстояние от моды до центра).

Введем два новых понятия:

1) коэффициент вариации, как отношение среднеквадратичного к среднему:

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{x}} = \frac{\sqrt{m_2}}{\bar{x}}$$

или, так как в наших обозначениях $\bar{x} = 1$.

$$C_v = \sqrt{m_2}.$$

2) Коэффициент асимметрии как отношение удвоенного радиуса асимметрии к среднеквадратичному:

$$C_s = \frac{2d}{\sigma} = \frac{m_3}{m_2^{3/2}}$$

Оба коэффициента являются, очевидно, безразмерными величинами. Из вышеприведенного уравнения имеем:

$$a + d = 1 - x_0 = \frac{2m_2^2}{m_3} = \frac{2C_v}{C_s}. \quad (39)$$

Если мы вычисляем C_v и C_s непосредственно из нашей эмпирической совокупности, не зная значения абсолютного минимума x_0 , то последнее равенство дает нам

$$\frac{C_s}{2C_v} = \frac{1}{1-x_0}.$$

Получаем важное следствие:

$$C_s \geq 2C_v, \quad (40)$$

причем знак равенства соответствует случаю $x_0 = 0$. Мы видим, что для правомерного применения кривой Пирсона III типа необходимо, чтобы вычисленный из совокупности коэффициент асимметрии был не меньше удвоенного коэффициента вариации. В дальнейшем (в следующей главе) мы покажем, что конкретные данные случайных изменений стока зачастую не удовлетворяют даже этому необходимому условию.

Предположим сначала, что это условие удовлетворено, но C_s больше, чем $2C_v$. В таком случае из совершенно строгого вышеприведенного равенства мы получаем:

$$x_0 = 1 - \frac{2C_v}{C_s}. \quad (41)$$

Вычитая из всех членов нашей совокупности полученное значение абсолютного минимума (вопрос о его точности и надежности оставляем пока открытым), мы будем иметь новую совокупность, состоящую из ряда:

$$(x_1 - x_0); (x_2 - x_0); \dots (x_j - x_0).$$

Среднее значение будет, очевидно, равно $1 - x_0$; новый коэффициент вариации получится равным

$$C_v^1 = \frac{C_v}{1 - x_0},$$

а новый коэффициент асимметрии, как независимый от среднего значения, останется прежним. Следовательно, будем иметь на этот раз не неравенство, а строгое равенство:

$$C_s = 2C_v^1.$$

Но ведь наше основное уравнение кривой (38), как мы уже подчеркивали выше, предполагает, что кривая выходит из начала координат ($x=0$, $y=0$); иными словами, что или $x_0=0$, или из всех значений нашей совокупности мы заранее вычли эту величину; в первом случае имеем

$$C_s = 2C_v,$$

во втором случае

$$C_s = 2C_v^1.$$

А это значит, что кривая Пирсона сама по себе, независимо от ее размещения на оси абсцисс, всегда удовлетворяет приведенному равенству, а в случае, если из нашей совокупности мы получаем неравен-

ство $C_s > 2C_v$, то мы должны передвинуть всю кривую вправо. На практике же очень часто пользуются уравнением (38), в котором кривая выходит из начала координат, при любых соотношениях между C_s и C_v , что разумеется внутренне противоречиво и принципиально неправильно. Вся форма кривой Пирсона определяется лишь одним параметром C_v , коэффициент же асимметрии в нем всегда равен удвоенному коэффициенту вариации, если же мы из нашей совокупности почему-либо заключаем, что $C_s > 2C_v$, а все же хотим применить именно эту кривую, то мы обязаны, вычислив значение x_0 из равенства

$$x_0 = 1 - \frac{2C_v}{C_s},$$

сместить на эту величину всю кривую вправо, а тогда для нового начала условие $C_s = 2C_v$ будет уже тождественно выполнено.

Таким образом, уравнение

$$y = \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\beta x}$$

требует, чтобы x_0 был равен нулю, или — что то же самое — чтобы среднее отсчитывалось от начала кривой, а не от нулевого значения эмпирической совокупности. А в таком случае имеем:

$$\alpha = \frac{1}{C_v^2}; \beta = \frac{1}{C_v^3}; \text{ т. е. } \alpha = \beta,$$

и наше уравнение приобретает вид:

$$y = \frac{\alpha^\alpha}{\Gamma(\alpha)} \cdot x^{\alpha-1} e^{-\alpha x}. \quad (42)$$

Оно зависит только от одного параметра

$$\alpha = \frac{1}{C_v^3},$$

т. е. достаточно вычислить лишь коэффициент вариации, степень же асимметричности кривой получается сама собою, однозначно.

В этом виде мы и будем далее пользоваться кривой Пирсона III типа. Максимальная ордината кривой, иначе говоря, ордината моды распределения получится путем обычного метода дифференцирования, при

$x_{\text{mod}} = 1 - \frac{1}{\alpha}$, равной:

$$y_{\text{mod}} = \frac{\alpha (\alpha - 1)^{\alpha-1}}{\Gamma(\alpha) \cdot e^{\alpha-1}}$$

Из этого выражения между прочим вытекает, что модальная ордината будет возрастать с α , или, иначе говоря, возрастать с уменьшением C_v , как это и должно быть по существу, так как с уменьшением C_v , или соответственно с уменьшением стандарта, вся кривая распределения должна сжиматься в горизонтальном направлении и соответственно расти вверх. В пределе, когда $C_v \rightarrow 0$, вся кривая вырождается в одну вертикальную прямую, проходящую через центр распределения: среднее значение становится достоверным, все же остальные — невозможными. При этом, очевидно, мода и середина должны совпасть, что также получается из равенства:

$$\lim_{C_0 \rightarrow 0} (x_{mod})_{C_0 \rightarrow 0} = \lim_{\alpha \rightarrow \infty} \left(1 - \frac{1}{\alpha}\right) = 1$$

Для конкретных совокупностей в области изменения стока, кривая с одним лишь параметром не может нас удовлетворять из-за своей негибкости, и необходимо искать такого расширения этой кривой, которое допускало бы различные и любые соотношения между C_0 и C_1 , причем даже такие, как $C_0 < 2C_1$, так как невыполнение неравенства $C_0 \geq 2C_1$ встречается в гидрологии очень часто.

Весьма интересная попытка такого расширения кривой дается работой Г. Н. Бровковича¹.

Мы лишены возможности изложить ее строго и подробно как ввиду ее математической сложности, так и за недостатком места. И позволяем себе дать в этой книге упрощенный подход к решению, полученному Г. Н. Бровковичем, причем лишь для частного случая одного добавочного члена, что для практического приложения более чем достаточно².

Будем рассуждать аналогично тому, как мы делали при выводе кривой Шарлье из кривой Гаусса, т. е. будем искать новую кривую распределения, исходя из кривой Пирсона III типа так, чтобы эта новая кривая удовлетворяла вычисленным из нашей совокупности моментам; причем в вычислении моментов опять-таки ограничимся лишь моментами до третьего порядка включительно.

Обозначая кривую Пирсона при $C_0 = 2C_1$ через $y_0(x)$, будем искать новую кривую $y(x)$, путем умножения первой на «пертурбационную» функцию:

$$y(x) = y_0(x) \cdot P(x)$$

и аналогично выводу кривой Шарлье будем считать, что эта пертурбационная функция может быть выражена через целый многочлен:

$$y(x) = y_0(x) \cdot \sum_k C_k x^k$$

Обозначим моменты функции y_0 через M_n , а моменты искомой функции через m_n . Умножая обе части равенства на x^n и интегрируя от 0 до ∞ получаем:

$$\int y x^n dx = \sum_k C_k \int y_0 x^{k+n} dx$$

или:

$$m_n = \sum_k C_k M_{k+n} = C_0 M_n + C_1 M_{n+1} + C_2 M_{n+2} + \dots$$

Для вычисления коэффициентов C_k нам необходимо знать все моменты кривой y_0 . Имеем равенство:

$$M_n = \int_0^{\infty} \frac{\alpha^n}{\Gamma(\alpha)} x^{\alpha+n-1} e^{-\alpha x} dx = \frac{\alpha^n}{\Gamma(\alpha)} \cdot \frac{\Gamma(\alpha+n)}{\alpha^{\alpha+n-1}}$$

¹ Работа Г. Н. Бровковича еще не вышла из печати, и мы с любезного согласия автора воспользовались его рукописью.

² Это наше мнение вполне разделяется и Г. Н. Бровковичем.

Согласно одному из свойств гамма-функций:

$$\Gamma(\alpha + n) = \Gamma(\alpha) \cdot (\alpha + 1) (\alpha + 2) \cdot \dots (\alpha + n - 1)$$

переписываем наше равенство в виде:

$$M_n = \frac{(\alpha + 1)(\alpha + 2) \cdot \dots (\alpha + n - 1)}{\alpha^{n-1}}$$

Последовательно получаем¹

$$M_0 = 1$$

$$M_1 = 1$$

$$M_2 = \frac{\alpha + 1}{\alpha}$$

$$M_3 = \frac{(\alpha + 1)(\alpha + 2)}{\alpha^2}$$

$$M_4 = \frac{(\alpha + 1)(\alpha + 2)(\alpha + 3)}{\alpha^3}$$

$$M_5 = \frac{(\alpha + 1)(\alpha + 2)(\alpha + 3)(\alpha + 4)}{\alpha^4}$$

$$M_6 = \frac{(\alpha + 1)(\alpha + 2)(\alpha + 3)(\alpha + 4)(\alpha + 5)}{\alpha^5}$$

или в общем виде:

$$M_{n+1} = M_n \frac{\alpha + n}{\alpha}$$

Если мы для искомой кривой ограничиваемся третьим моментом, то для вычисления четырех коэффициентов C_0, C_1, C_2, C_3 мы должны взять для исходной кривой первые семь моментов от M_0 до M_6 .

Пишем наши уравнения в виде:

$$m_0 = C_0 M_0 + C_1 M_1 + C_2 M_2 + C_3 M_3$$

$$m_1 = C_0 M_1 + C_1 M_2 + C_2 M_3 + C_3 M_4$$

$$m_2 = C_0 M_2 + C_1 M_3 + C_2 M_4 + C_3 M_5$$

$$m_3 = C_0 M_3 + C_1 M_4 + C_2 M_5 + C_3 M_6$$

Далее, для искомой кривой, очевидно, имеем:

$$m_0 = 1; \quad m_1 = 1,$$

кроме того примем, что второй момент искомой кривой равен второму моменту исходной кривой; это соответствует тому, что наша цель «исправить» исходную кривую Пирсона лишь в отношении третьего момента, или иначе, отыскать такую кривую, в которой третий момент не был бы неразрывно связан со вторым, как это имеет место в кривой Пирсона. Подставляя все эти значения, приводим нашу систему уравнений к виду:

$$1 = C_0 + C_1 + C_2 M_2 + C_3 M_3$$

$$1 = C_0 + C_1 M_2 + C_2 M_3 + C_3 M_4$$

$$M_2 = C_0 M_2 + C_1 M_3 + C_2 M_4 + C_3 M_5$$

$$m_3 = C_0 M_3 + C_1 M_4 + C_2 M_5 + C_3 M_6$$

¹ Напоминаем, что все моменты мы на этот раз относим к началу распределения.

В этой системе все M_k нам известны, третий момент m_3 предполагаем вычисленным из нашей совокупности; следовательно, решая систему относительно неизвестных C_k , мы должны получить их выражение через α и m_3 .

Полученную систему решаем обычным методом определителей. Получаем:

$$\begin{aligned} C_0 &= 1 - \frac{\alpha^3 (m_3 - M_3)}{6} \\ C_1 &= \frac{\alpha^3 (m_3 - M_3)}{2} \\ C_2 &= -\frac{\alpha^3 (m_3 - M_3)}{2 M_2} \\ C_3 &= \frac{\alpha^3 (m_3 - M_3)}{6 M_3} \end{aligned}$$

и, подставляя в исходное выражение, будем иметь:

$$y = y_0 \left\{ 1 - \frac{\alpha^3 (m_3 - M_3)}{6} \cdot \left(1 - 3x + \frac{3x^2}{M_2} - \frac{x^3}{M_3} \right) \right\}, \quad (43)$$

где для сокращения письма мы оставили нераскрытыми символы:

$$\begin{aligned} M_2 &= 1 + \frac{1}{\alpha} = 1 + C_v^2 \\ M_3 &= \left(1 + \frac{1}{\alpha} \right) \left(1 + \frac{2}{\alpha} \right) = (1 + C_v^2) (1 + 2 C_v^2). \end{aligned}$$

Нетрудно видеть, что полученная кривая обращается в кривую Пирсона III типа в случае, когда $m_3 = M_3$, т. е. когда третий момент нашей эмпирической совокупности совпадает с третьим моментом этой кривой, или — что то же самое — когда $C_s = 2 C_v$. При всех же других значениях C_s кривая, выражаемая уравнением (43), должна, очевидно, лучше удовлетворять нашей совокупности, чем кривая Пирсона, так как никаких ограничений на значения C_s этой кривой не накладывается.

C_s может быть даже меньше, чем $2C_v$, и все же, как не трудно видеть, кривая будет выходить из начала координат.

Мы можем несколько преобразовать последнее уравнение, и тогда вышеуказанное свойство выступит еще более отчетливо. Выразим наши нецентральные третьи моменты через центральные¹.

$$\begin{aligned} m_3' &= m_3 - 3m_2 + 2 \\ M_3' &= M_3 - 3M_2 + 2, \end{aligned}$$

а поскольку $M_2 = m_2$, будем иметь:

$$m_3' - M_3' = m_3 - M_3.$$

¹ Здесь мы будем центральные моменты обозначать с индексом сверху.

С другой стороны, имеем

$$C_s = \frac{m_3'}{M_3'^{3/2}} = \frac{m_3'}{C_v^3} = m_3' \cdot \alpha^{3/2}$$

$$2C_v = \frac{M_3'}{M_2'^{3/2}} = M_3' \cdot \alpha^{3/2}.$$

Следовательно:

$$m_3 - M_3 = \frac{C_s - 2 C_v}{\alpha^{3/2}},$$

и уравнение окончательно перепишется в виде:

$$y = \frac{\alpha^x}{\Gamma(\alpha)} \cdot x^{\alpha-1} e^{-\alpha x} \left\{ 1 - \frac{\alpha^{3/2} (C_s - 2 C_v)}{6} \left(1 - 3x + \frac{3x^2}{M_2} - \frac{x^3}{M_3} \right) \right\} \quad (44)$$

Поскольку α , M_2 и M_3 зависят только от C_v , то вся кривая содержит два независимых параметра:

$$C_s \text{ и } C_v.$$

В заключение полезно провести сравнение между полученной кривой Бровковича и разобранной выше кривой Шарлье при одном лишь поправочном члене. Последняя была нами написана в виде:

$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t^2}{2}} \left\{ 1 - S \left(t - \frac{t^3}{3} \right) \right\},$$

причем нормированные¹ абсциссы t отсчитывались от центра распределения. Чтобы перейти к началу распределения и к переменной x , будем иметь, очевидное, равенство:

$$x = 1 + t \cdot C_v.$$

Кроме того имеем:

$$S = \frac{C_s}{2}.$$

Следовательно, кривая Шарлье перепишется (после умножения на

$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{C_v}$) в виде:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot C_v} e^{-\frac{(x-1)^2}{2 C_v^2}} \left\{ 1 - \frac{C_s}{2} \left(\frac{x-1}{C_v} - \frac{(x-1)^3}{3 C_v^3} \right) \right\}.$$

А так как кривая, отнесенная к началу, должна обращаться в нуль при $x=0$, то, подставляя это значение и приравнивая скобки нулю, получим:

$$C_{vs} = \frac{6 C_v^3}{1 - 3 C_v^2}.$$

¹ Напомним, что в нормированной кривой все значения переменной разделены на σ .

Здесь мы видим, во-первых, что в ряде Шарлье при ограничении одним лишь поправочным членом получается однозначная связь между C_1 и C_2 , т. е. то самое, чего мы стремимся избежать, а во-вторых, что эта кривая применима лишь к достаточно малым значениям C_2 , так как уже при $C_2 = \sqrt{\frac{1}{3}} = 0,58$, C_1 получается равным бесконечности.

В параграфе втором этой главы мы дали выражение кривой Шарлье для одного и для двух поправочных членов. Теперь мы видим, что одним поправочным членом в этом ряде мы обойтись никак не можем и должны обязательно вводить и следующий член, включающий в себя четвертый момент (или соответственно «эксцесс»). Кривая же Бровковича даже в двухчленном виде свободна от какой-либо связи между C_1 и C_2 , т. е. обладает большей гибкостью. Этим отнюдь не исключается возможность пользования кривыми Шарлье с двумя поправочными членами; но поскольку простота расчета есть также не малое преимущество, то мы считаем, что дальнейшее уточнение кривых распределения в применении к стоку должно идти по пути использования именно кривой Бр о в к о в и ч а. Тут весьма важно еще отметить, что в случае, когда для эмпирической совокупности C_2 оказывается $> 2C_1$, кривая Пирсона вся перемещается влево от начала координат, и мы приходим к физическому абсурду: возможности отрицательных значений стока. В кривой Бровковича и это ограничение отпадает: кривая при любых значениях C_1 и C_2 всегда проходит через начало координат. Этим мы отнюдь не хотим сказать, что прохождение кривых через нулевую точку обязательно при анализе случайных отклонений стока, и если мы из физических соображений (например, для зарегулированной озерной реки) в состоянии сколько-нибудь точно указать значение абсолютного минимума стока, т. е. x_0 , то мы можем и при пользовании кривой Бровковича перенести начало координат в эту точку, вычтя x_0 из всех значений стока, и далее строить кривую для нового значения $C_2' = \frac{C_2}{1-x_0}$

(C_1 , очевидно, останется прежним). Но и в этом случае кривая Бровковича будет иметь преимущество перед кривой Пирсона, так как поскольку мы определили x_0 не из совокупности, а из каких-либо физических соображений, то условие $C_2 = 2C_1$ может не быть выполнено и для нового положения начала кривой; а следовательно переход от кривой Пирсона к более гибкой кривой Бровковича и тут дает нам преимущества в строгости и точности.

5. КРИВЫЕ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ

На практике обычно пользуются не самой кривой распределения, а ее интегралом: кривой обеспеченности, выражающей вероятность того, что исследуемая случайная величина принимает значения не менее (или не более) заданного. По самому смыслу кривых распределения, или кривых плотностей вероятности, интеграл:

$$p = \int_x^{\infty} y dx \quad (45)$$

и дает нам искомую вероятность. Мы предпочитаем на практике пользоваться этим интегралом, т. е. понятием обеспеченности, во-первых, потому, что это понятие больше отвечает целевой установке гидрологических расчетов, в отношении, например, расчета водохранилища или катастрофического расхода, превышающего принятый при расчете отверстия плотины; во-вторых же потому, что из нашей совокупности (т. е. из данных за ряд лет наблюдений) мы иногда в состоянии приближенно оценить обеспеченность такого-то расхода, но никогда не в состоянии, хотя бы даже и очень грубо, оценить вероятность значений расхода внутри небольшого интервала.

Поясним эту мысль. Предположим, что мы имеем ряд значений стока за n лет наблюдений; располагаем этот ряд по восходящим значениям переменной:

$$x_1; x_2; x_3 \dots x_{n-1}; x_n.$$

Мы желаем вычислить вероятность того, что заданное значение x больше или равно x_k , причем не обращаясь ни к какой теоретической кривой, а только из нашей совокупности. Эта вероятность приближенно выразится очевидно равенством:

$$p = \frac{n-k}{n},$$

т. е. она равна отношению числа членов ряда от x_{k+1} до x_n , к общему числу членов. Такая п р и б л и ж е н н а я вероятность будет тем ближе к истинной, чем больше число n , т. е. число лет наблюдений; причем с возрастанием общего числа лет n , очевидно будет возрастать и число k , а дробь будет стремиться к постоянной величине: теоретической, или истинной, вероятности. В гидрологической практике число n , как уже неоднократно упоминалось, имеет порядок десятков лет (часто даже не многих десятков), что для подсчета вероятности стока внутри небольшого интервала, конечно, явно недостаточно, но для вычисления вероятности превышения данного значения по приведенной формуле

$$p = \frac{n-k}{n}$$

оказывается приближенно приемлемым, кроме значений, лежащих очень близко к верхнему или к нижнему значениям эмпирического ряда. Последнее становится ясным на простом примере: вероятность того, что x не меньше x_1 получается по формуле равной 1, а вероятность того, что $x > x_n$ равной нулю. И то и другое конечно неверно, так как при большем числе лет наблюдений появились бы цифры и меньшие чем x_1 , и большие чем x_n . Отчасти для компенсации этой ошибки, отчасти из некоторых косвенных соображений, относящихся к коротким рядам, предыдущую формулу на практике заменяют следующей:

$$p = \frac{n-k+0,5}{n}, \quad (46)$$

которая в приведенном примере даст соответственно:

ные значения x , иначе говоря дается не p в функции от x и C_v , а x в функции p и C_v .

Для кривой Бровковича соответственно будем иметь:

$$p = \frac{\alpha^2}{\Gamma(\alpha)} \int_{\infty}^{\infty} x^{\alpha-1} \cdot e^{-\alpha x} dx - \frac{\alpha^{\alpha+1/2} \cdot (C_v - 2C_v)}{6 \cdot \Gamma(\alpha)} \cdot \int_{\infty}^{\infty} x^{\alpha-1} \cdot e^{-\alpha x} \left(1 - 3x + \frac{3x^2}{M_2} - \frac{x^3}{M_3} \right) dx.$$

Первое слагаемое нам уже известно: это есть кривая обеспеченности для $C_v = 2C_v$. Остается вычислить второе. По счастливой случайности второй интеграл возможно выразить в конечном виде через элементарные функции. А именно он оказывается равным:

$$\frac{\alpha^{\alpha+1/2} \cdot (C_v - 2C_v)}{6 \cdot \Gamma(\alpha)} \cdot x^2 \cdot e^{-\alpha x} \left(1 - \frac{2x}{M_2} + \frac{x^2}{M_3} \right),$$

что нетрудно проверить непосредственным дифференцированием.

Таким образом мы получаем следующее выражение для кривой обеспеченности по Г. Н. Бровковичу:

$$p = p_0 - \frac{\alpha^{\alpha+1/2} (C_v - 2C_v)}{6 \cdot \Gamma(\alpha)} \cdot x^2 e^{-\alpha x} \left(1 - \frac{2x}{M_2} + \frac{x^2}{M_3} \right), \quad (48)$$

где p_0 — кривая обеспеченности по Пирсону, при $C_v = 2C_v$, а второе слагаемое имеет знак, зависящий, с одной стороны, от разности $C_v - 2C_v$; а, с другой стороны, от знака трехчлена:

$$1 - \frac{2x}{M_2} + \frac{x^2}{M_3}.$$

Этот трехчлен имеет очевидно положительный знак при очень малых значениях x , так как при $x=0$ он равен $+1$. Далее он два раза переходит через нуль при значениях x , получаемых решением квадратного уравнения:

$$x^2 - \frac{2M_3}{M_2} \cdot x + M_3 = 0,$$

а именно, при

$$x = \frac{M_3}{M_2} \pm \sqrt{\frac{M_3^2}{M_2^2} - M_3};$$

или, раскрывая символы M_2 и M_3 , получаем два очевидно положительных значения x , приводящие трехчлен к нулю:

$$x_1 = \left(1 + \frac{2}{\alpha} \right) \left(1 - \frac{1}{\sqrt{2 + \alpha}} \right) \\ x_2 = \left(1 + \frac{2}{\alpha} \right) \left(1 + \frac{1}{\sqrt{2 + \alpha}} \right)$$

Итак при всех значениях $x < x_1$ и $x > x_2$ трехчлен оказывается положительным, а при $x_1 < x < x_2$ — отрицательным. А отсюда вытекает, что при $C_v > 2C_v$ обеспеченность по кривой Бровковича будет меньше, чем по Пирсону, для малых и для очень больших значений x ; при некоторых же средних, лежащих внутри интервала от x_1 до x_2

будет несколько больше. При $C_s < 2C_v$ наоборот, как при малых ($x < x_1$), так и при очень больших ($x > x_2$) значениях x обеспеченность по кривой Бровковича, будет больше, чем по Пирсону, внутри же указанного интервала меньше.

Для кривой Бровковича в настоящее время в Государственном гидрологическом институте составляются таблицы обеспеченности. Эти таблицы должны очевидно охватывать как возможные значения C_v , так и возможные значения — положительные и отрицательные — разности $C_s - 2C_v$. Когда эта большая работа будет закончена и опубликована, внедрение кривых Бровковича в практику гидрологических расчетов сможет быть поставлено на реальную почву. В этой же книге мы вынуждены ограничиться лишь изложением самой теории, так как производить расчеты по самой формуле, без таблиц, проектировщики, конечно, не станут: это требует слишком большой траты времени. Мы лишь сочли необходимым вскрыть некоторые внутренние противоречия в практикуемом ныне методе расчета по кривой Пирсона, и изложить новый, более совершенный, и свободный от этих противоречий метод, даваемый кривыми Бровковича. Мы показали, что эти кривые представляют собою обобщение кривой Пирсона на большинство случаев, встречающихся в гидрологической практике расчетов случайных отклонений стока.

Чтобы читателю было ясно различие кривых обеспеченности по Пирсону и по Бровковичу, мы составили прилагаемый график (рис. 26). Сплошная кривая представляет собою кривую обеспеченности Пирсона для $C_v = 0,5$ и $C_s = 2C_v$; а две пунктирных кривых дают для того же значения C_v обеспеченности по Бровковичу, одна для $C_s > 2C_v$, другая для $C_s < 2C_v$. Точки с абсциссами x_1 и x_2 , в которых все эти кривые пересекаются, получаются по приведенным выше формулам, для $C = 0,5$ равными (приблизженно)

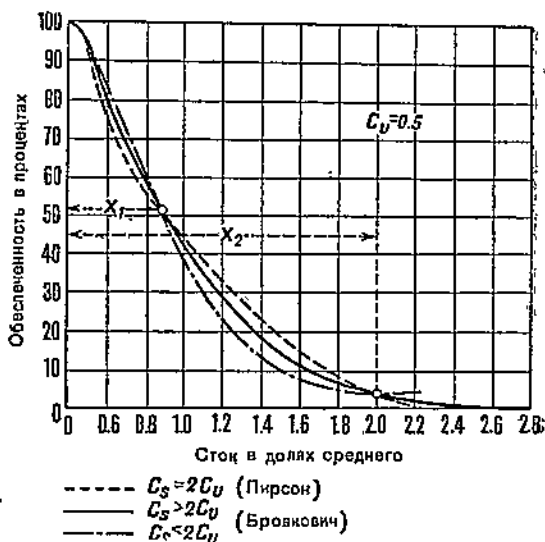


Рис. 26. Сравнительный график кривых обеспеченности Пирсона и Бровковича.

$$x_1 = 0,9$$

$$x_2 = 2,1;$$

самые же пунктирные кривые, вне этих точек, проведены без особых подсчетов, лишь для иллюстрации их характера. Они должны очевидно отклоняться от сплошной кривой тем в большей степени, чем больше абсолютное значение разности $C_s - 2C_v$. Это семейство кривых, объединяемое одним и тем же значением C_v , будет иметь три точки общего пересечения: 1) $x = 0$ (независимо от значения C_v);

$$2) x_1 = 1 + 2 C_v^2 - C_v \sqrt{1 + 2 C_v^2}$$

$$3) x_2 = 1 + 2 C_v^2 + C_v \sqrt{1 + 2 C_v^2}$$

Посмотрим теперь, какой вид имеют кривые обеспеченности при практикуемом в настоящее время методе использования кривой Пирсона, т. е. когда последняя условно сохраняется и для $C_s > 2C_v$; мы

уже указывали, что такое неравенство неизбежно влечет за собою передвижку вправо начала кривой, так как в кривой Пирсона C_s может быть больше $2C_v$ лишь при условии наличия абсолютного минимума значения x_0 . Если бы в этом случае мы относили коэффициент вариации к среднему значению $\bar{x}$, взятому от начала кривой, т. е. уменьшенному на абсолютный минимум, то очевидно вся кривая распределения просто передвинулась бы вправо, не изменяя своего очертания, определяемого одним лишь параметром C_v . Но в практикуемом методе C_v вычисляется всегда относительно среднего значения $\bar{x}$, взятого от нуля, следовательно одновременно с передвжкой кривой вправо сама кривая деформируется. Приведенные рассуждения хорошо иллюстрируются графиком (рис. 27), заимствованным

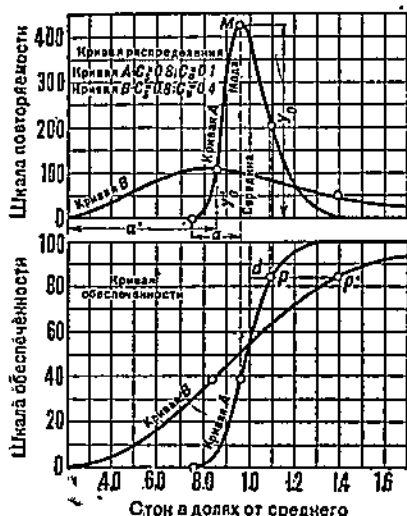


Рис. 27. Изображение кривой распределения с кривой обеспеченности по Пирсону.

нами из книги Д. Л. Соколовского (рис. 27), заимствованным

«Кривые распределения». На графике изображены две кривых распределения А и В (вверху) и им соответственные кривые обеспеченности (внизу).

Кривая А . . . $C_s = 0,8$; $C_v = 0,1$

Кривая В . . . $C_s = 0,8$; $C_v = 0,4$.

Кривая В таким образом удовлетворяет равенству $C_s = 2C_v$; в то время как для кривой А имеем $C_s = 8C_v$. В соответствии со сказанным кривая А имеет начало, сдвинутое вправо на 0,75, согласно равенству:

$$\frac{C_s}{2C_v} = \frac{1}{1 - x_0} = 4; \text{ откуда } x_0 = 0,75.$$

Но если бы мы для кривой А вычислили бы C_v относительно ее начала, то получили бы ее новое значение C_v' , такое же, как и для кривой В; т. е. $= 0,4$. Следовательно, кривая А на чертеже представилась бы тою же кривой В, только сдвинутой, как целое, вправо. То же самое относится очевидно и к нижерасположенным кривым обеспеченности: обе кривые А и В, при указанном пересчете для А оказались бы тождественными и лишь сдвинутыми одна в отношении другой¹.

¹ Мы сохранили без изменения чертеж Д. Л. Соколовского, и потому считаем нужным оговорить, что на нем в противоположность предыдущему нашему графику изображены собственно не ординаты обеспеченности, а их разности до единицы (или до 100%), т. е. интеграл берется не $\int_0^x y dx = p$; а $\int_0^x y dx = 1 - p$.

Таким образом лишь известная условность в вычислении C_u позволяет нам применять кривую Пирсона за пределами равенства, по существу для нее обязательного.

В заключение мы еще раз подчеркиваем, что если еще можно условно согласиться с применением кривой Пирсона для $C_u > 2C_v$, то ее применение, к сожалению довольно обычное, и в условиях, когда $C_u < 2C_v$, является лишь результатом неосознанного отношения к структуре кривой Пирсона и чисто механического использования существующих таблиц¹ за пределами их логической применимости.

Резюмируем вкратце все наши выводы по этой главе:

1) Кривая Пирсона может с полным правом применяться во всех случаях, когда для данной совокупности хотя бы приближенно осуществляется равенство $C_u = 2C_v$, причем поскольку вероятная ошибка в определении C_u относительно велика, то отклонения от этого равенства очень часто могут быть отнесены за счет этой ошибки.

2) Если из сравнения теоретических кривых обеспеченности с эмпирическими данными все же выясняется, что C_u значительно больше, чем $2C_v$, то применение кривой Пирсона и для этого случая равнозначно признанию существования абсолютного минимума x , что, строго говоря, не всегда может быть обосновано из физических соображений и представляет собой условность, привлекаемую лишь для правомерности применения кривой Пирсона.

3) Поскольку в гидрологии мы принципиально можем встретиться с любыми соотношениями между C_u и C_v , то необходимо перейти и к более гибкому виду кривых распределения: к типу Шарлье, или к типу Бровковича. Мы отдаем предпочтение последнему, так как в отношении гибкости он не уступает типу Шарлье, а для вычислений значительно проще и позволяет ограничиться лишь третьим моментом, в то время, как для типа Шарлье требуется вычислять и четвертый момент.

¹ Фостером была составлена таблица, приведенная и в книге Д. Л. Соколовского, по которой формально возможно подсчитать ординаты кривой обеспеченности при любых соотношениях между C_u и C_v , т. е. даже при $C_u < 2C_v$, хотя соответственная кривая распределения потеряла бы в последнем случае всякий смысл.

ГЛАВА VI

СЛУЧАЙНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА

1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Выше мы неоднократно указывали на большую роль элемента случайности в различных гидрометеорологических явлениях. Факторы, обуславливающие сток: осадки, температура, дефицит влажности и проч. дают изменения во времени, в известной степени всегда случайного характера. Например, выпадение осадков в данном месте в одних условиях погоды является более вероятным, чем в других, но как в тех, так и в других условиях, для данного места и данного момента времени оно может быть или не быть. Вероятность дождя на данное число месяца в дождливый период, конечно больше, чем в засушливый, но все же оно никогда не может быть достоверным. Изменения других факторов: температуры, дефицита влажности — происходят более плавно, охватывает одновременно большие пространства, и потому в меньшей степени являются случайными для данного места и времени, но все же и тут характер случайностей никогда не отсутствует.

Что касается стока, как явления, интегрирующего влияние различных гидрометеорологических факторов (в первую очередь осадков), то случайный характер его изменения проявляется в сильной степени, причем тем в большей, чем меньше площадь бассейна, о чем уже было сказано нами в IV главе этой книги. Чем больше площадь бассейна, или чем больше интервал времени, за который мы осредняем явления стока, тем в большей степени сглаживаются случайные отклонения, и тем больше выступает закономерный характер явления. Но для коротких периодов, даже для больших бассейнов, отклонения от среднего всегда должны рассматриваться, как наложение некоторых случайных факторов на основную закономерность.

В главе IV мы рассмотрели две основных закономерности в явлении стока: средний многолетний сток (норма) и типовое внутригодовое распределение (нормальный гидрограф).

Рассмотрим теперь, сначала в самом общем виде, непрерывные изменения стока во времени. В каждый данный момент на величину стока влияет предшествующая история, т. е. предшествующий ход всех гидрометеорологических элементов: самого стока и факторов, на него влияющих. Изменения гидрометеорологических элементов обладают в известном смысле некоторой «инерцией», разумея под этим стремление сохранить свою величину на протяжении некоторого отрезка времени. Например, погода обладает инерцией в том смысле, что ее резкие изменения встречаются сравнительно редко; статистика показывает, что если, при полном незнании метеорологических условий, мы будем каждый раз «предсказывать» на последующий день погоду сегодняшнего дня, то в среднем наш «прогноз» окажется справедливым в 70, случаях из 100. Это в первую очередь относится к таким непрерывно изменяющимся факторам, как температура, в меньшей степени к

осадкам. В отношении стока мы тоже можем утверждать, что его очень резкие изменения сравнительно мало вероятны, а поэтому прогноз стока на короткий промежуток времени вперед принципиально всегда возможен с известной степенью вероятности; если же мы обладаем данными по ходу уровня на вышележащих постах, то значимость такого краткосрочного прогноза возрастает так же как и срок, на который мы можем прогнозировать. А если мы, кроме того, обладаем и синоптической картиной основных гидрометеорологических элементов за предшествующий период и, следовательно, в состоянии учесть инерцию не только самого стока, но и факторов, на него влияющих, то достоверность нашего прогноза возрастает в еще большей степени.

Все это относится к так называемым краткосрочным прогнозам, основанным главным образом именно на том же свойстве в изменениях гидрометеорологических факторов, которое мы обозначили термином «инерция». Но к этому же вопросу мы можем подойти и с другой стороны, а именно: определяя корреляцию между двумя значениями какого-либо гидрометеорологического элемента для двух моментов времени; совершенно очевидно, что с уменьшением рассматриваемого промежутка времени коэффициент корреляции должен стремиться к единице и, наоборот, при его возрастании — к нулю; предел корреляции во времени, т. е. тот интервал, на котором коэффициент корреляции становится равным нулю, будет весьма различным для различных факторов и в различных условиях. Например, для стока он будет меньше в период половодья, и больше в период межени. Коррелятивное рассмотрение приводит нас к тем же выводам, что и предыдущее, основанное на идее инерции; по существу это лишь две различных формулировки одного и того же факта; и принципиальная возможность краткосрочных прогнозов в одинаковой степени доказывается как фактом инерции, так и фактом убывания временной корреляции в изменении стока.

Рассмотрим, в частности, вопрос о влиянии стока данного года на сток последующего года. Несомненно, что здесь преобладает элемент случайности, но тем не менее оказывается, что некоторая, хотя и весьма слабая, зависимость между стоком за известный период данного года и последующего, повидимому, существует. Вопрос этот очень мало исследован в современной науке, и поэтому мы не можем на нем подробно останавливаться, но все же считаем небезынтересным привести в виде иллюстрации график, переданный нам гидрологической частью Днепроэнергo (рис. 28).

На этом графике по оси абсцисс отложены в кубических километрах значения суммарного годового стока; а по оси ординат — соответ-

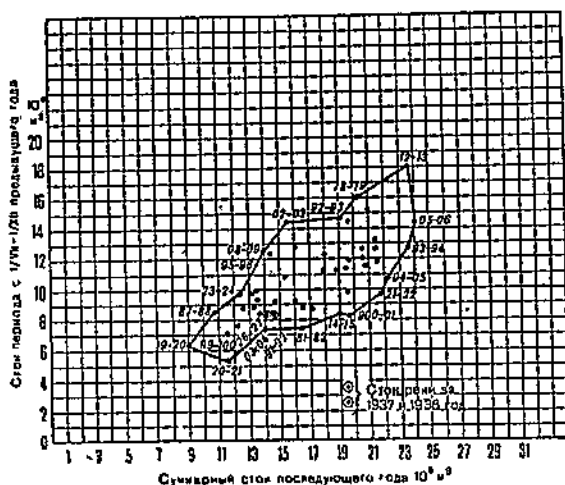


Рис. 28. Наблюдающаяся последовательность стоков предыдущего и последующего года.

ственные значения стока за период июль — ноябрь предыдущего года. Все точки хотя и получаются сильно разбросанными, но их поле все же имеет явную тенденцию сгруппироваться около некоторой наклонной прямой, что доказывает известную стохастическую связь между двумя указанными величинами. Мы подчеркиваем, что здесь мы имеем лишь частный пример чисто локального характера, но все же подтверждающий весьма вероятное предположение о наличии некоторой хотя бы и незначительной связи между стоком предыдущего года, в известной его части, и стоком года последующего. Более тесную зависимость мы получили бы для бассейнов с осенними дождями, например, при сопоставлении стока за осенний период данного года с суммарным зимним стоком, захватывающим очевидно и следующий год.

Но интересно отметить, что если мы сопоставим суммарный сток данного года с суммарным же стоком последующего года, то коррелятивная связь оказывается значительно слабее, и мы имеем даже основания считать, что она почти отсутствует.

В предыдущей главе мы изложили критерий для суждения о случайности данного ряда: в случайном ряде число экстремумов должно быть очень близко к двум третям всего числа членов; или, что то же самое, число максимумов должно быть очень близко к одной трети числа членов ряда. Попробуем применить это к какому-нибудь достаточно длинному ряду наблюдений годового стока.

Возьмем для примера изменение модуля годового стока Дона у г. Калача (по материалам строительства Волго-Донского канала).

Таблица 16

Изменение модуля годового стока р. Дон у г. Калача

Год	Модули	Год	Модули	Год	Модули	Год	Модули
1881	5,08	1892	2,54	1903	2,71	1914	1,80
1882	2,60	1893	3,97	1904	3,00	1915	5,89
1883	3,50	1894	1,96	1905	2,12	1916	3,72
1884	4,20	1895	3,76	1906	2,30	1917	5,86
1885	2,63	1896	4,04	1907	3,17	1918	2,46
1886	2,71	1897	3,32	1908	3,36	1919	3,51
1887	3,17	1898	2,89	1909	1,50	1920	5,30
1888	4,41	1899	3,66	1910	2,33	1921	2,71
1889	4,25	1900	2,61	1911	1,58	1922	3,30
1890	2,12	1901	3,07	1912	2,93	1923	2,24
1891	2,80	1902	3,20	1913	3,31	1924	3,19
						1925	2,18
						1926	5,25

На прилагаемой таблице отпечатаны курсивом все максимумы, т. е. те цифры, по обе стороны от которых стоят меньшие цифры. Число их равно 16.

Число же всех членов ряда равно 46. Мы видим на этом примере, что критерий случайности приблизительно оправдывается:

$$16 : 46 = 0.35.$$

Приблизительно то же получается и для других рек, где имеются длительные многолетние наблюдения.

Отсюда мы делаем весьма важный вывод: ряд цифр годового стока мы можем принять за случайный ряд и, следовательно, расположить те же самые цифры в любом другом порядке, например, в порядке их возрастания или убывания, что дает нам возможность полностью применить к изменениям годового стока всю изложенную в предыдущей главе теорию кривых распределения.

Внутри годовое распределение может быть охарактеризовано: 1) распределением объемов стока и 2) отдельными секундными расходами. И в том и в другом случае мы можем исходить или из календарных сроков, или из определенных характерных фаз; так, в отношении объемов мы можем, — что проще всего, — говорить об объемах месячного, или квартального, стока (в последнем случае деля год на четыре календарных сезона — зима, весна, лето и осень) или, что значительно сложнее, но во многих случаях представляет гораздо больший интерес, деля годовой период на ряд генетически различных периодов; в этом случае мы получаем (для нашего климата) половодье, летнюю межень, период осенне-дождевого питания и период ледостава. В отношении секундных расходов мы так же можем говорить о суточных или о среднемесячных секундных расходах, что опять-таки гидрологически представляет меньший интерес, или о характерных секундных расходах: максимальный расход весеннего паводка, максимальный и минимальный секундный расход межени, пик осеннего паводка, максимальный и минимальный расход начала ледостава, минимальный зимний расход и прочее.

Совершенно ясно, что если мы рассматриваем эти объемы и секундные расходы внутри данного года, то между ними в некоторых случаях должна быть определенная корреляция; так, например, интенсивное половодье, поскольку оно отчасти обуславливается слабым впитыванием воды в почву, часто влечет за собой низкую межень, а интенсивность осеннего паводка частично может влиять на зимние расходы, в смысле их увеличения, так как осеннее впитывание обычно довольно велико. Но если мы будем рассматривать генетически однородные объемы стока в целом ряде лет или, таким же образом, однородные характерные расходы, то очевидно связь между членами такого ряда должна полностью отсутствовать; если чередование даже годовых стоков представляет собой ряд чисто случайный, то тем в большей степени это должно относиться к ряду оторванных друг от друга во времени генетически однородных объемов или расходов. Это положение, физически совершенно ясное, полностью подтверждается и статистическим анализом. Следовательно, и здесь мы полностью вправе применить всю теорию кривых распределения.

2. ГОДОВЫЕ ОТКЛОНЕНИЯ ОТ НОРМЫ

В предыдущем параграфе было показано, что отклонения годового стока от нормы представляют собой случайный ряд. Добавим здесь, что в уравнении баланса всего речного бассейна для годового периода входит член u ; прибыль или убыль запаса грунтовых вод за данный период; хотя колебания запаса грунтовых вод для большинства бассейнов не так велики, но все же и не настолько малы, чтобы ими возможно было пренебречь при подсчетах.

Важнейшую роль тут играют, конечно, атмосферные осадки, но не данного только года, а и ряда предыдущих лет, так как время добегания подземного стока весьма велико, и для различных частей бассейна определяется периодами от недель и месяцев до многих лет. В общем изменение запаса за данный год представляется зависящим от столь многих факторов чисто случайного характера, что об установлении здесь какой-либо закономерности не может быть и речи. Следовательно, из трех слагаемых, стоящих вправо в уравнении

$$x = y + z + u$$

по крайней мере y и u носят в значительной степени изменчивый и случайный характер¹.

Переходим непосредственно к анализу годовых отклонений. Согласно изложенной в предыдущей главе теории, вопрос сводится к определению двух параметров: C_v и C_s и к принятию определенной кривой распределения. Здесь мы будем говорить только о кривой Пирсона III типа, так как расширение этого типа, данное Г. Н. Бровковичем, и нами весьма рекомендуемое, пока еще не нашло себе практического применения.

Во всяком случае, и при переходе к кривым Бровковича, тоже совершенно достаточно определения из данного ряда только двух указанных параметров. Прежде всего ставится вопрос о точности вычисления этих параметров из эмпирического ряда. Значение вероятной ошибки теоретически дается лишь в применении к нормальному распределению: в общем же случае относительно этой ошибки мы можем только утверждать, что она убывает с корнем квадратным из числа членов. Фостером были вычислены вероятные значения ошибок для C_v и C_s , исходя из предположения, что данные наблюдений стока следуют теоретической кривой. В результате им были получены следующие приближенные цифры:

Число лет	Ошибки C_v (в %)	Ошибки C_s (в %)
100	0,3—0,4	8—11
20	1,2—2	29—32
10	2—3,5	49—51
5	5—8	70—83

Таким образом мы видим, что ошибка в вычислении коэффициента вариации вообще довольно мала, и, повидимому, во многих случаях десятилетнего периода вполне достаточно для гидрологических расчетов с точностью, удовлетворяющей практической потребности. Что же касается до второго параметра, то даже для двадцатилетнего периода вероятная ошибка достигает 30%; при малом же числе лет она чрезвычайно велика. Это обстоятельство, на важность которого мы указывали и выше, играет очень большую роль в практической оценке той или иной кривой распределения².

¹ Испарение z хотя и изменчиво, но в меньшей степени и в основном зависит (для года) от одного фактора — температуры.

² Отметим, что действительные ошибки, повидимому, могут еще превышать вычисленные Фостером, на что указывает Д. Л. Соколовский.

Газеном были произведены подсчеты значений C_s для 50 американских рек, с средним периодом наблюдений 25—28 лет, причем отношения $\frac{C_s}{C_n}$ были получены от 1,03 до 1,70; иными словами, условие, требуемое кривой Пирсона $C_s = 2C_n$, явно не удовлетворяется. Можно ли это обстоятельство полностью отнести за счет недостаточности числа лет наблюдений? Мы полагаем, что нет, так как при 25-годовых наблюдениях вероятная ошибка, согласно Фостеру, не может быть больше 30%. Здесь же мы имеем отклонения, доходящие до 50%. Кроме того, весьма характерно, что для всех 50 рек отклонения от указанного равенства получались в одну и ту же сторону, т. е. везде C_s меньше, чем $2C_n$. Мы видим здесь одно из доказательств того, что кривая Пирсона все же не достаточно хорошо удовлетворяет наблюдаемым отклонениям стока от нормы; причем опять-таки подчеркиваем сказанное в предыдущей главе, что при $C_s < 2C_n$ кривая распределения включает в себя отрицательную ветвь, и интеграл:

$$\int_0^{\infty} y dx \neq 1$$

оказывается не равным единице, что вносит чрезвычайную путаницу в весь расчет. В современной гидрологической литературе встречаются иногда попытки обосновать такое отклонение для бассейна с недостаточным питанием; говорят, что если для данного бассейна при некоторых условиях осадков, температуры и пр. физически возможно полное поглощение осадков испарением и нулевое значение стока, то, следовательно, возможны и еще худшие условия, которые таким образом будут соответствовать стоку, меньшему нулевого или «отрицательному». Нам представляется, что здесь имеет место недоразумение. В гидрологии мы очень часто встречаемся с функциями, которые имеют нулевое значение вплоть до некоторого определенного значения аргумента, а далее возрастают; и совершенно нет надобности считать, что влево от нулевой точки обязательно должны иметь место отрицательные значения. Например, при определении твердого стока данной реки мы имеем такой расход, при котором твердый сток из-за малых скоростей отсутствует; для всех периодов, когда расход меньше этой предельной величины, твердый сток равен нулю, и никогда не отрицателен. Мы привели аналогию из совершенно другой области, но то же самое относится, очевидно, и к данному вопросу.

Б. Д. Зайковым произведены вычисления C_s для 128 рек СССР. Даем выдержку из его таблицы (см. стр. 120).

Для огромного большинства рек при сравнительно коротком ряде их наблюдений такое вычисление C_s было бы слишком грубым. Но мы имеем возможность иногда косвенным путем получить, хотя бы и весьма приближенно, некоторое представление о соотношении между C_s и C_n по крайней мере для рек с длительным рядом наблюдений.

Мы наносим из эмпирического ряда точки, соответствующие приближенной обеспеченности, по формуле

$$p = \frac{n - k + 0,5}{n}$$

Изменчивость годового стока рек СССР
Коэффициенты вариации рек СССР

Таблица 17

№№ п/п	Река	П у н к т	Площадь водосбора в км	Число наблю- дений	Модуль стока (в л/сек с 1 км)	C_v
1	2	3	4	5	6	7

Малые и средние водосборы

1	Нива	1183 км Кировской ж.д.	12.732	11	12,3	0,19
2	Свирь	Пиркиничи	67.493	48	9,5	0,16
3	Печора	Якша	9.500	19	16,4	0,17
4	Шексна	Крохино	13.956	38	9,1	0,21
5	Сухона	Рабошняга	15.800	43	9,8	0,26
6	Волга	Калинин	24.660	50	7,4	0,25
7	Десна	Брянск	13.520	39	5,8	0,29
8	Ока	Орел	4.870	45	4,1	0,34
9	Москва	Павшино	7.400	42	6,6	0,31
10	Дон	Гремяче	60.111	37	3,7	0,29
11	Белая	Уфа	99.500	50	8,0	0,27
12	Северный Донец	Светличное	52.796	38	2,2	0,38
13	Салгир	Симферополь	321	19	4,1	0,62
14	Зея	Дамбуки	57.570	13	8,5	0,22
15	Томь	Кузнецк	25.600	36	24,5	0,20

Большие водосборы

16	Волга	Ярославль	154.000	53	7,4	0,24
17	Волга	Горький	478.740	27	6,4	0,21
18	Волга	Чебоксары	603.390	56	6,2	0,20
19	Волга	Куйбышев	1.222.000	52	6,4	0,20
20	Волга	Сталинград	1.354.270	47	6,3	0,19
21	Кама	Мологов	167.500	51	10,9	0,19
22	Дон	Калач	223.941	51	3,0	0,32
23	Обь	Новосибирск	246.000	39	7,2	0,21
24	Иртыш	Семипалатинск	190.533	28	5,4	0,24
25	Енисей	Красноярск	302.000	30	9,3	0,12
26	Ангара	Исток	557.000	36	3,3	0,16

и затем проводим для данного значения C_v и для различных значений C_s теоретические кривые обеспеченности. Если при некотором соотношении $C_s : C_v$ теоретические кривые явно ближе подходят к эмпирическим точкам, то это дает нам основание считать, что данное соотношение лучше отвечает действительности. Такая работа была проделана для ряда рек СССР. Из книги Д. Л. Соколовского мы приводим, в виде иллюстрации, два графика: первый (рис. 29) относится к реке Южный Буг; теоретические кривые проведены в двух предположениях $C_s = 2C_v$ и $C_s = 3C_v$; мы видим, что обе кривые очень мало отличаются друг от друга, и почти в одинаковой степени удовлетворяют эмпирическим точкам.

Другую картину мы имеем для реки Свирь (рис. 30): здесь кривая, проведенная для $C_s = 8C_v$, значительно лучше подходит к эмпирической совокупности, чем кривая $C_s = 2C_v$. Напомним, что река Свирь вытекает из Онежского озера и является рекой со значительной естественной зарегулированностью. Тем не менее, важно отметить, что даже при таком диапазоне (C_s от $2C_v$ до $8C_v$) все же расхождение между двумя кривыми обеспеченности не может считаться слишком большим.

На основании всех составленных им графиков Д. Л. Соколовский приходит к выводам:

«1. Теоретические кривые продолжительности третьего типа достаточно хорошо отвечают наблюдаемому распределению годового стока на реках Европейской части СССР.

2. Из кривых продолжительности, проведенных при разных значениях C_s , ни одна не выражает заметно лучшего соответствия эмпири-

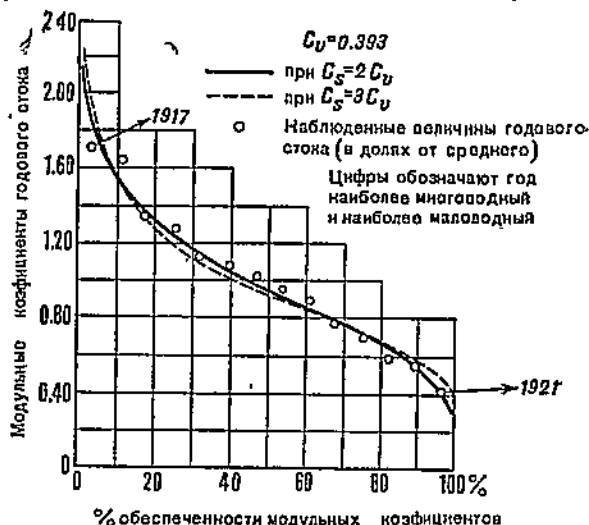


Рис. 29. Кривая обеспеченности (продолжительности) модульных коэффициентов годового стока за период 1914—1927 гг. для р. Южный Буг.

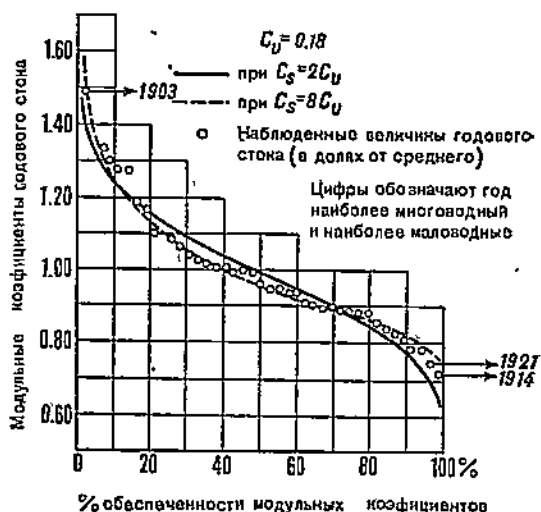


Рис. 30. Кривая обеспеченности (продолжительности) модульных коэффициентов годового стока за период 1881—1922 гг. для р. Свирь у Пиркиничи.

ческому распределению годового стока, но все они проходят очень близко одна от другой, и расхождение между ними находится в пределах точности метода.

3. В связи с этим наиболее целесообразное решение вопроса заключается в приравнивании коэффициента несимметрии удвоенному значению коэффициента вариации.

Эти выводы, обосновывающие закономерное применение кривой Пирсона третьего типа, в общем мы считаем приемлемым, хотя мы не

совсем согласны с п. 2-м, в том, что «расхождение находится в пределах точности метода». Нам представляется, что оно зачастую далеко выходит за пределы возможных ошибок, что говорит против универсальности кривой Пирсона. Например, для реки Свирь наиболее близкое к эмпирическому ряду значение коэффициента асимметрии отклоняется от теоретического на величину, в несколько раз превышающую вероятную ошибку.

Поэтому мы считаем, что более строгий и более точный анализ отклонений годового стока должен опять-таки базироваться на изложенном выше расширении кривой Пирсона третьего типа; но на современном этапе мы конечно всегда можем пользоваться этим типом кривой в первом приближении, зная, что даже при больших отклонениях от теоретического равенства

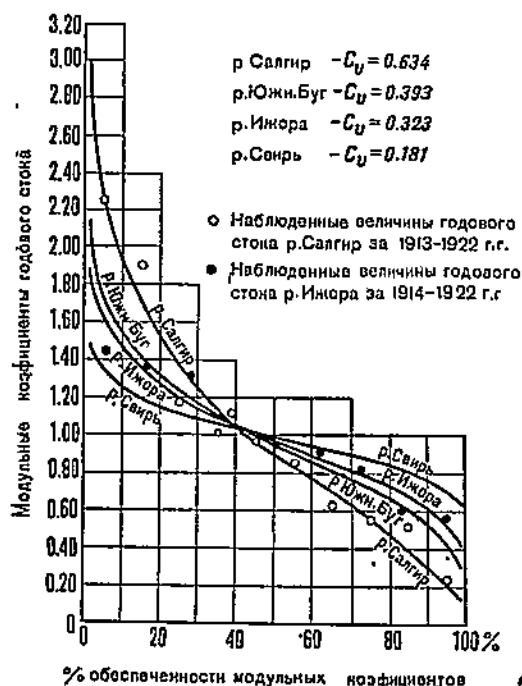


Рис. 31. Кривая обеспеченности (продолжительности) модульных коэффициентов годового стока рек Салгир, Южный Буг, Ижора и Свирь (при $C_u = 2C_v$).

кривые обеспеченности не будут очень сильно уклоняться от истинных.

Мы приводим еще один график (рис. 31), составленный также Д. Л. Соколовским, где в совмещенном виде показаны кривые обеспеченности для четырех рек: Салгир, Южный Буг, Ижора и Свирь. Причем все четыре кривых построены с соблюдением условия $C_u = 2C_v$.

Мы видим здесь, что для рек более засушливого района кривые обеспеченности идут круче, чем для рек более влажного района, как это и должно быть.

Д. Л. Соколовским был также подвергнут детальному анализу вопрос об устойчивости значений C_v при коротких рядах наблюдений. Как уже было сказано, десятилетних наблюдений, повидимому, для практических целей более или менее достаточно. Но во многих случаях нам приходится иметь дело с рядами, еще более короткими. Кроме того необходимо помнить, что коэффициент вариации есть отношение сред-

него квадратичного отклонения к среднему; и если это среднее получается из того же числа лет наблюдений, а среднее квадратичное отклонение берется относительно этого среднего, то тут возможны ошибки, не учитываемые в вышеприведенном анализе Фостера. Дело в том, что короткий период наблюдений может соответствовать периоду, или более влажному или, наоборот, более засушливому, что даст соответственное среднее значение, или преувеличенное, или преуменьшенное.

Отнесенное к этим значениям средне-квадратичное отклонение может дать ошибку, значительно превышающую ту, которая получилась бы при том же ряде наблюдений, если бы он включал в себя и засушливые и влажные годы. Д. Л. Соколовский рекомендует, и с нашей точки зрения совершенно правильно, относить в этих случаях средне-квадратичные отклонения к среднему, получаемому не непосредственно из данного ряда, а косвенным теоретическим путем; вопрос об определении среднего стока (нормы) для бассейнов с малым числом лет наблюдений был нами подробно разобран в главе IV этой книги; таким образом, возможно отделить друг от друга вычисление нормы, и вычисление средне-квадратичного, и результат должен получиться лучше.

Но далее возможны случаи, когда вычисление C_v из непосредственных данных вообще неосуществимо: например для одного-двух лет наблюдений или, наконец, при полном отсутствии гидрометрических данных по реке. Здесь мы подходим к необходимости детального физического анализа самой сущности коэффициента вариации: от каких факторов должно зависеть его значение для разных бассейнов? Несомненно, что в первую очередь здесь должно сказаться влияние климатических условий: в зонах большого увлажнения и меньшего испарения относительные колебания годового стока должны быть меньше; наоборот, в зонах большого испарения и сравнительно малого количества осадков эти колебания должны быть больше. Но кроме того, как выяснилось из ряда работ и в частности Д. Л. Соколовского с одной стороны, и С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля с другой, на коэффициент вариации оказывает влияние и размер площади бассейна. Физически это вполне понятно, так как сток с данного бассейна интегрирует сток с отдельных мелких бассейнов и таким образом сглаживает их колебания. Поэтому при тех же физико-географических, и в частности климатических, условиях коэффициент вариаций должен убывать с размером площади бассейна.

Д. Л. Соколовским по данным 24 рек Европейской части СССР была составлена эмпирическая формула следующего вида:

$$C_v = a + b \log (F + i), \quad (49)$$

где F — площадь бассейна в квадратных километрах, а единица к ней прибавлена для того, чтобы при экстраполяции к бассейну бесконечно малой площади не получить бесконечно большого значения C_v .

В этом уравнении параметр a определяется физико-географически и в первую очередь климатическими условиями и на прилагаемой карте, составленной автором этой формулы, этот параметр представлен в виде изолиний со значениями, возрастающими с севера на юг (рис. 32).

Второй параметр b имеет постоянное значение, равное 0,063. С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем составлена по тем же данным формула

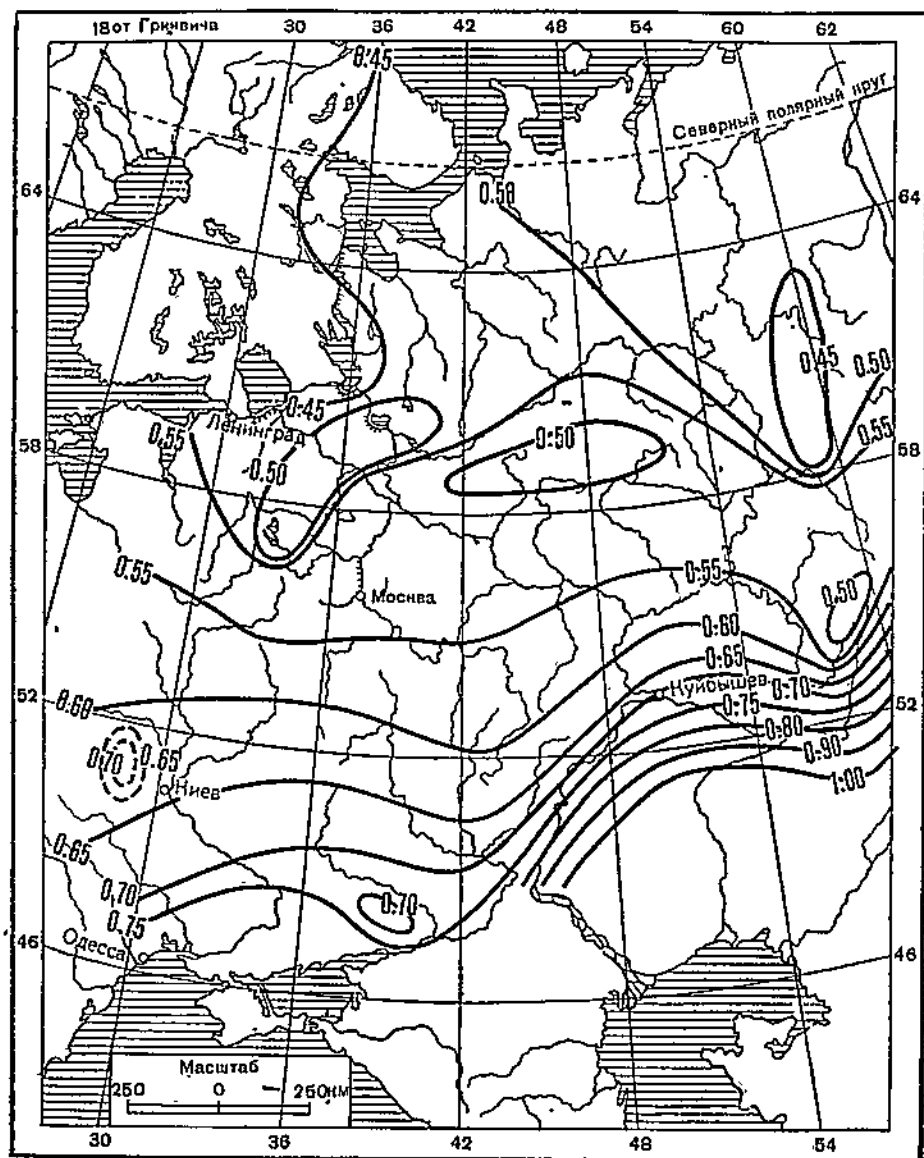


Рис. 32. Карта изолиний географического параметра a в формуле Д. Л. Соколовского.

другого вида:

$$C_0 = \frac{A}{F^{0,66}}, \quad (50)$$

где параметр A также является физико-географическим фактором, и также может быть представлен на карте в виде изолиний¹. Обе приве-

¹ Эта карта приведена в нашей книге «Гидрология суши».

денных формулы, несмотря на их внешнее различие, приблизительно одинаково хорошо удовлетворяют эмпирическим данным.

В заключение отметим, что, как это было найдено С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем, коэффициент вариации находится в определенной зависимости и от нормы стока. В приведенных двух формулах эта зависимость в явном виде не фигурирует, а скрыта в климатических параметрах A и a . Указанные авторы задались целью представить эту зависимость в явном виде. Поскольку норма стока возрастает с влажностью района, т. е. в том же направлении, в каком убывает коэффициент вариации, то совершенно ясно, что в эмпирической формуле средний многолетний модуль стока должен стоять в знаменателе. Таким путем указанные авторы получили видоизменение своей предыдущей формулы, дав ее уже с постоянным числителем в виде:

$$C_v = \frac{0,83}{F^{0,06} \cdot q^{0,27}} \quad (51)$$

Остается рассмотреть вопрос о влиянии озерности бассейна на коэффициент вариаций и асимметрии; как не трудно себе представить, река, вытекающая из озера, как естественного его регулятора, должна иметь более низкое значение C_v ; это в общем и оправдывается на целом ряде бассейнов, но выразить это влияние в количественном отношении, в виде какой-либо эмпирической формулы, чрезвычайно затруднительно, поскольку общее число бассейнов с достаточно длительным периодом наблюдений не весьма велико, а озерных бассейнов вообще сравнительно мало. Для определения этого влияния необходимо было бы иметь для одного и того же физико-географического района с одними и теми же климатическими характеристиками данные и по озерным, и по неозерным рекам; таких данных в достаточном количестве не имеется. В общем мы можем утверждать, что: 1) озерность понижает C_v и 2) озерность повышает отношение $C_v : C_v$. Так, например, мы видели, что для реки Свири C_v оказывается близким к $8C_v$; при этом необходимо отметить, что возрастание отношения $C_v : C_v$ обусловливается, по нашему мнению, не возрастанием числителя, а убыванием знаменателя. Мы уже неоднократно указывали, что определение C_v весьма неточно, и в действительности у нас оно определено лишь для весьма малого числа бассейнов; поэтому данное утверждение не может быть строго обосновано; но все же из сравнения хотя бы приведенных выше двух примеров: реки Южный Буг (рис. 28) и реки Свири (рис. 29) становится ясным, что в основном влияние озерности сказывается на уменьшении C_v .

Что касается до роли болот, то мы не обладаем никакими данными для того, чтобы констатировать их влияние на величину C_v , но нужно предполагать, что оно должно быть совершенно ничтожным, так как регулирующей способностью, по крайней мере для годового стока, болота не обладают.

3. ВНУТРИГОДОВЫЕ ОТКЛОНЕНИЯ

Общие закономерности, относящиеся к внутригодовому распределению, были рассмотрены в главе IV; отклонения от этих закономерностей, или иначе от нормального гидрографа, носят, как было уже

сказано, случайный характер. При анализе внутригодового распределения мы обычно имеем в виду одну из двух практически важных задач: гидрологический прогноз или гидрологический расчет. Если мы сравниваем две генетически разнородных фазы, связанные временной последовательностью, и ищем зависимость, которая позволила бы нам определить наиболее вероятные значения последующей фазы по данным предыдущей (включая, разумеется, и весь комплекс метеорологических условий), то это и есть задача гидрологического прогноза, в которой, наряду с моментом случайности, играет несомненную роль и закономерность, обуславливающая самую возможность прогноза. Если же мы сравниваем генетически однородные фазы для различных лет, т. е. не связанные временной последовательностью, оторванные друг от друга во времени и ищем лишь их вероятность, то в этом задача гидрологического расчета; тут элемент случайности играет основную роль. При гидрологических расчетах мы не задаемся вопросом о том, какой объем стока, или какой расход будет иметь место в ближайшее половодье, а ставим вопрос лишь о вероятности того или иного объема или расхода.

Начнем с объемов стока; разделение годового гидрографа на отдельные объемы может быть произведено или по чисто генетическим признакам, или по календарным срокам; в первом случае мы берем, например, объем половодья для каждого года от его начала и до конца и сравниваем такие объемы за ряд лет; по существу это было бы наиболее правильным, но на практике мы встречаемся с затруднениями в смысле определения конца половодья, так как переход от весеннего режима к межени очень часто происходит весьма плавно и скольконибудь четкой границы мы наметить не можем. Поэтому мы зачастую пользуемся вторым методом, более грубым в гидрологическом отношении, но зато более определенным, а именно: методом календарного расчленения; мы выбираем из всего ряда лет один такой период, который включает в себя половодье за все годы; и то же самое по отношению к меженному стоку, зимнему режиму и пр.

Г. В. Казанцевым для юга европейской части СССР были выбраны следующие периоды: осень — октябрь-ноябрь, зима — декабрь-февраль, весна — март-май, лето — июнь-июль, лето — август-сентябрь.

Для этих сезонов им были определены в процентах к среднему объему стока для многоводных, средних и маловодных лет. Приводим некоторые выдержки: для реки Тетерева в весенний период объем стока составляет от 35% в маловодный год до 86% в многоводный. Осенний же сток, наоборот, для маловодного года составляет от 7 до 19%, а в многоводный лишь 3,5%. Для реки Дона у Калача весенний сток колеблется в процентах гораздо меньших пределов: от 65% до 84%; и тут мы видим повышение осеннего стока в маловодный год по сравнению с многоводным: для первых — 6-7%, для вторых — 3-4,5%.

Для третьего рассмотренного им бассейна реки Северный Донец у Светличного процентное отношение весеннего стока к годовому несколько больше отличается для маловодных и многоводных лет: для первых 47—70%, для вторых 72—82%. В общем же для всего юга весенний сток составляет в среднем около $\frac{1}{3}$ годового стока, причем ход годового и весеннего стока по данным нескольких рек идет почти строго параллельно.

Статистический анализ отклонения объемов от среднего исследован был в немногих случаях и то лишь для весеннего половодья, ввиду практической важности этого вопроса для расчетов водохранилищ. Так, например, С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель определили кривую обеспеченности весеннего стока реки Москва у Бабьегородской плотины, причем значения C_v и C_s оказались: $C_v = 0,40$; $C_s = 1,20$. Иными словами, мы имеем здесь $C_s = 3C_v$. То же было сделано другими авторами для реки Волги, и некоторых других, каждый раз в связи с проектированием водохранилищ. Для меженного летнего стока реки Москвы у Бабьегородской плотины упомянутыми авторами получена кривая обеспеченности, изображенная на рис. 33. Значения параметров, полученные: $C_v = 0,43$, $C_s = 0,86$, т. е. коэффициент асимметрии равен удвоенному коэффициенту вариации.

Вообще, как сказано выше, по статистическому анализу объемов сделано до сих пор сравнительно мало. Гораздо большее применение получил статистический анализ в отношении характерных расходов, и в частности расходов максимальных. Д. Л. Соколовским был собран и обработан материал по 471 речным бассейнам СССР. Для части бассейнов им был вычислен коэффициент вариации максимального расхода, а для некоторых с более длительным рядом наблюдений и коэффициент асимметрии. Впрочем, в большинстве случаев автор отказывается от значения C_s , непосредственно полученного из дан-

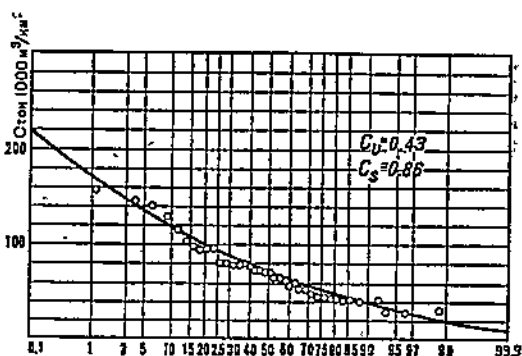


Рис. 33. Меженный летний сток р. Москвы у Бабьегородской плотины.

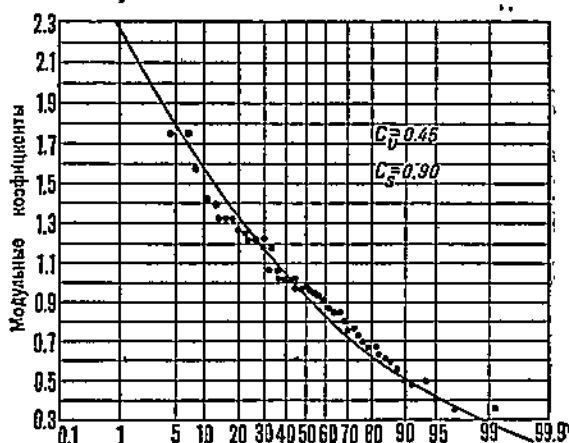


Рис. 34. Суточный минимум (в долях от среднего) р. Волги у г. Куйбышева.

ных наблюдений, и принимает его равным или $2C_v$, или иногда несколько выше. Действительно, для характеристики чрезвычайной неточности в непосредственном вычислении C_s укажем на некоторые, полученные Д. Л. Соколовским, парадоксальные значения, например, для реки Днестра при 34 годовых наблюдениях C_s оказалось равным 0,02; для реки Оки у Муром (48 лет наблюдений) C_v и C_s оказались почти равными: 0,36 и 0,37. Для реки Томи у г. Кузнецка по данным 38 лет наблюдений тоже получилось $C_v = 0,24$ и $C_s = 0,25$, т. е. опять-таки почти равными. Считая эти значения C_s мало вероятными, Д. Л. Соколовский во всех приведенных случаях принимает и, конечно, правильно равен-

ство: $C_s = 2C_s$, отказываясь таким образом от значений, вычисленных даже из сравнительно многолетнего ряда.

Что касается до применения статистического анализа к минимальным расходам, то мы имеем лишь немногие данные: например, С. Н. Крицким и М. Ф. Менжелем была получена кривая обеспеченности для реки Волги у Куйбышева, изображенная нами на рис. 34. Численное значение параметров получено ими: $C_s = 0,45$; $C = 0,90$. Таким образом, при выполнении обычного равенства, точки, как видно по графику, ложатся на кривую весьма хорошо.

Б. В. Поляковым для минимальных расходов реки Волги у Камышина была построена кривая обеспеченности при значениях: $C = 0,499$ и $C_s = 0,916$, т. е. опять-таки основное равенство, требуемое кривой Пирсона третьего рода, и здесь сравнительно хорошо выполняются.

М. Э. Шевелев, в результате обработки данных по ряду рек, предлагает брать коэффициент вариации минимального стока приблизительно равным коэффициенту вариации годового стока, что впрочем приводит к ошибке $\pm 24\%$.

Вообще говоря, широкое применение кривых распределения нашло себе место главным образом в вопросах годовых отклонений, и отчасти для максимальных расходов, но, по существу говоря, в этом же направлении должна быть проделана работа и в отношении всех внутригодовых отклонений как объемов, так и характерных расходов.

ГЛАВА VII

ЛИВНЕВЫЙ СТОК

1. ТЕОРИЯ ВОПРОСА

В наших климатических условиях, как и вообще в средних широтах, ливни представляют собой обычно одиночные, сравнительно редкие выпадения осадков большой интенсивности, но малой продолжительности и со столь же малой площадью орошения. В тропиках и в некоторых субтропиках ливневые выпадения могут иметь и большую продолжительность и большую площадь орошения, следствием чего там является ливневое половодье летнего периода. В наших же условиях, именно в виду малой площади орошения, ливневой сток представляет практический интерес лишь в отношении очень малых бассейнов; действительно, при обычной площади орошения ливня в несколько квадратных километров или даже в несколько десятков квадратных километров, но при большом расстоянии от одной ливневой тучи до другой, ливневое выпадение очевидно не может оказать сколько-нибудь существенного влияния на расход воды в реке, площадь бассейна которой выражается многими сотнями или тысячами квадратных километров. Для малых же бассейнов, порядка немногих сотен квадратных километров или тем более десятков квадратных километров, ливень вызывает определенную паводочную волну, иногда довольно значительную. Наконец, в бассейнах совсем малых сток в течение всего года может почти или совсем отсутствовать, и лишь в период таяния снега, а также непосредственно после ливня, в них появляются с резким подъемом значительные расходы воды. При этом отметим, что для этих малых бассейнов максимальный расход должен получиться не от таяния снега, а от ливней, так как интенсивность ливня во много раз превышает интенсивность снеготаяния: первое выражается величиной порядка миллиметров в минуту, а вторая измеряется миллиметрами в час. С другой стороны, площадь одновременного снеготаяния (о чем в следующей главе будет сказано подробно) во много раз превышает площадь орошения ливня, откуда и вытекает, что для больших бассейнов, площадью в сотни и тысячи квадратных километров, максимальный расход весеннего стока должен превышать максимальный расход от ливня.

Вопрос о характеристиках ливневых осадков был нами рассмотрен в главе II, а основы теории склонового стока, играющего основную роль в образовании ливневой паводочной волны, были нами изложены в главе IV. Изложенные там данные и соображения приложим к анализу ливневого стока в малых бассейнах.

Ливневая паводочная волна должна находиться в зависимости от величины орошаемой площади бассейна и от интенсивности и продолжительности ливня. Первая в свою очередь, зависит от: 1) размеров и конфигурации бассейна, 2) от направления влагоносного ветра, 3) от

ширины ливневой тучи и 4) от положения оси тучи по отношению к рассматриваемому створу. Из этих факторов первый является постоянным для данного бассейна, второй — до некоторой степени также постоянным, поскольку в данной местности имеется господствующее направление влагоносных ветров; третий (ширина ливневой тучи) является случайным и изменяется в известных пределах, причем эти изменения могут быть выражены в виде некоторой кривой распределения, с ограниченными нижним и верхним пределами; что же касается до четвертого фактора, т. е. положений тучи в отношении площади бассейна, то это фактор также случайный, причем имеющий несомненно *один и тот же* вероятностный для всех возможных в известных пределах значений (кривая распределения для такой величины выразится прямоугольником с площадью, равной единице).

Предположим, что в некоторый момент времени, который мы условно принимаем за нуль, начался ливень, орошающий некоторую определенную часть нашего бассейна. Время добегания от ближайшей к замыкающему створу точки бассейна пусть будет τ_1 , а для самой дальней τ_2 . Продолжительность ливня обозначим через T ; в таком случае начало ливневой волны в створе будет иметь место в момент τ_1 , а конец в момент $\tau_2 + T$; что касается максимального расхода, т. е. гребня волны, то он будет находиться где-то в промежутке между τ_1 и τ_2 если $T < \tau_2$ и в промежутке между τ_2 и $\tau_2 + T$, если $T > \tau_2$.

В общей форме задача распределения во времени секундных расходов паводочной волны является чрезвычайно сложной. Выше в главе IV мы дали общее теоретическое построение для решения этой задачи, но там же указали, что доведение этого решения до практических результатов встречает очень большие технические затруднения; и это даже в том случае, если мы ограничимся не построением всей паводочной волны, а лишь определением пика этой волны, что для практических расчетов было бы вполне достаточным.

Упростим задачу определения максимального расхода ливневого стока следующими частными предпосылками. Будем считать бассейн настолько малым, а ливневую тучу достаточно большой, чтобы весь бассейн одновременно орошался ливнем. Далее, временно откажемся от учета потерь: потери на испарение в течение ливня и последующего короткого периода ливневой волны в большинстве случаев ничтожно малы и можно говорить лишь о потерях на фильтрацию. Последние иногда бывают довольно значительными и отбрасывать их, по существу говоря, нельзя, но, во-первых, в некоторых случаях эти потери все же не очень велики, и для практических расчетов их игнорирование может дать лишь некоторый запас, а, во-вторых, и самое главное, ошибка, которую зачастую делают, принимая неверную схему ливневого стока, во много раз превышает ошибку от игнорирования потерь на фильтрацию.

Представим себе далее, что продолжительность ливня в этом случае больше максимального времени добегания с наиболее удлиненной части бассейна; тогда очевидно максимальный расход получится в условиях, когда вода стекает одновременно со всего бассейна, т. е. для максимального расхода мы будем иметь очевидное равенство:

$$Q_{\max} = \omega \cdot h.$$

Но такое крайнее предположение может оправдываться лишь для совсем небольших бассейнов, поскольку продолжительность ливня в

большинстве случаев не более 30 минут, а такое значение для максимального времени добегаания может иметь место, например, для небольшого оврага, и вообще лишь для очень малой площади бассейна. Практически гораздо более интересен случай, когда максимальное время добегаания значительно превышает продолжительность ливня. Этот случай мы и рассмотрим.

Предположим, что для данного бассейна мы сумели вычислить времена добегаания для всех его точек и нанесли на план изохроны. Составим график, где по оси абсцисс будем откладывать времена добегаания а по оси ординат соответственные площади от замыкающего створа до изохроны, характеризуемой данным значением абсциссы τ . Мы получим кривую, которая будет характеризовать наш бассейн с интересующей нас точки зрения ливневого стока. При наших допущениях ординаты этой кривой, помноженные на интенсивность ливня (предполагая последнюю равномерной), дадут нам очевидно гидрограф ливневого

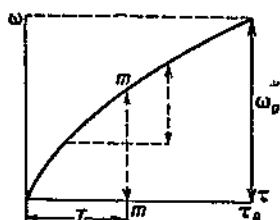


Рис. 35. Овражный тип бассейна.

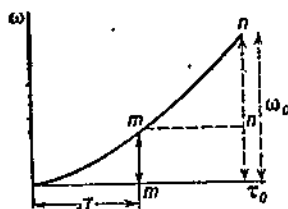


Рис. 36. Долинный тип бассейна.

стока во времени. В частности, для очень малых бассейнов мы можем ограничиться двумя основными формами данной кривой: выпуклой (рис. 35) и вогнутой (рис. 36), что будет соответствовать двум возможным типам элементарных бассейнов. В первом типе, который мы назовем «овражным», кривая сначала подымается круто, а затем идет более полого, что означает, что расстояние между изохронами вначале больше, а затем уменьшается; или, иначе говоря, крутизна склонов уменьшается от замыкающего створа вверх. Второй тип, который мы назовем «долинным», имеет обратное соотношение: склоны от тальвега идут сначала более полого, а ближе к водоразделу становятся более крутыми. Для обоих бассейнов до момента T кривая дает изменения стока во времени по уравнению:

$$Q = \omega_{\tau} \cdot h.$$

Далее значение расхода в любой момент t может быть получено простым геометрическим построением, изображенным на чертеже, т. е. передвиганием отрезка длиной T вдоль кривой, параллельно оси абсцисс, причем совершенно очевидно, что для овражного типа после момента T ординаты расхода будут уменьшаться, а для долинного типа наоборот возрастут, и максимум расхода для долинного типа будет иметь место в момент, соответствующий максимальному времени добегаания. Необходимо оговорить, что наше допущение пренебрежимости потерь на фильтрацию во втором случае даст явно преувеличенные результаты, так как сток после конца ливня несомненно будет в значительной степени теряться на фильтрацию и даже на испарение.

Но для овражного типа, который, кстати говоря, для малых бассейнов является наиболее часто встречающимся, наше построение довольно близко отвечает действительности, и для этого типа мы получаем в первом приближении следующий весьма важный вывод: максимальный расход будет иметь место в момент окончания ливня, и его значение (не считая возможных потерь) будет равняться площади, ограниченной изохроной T , помноженной на интенсивность ливня.

$$Q_{\max} = \omega_T \cdot h.$$

Мы можем этот результат распространить и на случай, когда бассейн не полностью покрывается ливневой тучей, и последняя покрывает лишь некоторую часть его, начиная от замыкающего створа; если в этом случае, площадь, ограниченная изохроной T , одновременно орошается ливнем, то максимальный расход получается по приведенной формуле, не зависимо от остальной площади бассейна. Для аналитического выражения этого результата принимаем в первом приближении, что интегральная кривая для данного бассейна может быть выражена параболой вида

$$\omega_T = B \tau^m$$

(для овражных бассейнов $m < 1$).

Тогда, принимая для зависимости между интенсивностью и продолжительностью ливня, например, формулу типа Майера:

$$h = \frac{a}{b+T},$$

получаем расчетную формулу для овражных бассейнов в виде

$$Q_{\max} = \frac{B \cdot a \cdot T^m}{b+T}. \quad (52)$$

Найдем теперь расчетное значение T , при котором максимальный расход имеет наибольшее значение (при заданных параметрах a и b , характеризующих обеспеченность ливня). Дифференцируя по T , получим

$$\frac{\partial Q_{\max}}{\partial T} = \frac{Bam T^{m-1} (b+T) - Ba T^m}{(b+T)^2} = 0,$$

откуда:

$$T = \frac{mb}{1-m}$$

Подставляя это значение в выражение для $Q_{\max}$, будем иметь:

$$Q_{\max, \max} = \frac{B \cdot a (mb)^m}{b (1-m)^{m-1}} \quad (53)$$

Полученный результат представляется несколько парадоксальным, так как в формулу не входит ни площадь бассейна, ни интенсивность и продолжительность ливня, а лишь параметры, характеризующие форму бассейна (B и m), и параметры, характеризующие связь между продолжительностью ливня для данной обеспеченности. Но эта парадоксальность только кажущаяся. В действительности для каждой формы бассейна имеется совершенно определенное значение продолжительности ливня, а следовательно, и интенсивности его, при которой осуществляются наиболее благоприятствующие условия для формирования максимальной паводочной волны.

Сравнение полученной нами расчетной формулы для максимального расхода для овражных бассейнов

$$Q_{\max} = \omega_r \cdot h$$

с приведенной формулой для частного случая $T > \tau_{\max}$:

$$Q_{\max} = \omega_0 \cdot h$$

(где ω_0 — полная площадь бассейна) показывает, что при введении коэффициента

$$\alpha = \frac{\omega}{\omega_0}$$

мы можем для общего случая написать приведенную формулу в виде

$$Q_{\max} = \alpha \cdot \omega_0 \cdot h.$$

Весь вопрос таким образом сводится к определению значения коэффициента α . В дальнейшем мы увидим, что в применяемых на практике расчетных формулах ливневого стока эта величина и фигурирует, но лишь как некоторый эмпирический коэффициент, без придания ему определенного физического значения.

Для бассейнов долинного типа согласно графику (рис. 36) максимальная ордината, получаемая передвижением горизонтального отрезка длиной T вдоль интегральной кривой, имеет место при $\tau = \tau_0$. В таком случае расчетная формула максимального расхода получается в виде:

$$Q_{\max} = h \cdot \left\{ \omega_0 - \omega_{\tau_0 - T} \right\} = \frac{B \cdot a \cdot \left\{ \tau^m - (\tau_0 - T)^m \right\}}{b + T}. \quad (54)$$

Откуда по предыдущему, дифференцированием по T находим и расчетный $Q_{\max}$.

При этом мы опять-таки подчеркиваем, что изложенный метод для бассейнов долинного типа является менее точным, так как величина потерь, в этом случае вообще трудно определяемая, здесь значительно больше и соответственно будет больше ошибка от ее недооценки. Впрочем, долинный тип в малых бассейнах встречается гораздо реже, особенно в равнинных условиях.

Г. А. Лесковым под непосредственным руководством автора этой книги была проделана дипломная работа, включавшая в себя применение изложенной выше теории к расчету максимального ливневого расхода на конкретном бассейне. В качестве последнего Г. А. Лесков взял один из пористых бассейнов Кавказа площадью 14 км², для которого он имел возможность получить подробный план в горизонталях и для которого имелся материал (непосредственно измеренные данные) по максимальным расходам.

Мы уже говорили, что изохроны, строго говоря, изменяют свое положение в зависимости от характера выпадения ливня, его интенсивности, продолжительности и площади орошения. В целях упрощения задачи и имея в виду получить расчетное значение хотя бы с некоторым преувеличением, мы для проведения изохрон предположили, что бассейн полностью покрывается ливневой тучей и что продолжительность ливня достаточно велика, чтобы могло иметь место одновременное стекание со всей площади бассейна. Проводя линии стекания нормально к горизонталям, автор разделил всю площадь на ряд криволинейных прямоугольников и для каждого из них определил время добегания до замыкающего створа, идя вниз, начиная от водо-

раздела. При принятых допущениях расход с верхнего прямоугольника должен был равняться количеству выпавшей на него воды в единицу времени; следующий прямоугольник давал расход в виде суммы предыдущего расхода и объема выпавшей на него воды и т. д. Скорость определялась по формуле Маннинга:

$$v = \frac{1}{n} \cdot z^{2/3} \cdot i^{1/2},$$

где коэффициент шероховатости n был условно принят равным $n = \frac{1}{10}$ (считая даже это значение скорее несколько завышенным). Потери нами игнорировались, что в условиях горного бассейна со скалистым грунтом было, конечно, вполне допустимо. Из предыдущей формулы путем простых преобразований можно получить выражение скорости через расход и уклон в виде:

$$v = \left(\frac{1}{n} \right)^{0,6} \cdot q^{0,4} \cdot i^{0,3},$$

таким путем были получены скорости для всех площадок; делением на них средней длины каждого прямоугольника вдоль линии стекания, получаем элементарные времена добегания, суммирование которых и даст нам полное время добегания от любой точки до тальвега. Что касается до времени добегания по тальвегу, то мы условно приняли для него треугольную форму сечения, что при применении той же формулы Маннинга дало выражение для скорости сначала в виде:

$$v = \frac{1}{n} \cdot \frac{z^{2/3}}{5^{1/4}} \cdot i^{1/2},$$

а затем, решая это уравнение относительно величины z , мы получили, аналогично предыдущему, выражение для скорости через расход и уклон в виде:

$$v = 7,21 \cdot q^{0,25} \cdot i^{0,375}.$$

Коэффициент шероховатости здесь взят был несколько меньшим: $n = \frac{1}{30}$. После всех вычислений был построен график интегральной кривой для данного бассейна, для принятой нами расчетной интенсивности ливня 1 мм/мин. Кривая получилась явно овражного типа, что дало нам возможность полностью применить изложенную выше теорию.

После этого, приняв для выражения связи между интенсивностью и продолжительностью ливня формулу типа Бернарда:

$$h = \frac{C}{T^n},$$

Г. А. Лесков проделал все расчеты для различных интенсивностей и соответственных продолжительностей ливня, причем для каждого случая получил соответственные значения коэффициента α .

Результаты сведены им в таблицу 18.

Таким образом максимальный расчетный расход получился при совершенно определенной интенсивности 1,50, что полностью подтверждает вышеизложенные теоретические соображения, так как в

Таблица 18

Интенсивность (мм/мин)	Продолжительность (в мин.)	α	$Q_{\max}$ (м ³ /сек)
1,00	80	0,923	218
1,25	60	0,829	244
1,35	54	0,785	250
1,45	49	0,740	253
1,50	47	0,715	254
1,55	45	0,690	252
1,69	40	0,613	244

выражение для расхода входит произведение интенсивности на площадь одновременного стекания, а так как вторая величина возрастает с продолжительностью ливня, а последняя убывает с интенсивностью, то совершенно ясно, что их произведение должно иметь максимум для какого-то промежуточного, а отнюдь не максимального значения интенсивности ливня.

Мы изложили эту работу в качестве первого, и пока единственного, примера применения нашей теории к расчету ливневого стока. Некоторые величины, как например, коэффициент шероховатости в формуле Маннинга требуют, конечно, уточнения, точно так же, как и выбор расчетной связи между интенсивностью и продолжительностью ливня, но, во всяком случае, как метод, по нашему мнению, теоретически довольно хорошо обоснованный, он в этом упрощенном виде может найти себе применение и на практике. Разумеется, проделывать каждый раз всю колоссальную вычислительную работу для каждого конкретного бассейна практически невозможно, не говоря уже о том, что подробного плана бассейна в горизонталях мы обычно не имеем; поэтому для внедрения этого метода в практику ливневых расчетов потребуется предварительно произвести расчеты для нескольких десятков различных типов бассейнов и обобщить результаты на все практически встречающиеся типы малых бассейнов, введя в расчет и потери на инфильтрацию. В настоящем же виде мы имеем пока еще не столько метод расчета, сколько основания для разработки такового.

2. РАСЧЕТ ЛИВНЕВЫХ МАКСИМУМОВ

Для расчета отверстий мостов, труб и плотин на пропуск максимального расхода с очень малых бассейнов необходимо определить по основным топографическим материалам и метеорологическим данным наибольший секундный расход. При этом, конечно, необходимо иметь в виду определенную степень обеспеченности данного расхода: для сооружений более дешевых или менее ответственных, обеспеченность должна быть принята меньше, чем для более дорогих или более ответственных. Вопрос об обеспеченности, по существу, здесь стоит на первом месте, и мы видели выше, что американские формулы для ливневых выпадений полностью это учитывают. У нас в СССР вследствие гораздо меньшей густоты дождемерной сети вопрос о ливнях освещен

слабее, и соответственные расчетные формулы связи между интенсивностью и продолжительностью обычно даются для какой-то, приблизительно отвечающей практическим потребностям обеспеченности, и не дают возможности варьировать последнюю.

Первые нормы для расчета отверстий мостов и труб на железных дорогах были даны для Западной Европы и перенесены безоговорочно в нашу железнодорожную практику.

Расчет производился на интенсивность ливня = 1 мм/мин, поэтому формулы имели коэффициент 16,7, полученный следующим образом: при площади бассейна равной 1 км² и интенсивности ливня в 1 мм/мин, расход должен получиться в м³/сек:

$$q = \frac{1000000}{1000 \cdot 60} = 16,7.$$

Зброжек дал формулу на случай различной интенсивности h в виде

$$Q_{\max} = 16,7 \cdot \alpha \cdot h \cdot \omega_0. \quad (55)$$

Коэффициент α есть эмпирический коэффициент, даваемый для различных размеров и уклонов бассейнов в виде особой таблицы.

Коэффициент α очень быстро падает с размерами бассейна и возрастает с уклоном тальвега. Это полностью объясняется изложенными выше теоретическими соображениями, поскольку данное нами выше физическое значение этого коэффициента, выражаемое равенством

$$\alpha = \frac{\omega_a}{\omega_0}$$

(ω_a — площадь одновременного стекания),

заключается в отношении площади одновременного стекания к полной площади бассейна, а это отношение находится в обратной зависимости с временем добега, и возрастает с площадью ливневой тучи, которая в свою очередь находится в обратной зависимости с интенсивностью ливня.

Потери на инфильтрацию в первоначальной формуле Зброжека предполагались включенными в этот же коэффициент α . В дальнейшем Риппас ввел эти потери в явном виде; его формула гласит

$$Q_{\max} = 16,7 \cdot \alpha \cdot \omega_0 \cdot (h - p). \quad (56)$$

В настоящее время широко применяется у нас в СССР расчетная формула НКПС (1928 г.) в виде

$$Q_{\max} = C \cdot \alpha \cdot \omega_0. \quad (57)$$

где коэффициент C представляет собой произведение интенсивности ливня на переходный коэффициент 16,7; для коэффициента C Г. Д. Дубелиром были составлены специальные карты изолиний для всей территории СССР. Однако, ввиду крайней скудости у нас данных о ливнях, эти карты могут иметь лишь весьма ориентировочный характер. Значение коэффициента α берется из таблиц, составленных Г. Д. Дубелиром.

Не приводя здесь таблицы его значений, составленной Г. Д. Дубелиром (1928) и применяемой на практике, мы ограничимся лишь некоторыми цифрами; так например, при уклоне тальвега 0,001 для площади бассейна 1 км², имеем $\alpha = 0,18$; для 10 км² — 0,033, для 20 км² —

0,017; для уклона в 10 раз большего имеем соответственно 1,125, 0,250 и 0,125.

Большая работа по составлению расчетных норм ливневых максимумов была проведена М. М. Протодяконовым. Для связи между интенсивностью и продолжительностью он по данным 2 000 годостанций, но без учета обеспеченности, рекомендует в наших условиях формулу:

$$h = \frac{80}{16 + T}$$

Для скоростей стекания он пользуется формулой Маннинга с коэффициентом шероховатости $n = \frac{1}{20}$.

Исходная формула для расчета дается им в виде:

$$Q_{\max} = 16,7 \cdot (kh - p) \cdot \omega_a, \quad (58)$$

где ω_a — расчетная наибольшая площадь одновременного стекания, k — климатический коэффициент.

В методе М. М. Протодяконова имеются некоторые неопределенности: сюда относится климатический коэффициент k , физический смысл которого не вполне ясен и значение его для каждого случая довольно трудно определить; что же касается потерь или «интенсивности впитывания», то тут, по нашему мнению, автор метода впадает в явное преувеличение, вычисляя эти потери по данным измерения фактического просачивания в особых бездонных ящиках, врезаемых им в грунт: совершенно ясно, что в этом случае инфильтрация будет гораздо более интенсивной (благодаря растеканию воды во все стороны), чем в нормальных условиях стекания воды по склону. Мы полагаем, что метод М. М. Протодяконова после некоторой дополнительной проработки может оказаться плодотворным; теоретическая сторона его немного отличается от изложенной нами выше более строгой теории, причем для практических расчетов он не без основания вводит некоторые упрощения. Во всяком случае, метод М. М. Протодяконова делает значительный шаг вперед по сравнению с формулами Зброжека, Риппаса и НКПС 1928 г., хотя бы потому, что вместо всей площади бассейна, умноженной на весьма неопределенный и изменяющийся в колоссальных пределах коэффициент α , М. М. Протодяконов вводит в свою формулу лишь «активную площадь», т. е. площадь одновременного стекания, что принципиально верно и отвечает существу явления.

Тот факт, что активная площадь, или площадь одновременного стекания, возрастает гораздо медленнее, чем площадь бассейна, послужил основанием для целого ряда авторов представить расчетную формулу в очень простом виде:

$$q_{\max} = \frac{A}{\omega^n}, \quad (59)$$

где $q_{\max}$ — есть модуль максимального расхода, т. е. расход, деленный на площадь бассейна; $n < 1$; этим показателем и учитывается отмеченный выше факт медленного возрастания активной площади. Значение показателя n на основании анализа довольно большого материала оказалось весьма близким к $\frac{1}{2}$ (в следующей главе мы увидим, что для снеговых максимумов при том же виде формулы

этот показатель в два раза меньше) Д. И. Кочеринным эта же формула дается в виде:

$$q_{\max} = \frac{A}{\omega^n} - B, \quad (60)$$

причем свободный член B во многих случаях оказывается пренебрежимо малым. Такой вид формулы нам представляется не весьма удачным, поскольку в некоторых случаях может получиться нулевое и даже отрицательное значение $q_{\max}$. Кроме того, повидимому, предыдущая формула без свободного члена при надлежащем районировании параметра A приводит к весьма приемлемым результатам, что было доказано Д. Л. Соколовским. Формула такого вида могла бы быть еще более плодотворной, если бы оба входящие в нее параметра A и n были даны для различных обеспеченностей, аналогично тому, как это было сделано в США для ливней.

Весь вопрос о расчетных максимумах ливневого стока имеет огромное практическое значение главным образом в дорожном строительстве. И в имеющейся весьма обширной литературе как у нас, так и на западе различными авторами были предложены самые разнообразные эмпирические формулы. В настоящей книге, за недостатком места, мы не можем их касаться и даем лишь, наравне с общей теорией вопроса, некоторые из наиболее употребительных расчетных формул.

3. ПРОГНОЗ ЛИВНЕВОЙ ВОЛНЫ ПО ШЕРМАНУ

В американской литературе за последнее время появился очень интересный метод анализа и прогноза дождевых паводков; основные положения метода были даны Шерманом, в дальнейшем же были дополнены работами Бернарда, Брейтера и др. В настоящее время в Государственном гидрологическом институте (ГГИ) ведется большая работа по применению этого метода в условиях СССР к дождевым паводкам, причем имеются все основания считать, что, при некоторой переработке и дополнении, он может быть использован и для прогнозов снегового половодья.

Основная идея заключается в следующем: для бассейна не очень больших размеров и имеющего на своей площади достаточное число дождемерных станций, а также гидрометрический пост на замыкающем створе, мы можем путем совмещения во времени данных об осадках и данных о расходах воды выделить те условия, когда паводок может быть отнесен полностью к одному определенному выпадению осадков. Шерман устанавливает некоторую единицу времени, соответствующую такому единичному выпадению осадков; например, для площади бассейна около 1 500 км² (в равнинных условиях) он считает возможным за такую единицу времени принять сутки, что, конечно, значительно упрощает дальнейший расчет, поскольку дождемерные наблюдения обычно дают суточные цифры. Если мы теперь выделим изолированные суточные выпадения, т. е. такие, которым предшествовало или за которыми следовало хотя два-три дня без осадков, и соотвественно на гидрографе замыкающего створа выделим те повышения расходов, которые явно относятся к этим выпадениям, то мы можем сопоставить те и другие данные и попытаться установить между ними связь. Но прежде всего необходимо выделить из гидрографа ту часть расхода, которая относится к прунтовому питанию, не связан-

ному с рассматриваемым выпадением осадков. Такое выделение по необходимости имеет несколько произвольный характер, но все же приблизительно мы можем это сделать, соединив на гидрографе прямой линией точки начала резкого повышения и конца резкого спада и относя к данному выпадению осадков лишь верхнюю часть гидрографа. Тогда получается очень интересный результат: основания всех таким образом срезанных треугольников для данного замыкающего створа оказываются почти одинаковыми и не зависящими от характера и интенсивности выпадения дождя. Этот результат может быть истолкован следующим образом: отношение длительности паводка к длительности выпадения осадков зависит лишь от времени добега, характеризуемого в первую очередь топографическими условиями бассейна и следовательно для данного бассейна есть постоянная величина. По существу здесь можно было бы возразить, что время добега зависит и от толщины склонового стока, и от наполнения русла, поскольку скорость стекания возрастает с высотой стекающего слоя. Поэтому время добега для более интенсивных выпадений осадков должно быть меньше. Но, повидимому, это влияние не очень значительно, так как и по исследованиям Шермана для ряда американских бассейнов и по по работам ГГИ для немногих бассейнов СССР это допущение хотя и весьма приближенное довольно хорошо оправдывается.

Таким образом, наложив все «элементарные гидрографы», — как называет Шерман такие выделенные части гидрографа, относящиеся к единичному выпадению осадков, — на одном графике, путем совмещения во времени их пиков, мы получим серию криволинейных треугольников с одним основанием, и с разными высотами.

Далее Шерман поступает следующим образом: ординаты каждого элементарного гидрографа он относит к средней арифметической для этого гидрографа и таким образом исключает и влияние интенсивности выпадения осадков. После этого все элементарные гидрографы почти сливаются и можно построить средний единичный гидрограф, сравнительно мало отклоняющийся от крайних значений отдельных элементарных гидрографов. Для примера приведем график (рис. 37), полученный ГГИ для одного малого бассейна Ленинградской области и составленный по данным 18 элементарных паводков. Далее из соотношения объемов отдельных выпадений осадков и соответственных объемов срезанных гидрографов мы можем установить «коэффициент стока», выражающий отношение объема паводка к объему осадков, или, иначе говоря, отношение ординаты реального стока к ординатам

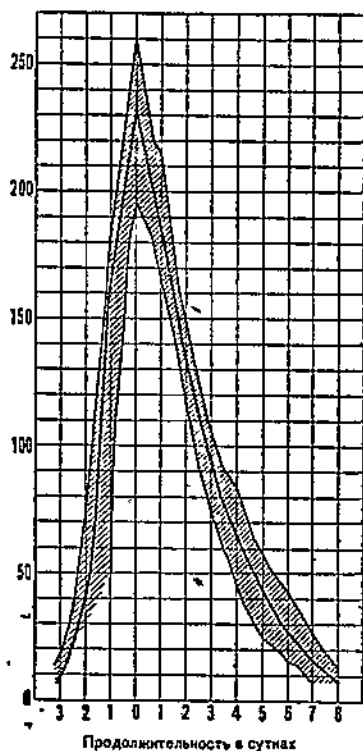


Рис. 37. Единичный гидрограф для одного малого бассейна.

того 100%-ного стока, который имел бы место при данном выпадении и при отсутствии потерь. Для того же бассейна в ГГИ построен график (рис. 38), где по оси абсцисс отложен средний коэффициент стока, а по оси ординат суточное количество осадков; получается довольно хорошая прямолинейная зависимость, причем, как и следовало ожидать, наклонная прямая пересекает ось ординаты выше начала координат, т. е. при малом количестве осадков коэффициент стока равен нулю.

Таким образом метод Шермана дает возможность для каждого бассейна установить некоторую интегральную характеристику, связанную по существу с временем добега, причем путем сравнительно несложных операций; в то время как непосредственное вычисление вре-

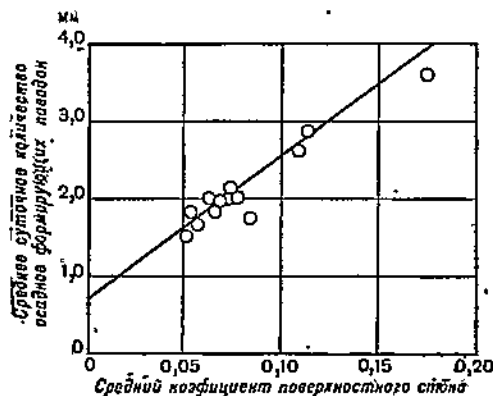


Рис. 38. График коэффициентов стока для одного малого бассейна.

мени добега, как было выше нами изложено, представляет пока еще значительные технические трудности. В дальнейшем, с помощью данных, полученных для отдельных суточных выпадений, возможно проанализировать и более сложный паводок, образующийся суммированием ряда последовательных суточных выпадений и осадков.

Метод Шермана в скрытом виде предполагает, что весь бассейн полностью, и более или менее равномерно, покрывается данным выпадением осадков; при этом он оперирует со сравнительно большими пло-

щами бассейнов, для которых это условие выполняется лишь в определенных климатических условиях и то лишь не ливнями, а обложными дождями. Вопрос о применении этого метода непосредственно к ливням, и для малых бассейнов, в самое последнее время был разработан Брейтером, который на целом ряде данных по малым бассейнам, методом построения «единичного гидрографа», получил весьма хорошие данные, подтверждающие применимость метода Шермана и в этом случае. При этом он должен был, конечно, отказаться от столь большой единицы времени, как сутки, и рассматривать единичные гидрографы с основанием, равным минутам или десяткам минут. Полученные им результаты, вообще говоря, подтверждают правильность идеи Шермана; но вообще следует отметить, что для очень малых бассейнов вопрос прогноза ливневого максимума не является актуальным, так как этот прогноз может быть осуществлен для них лишь за столь короткий срок, который лишает этот прогноз практической ценности. Повторяем, что для очень малых бассейнов ливневые максимумы практически интересны с точки зрения расчета их вероятностей, а не прогноза, который практически был бы интересен лишь, если бы он давался за несколько дней, что, очевидно, по существу невозможно. В следующей главе мы покажем, что некоторые основные положения метода Шермана могут быть распространены и на снеговое половодье в сравнительно больших бассейнах и в этом случае прогноз, который можно давать уже на несколько дней вперед, несомненно будет иметь большую практическую ценность.

ГЛАВА VIII

СНЕГОВОЕ ПОЛОВОДЬЕ

1. СНЕГОТАЯНИЕ

Процесс весеннего таяния снега представляет собой сложное явление, зависящее в общем случае от многих факторов, но главным образом от следующих трех: температуры воздуха, солнечной радиации и жидких осадков, выпадающих на поверхность снега.

Влияние температуры воздуха является, конечно, основным, но наряду с ним, согласно исследованиям С. И. Савинова и некоторых других, имеет довольно значительное влияние и непосредственная радиация солнечных лучей; тут необходимо отметить, что известный климатолог А. И. Воейков был склонен отрицать самостоятельную роль радиации в процессе снеготаяния; но исследования С. И. Савинова в б. Павловской обсерватории показали, что роль радиации может достигать до 30—35% от суммарного эффекта. Нам представляется, что разногласие между двумя крупными авторитетами объясняется главным образом тем, что активная роль солнечной радиации находится в тесной зависимости от цвета снега и, в частности, от степени его запыленности (мы разумеем мельчайшую микроскопическую пыль, переносимую с юга теплыми ветрами), и можно предположить, что в местах большей чистоты атмосферы и слабой запыленности снегового покрова непосредственная роль радиации может оказаться действительно чрезвычайно малой.

Что касается до третьего фактора — теплых дождей, — то С. И. Савинов, опять-таки в некотором разногласии с А. И. Воейковым, считает это влияние пренебрежимо малым; так как 1 мм дождя при 1° превышения над нулем, может дать лишь 0,1 мал. кал. на 1 см² площади, то это влияние дается формулой.

$$H = \frac{h \cdot \theta}{k \cdot d},$$

где H — высота слоя воды в миллиметрах,

h — слой дождя в миллиметрах,

θ — температура дождя,

k — скрытая теплота плавления снега = 80 мал. кал.,

d — плотность снега.

Согласно этой формуле слой дождя даже в 10 мм при положительной температуре 5° может дать добавочного слоя воды от стаявшего снега всего 2,5 мм. Поэтому сколько-нибудь существенное влияние на снеготаяние могут иметь лишь обильные и продолжительные дожди, что у нас в СССР имеет место иногда лишь на севере Европейской части. В средней же полосе, а также на юге сколько-нибудь значительные дожди в период снеготаяния бывают редко.

Обратимся к основному фактору, обуславливающему интенсивность снеготаяния, а именно к температуре воздуха. За невозможностью подсчитать число калорий, передаваемых атмосферой снеговому покрову, мы делаем весьма вероятное, хотя и сравнительно грубое, допущение, что интенсивность снеготаяния прямо пропорциональна температуре воздуха. В таком случае сумма стаявшего снега за период от начала снеготаяния до схода снега и обнажения почвы должна быть пропорциональна интегралу температуры по времени, взятому лишь для положительных ее значений. Считаясь с тем, что метеорологические данные по большинству станций дают лишь среднесуточные температуры, мы делаем еще второе приближенное допущение, заменяя строгий интеграл суммой положительных температур от начала снеготаяния. Ошибка, которую мы здесь делаем, связана с тем, что в начале снеготаяния дневные температуры могут быть значительно выше нуля и, следовательно, создавать некоторое таяние, а среднесуточная, благодаря низким ночным температурам, может быть очень мала и даже отрицательна; поэтому при такой замене мы заведомо преуменьшаем действительную сумму положительных температур, но, поскольку эта ошибка относится лишь к началу снеготаяния, когда положительные температуры вообще не могут быть велики, то нужно предполагать, что она не может быть велика.

Под общим руководством автора этой книги Комаровым и Цейтлиным было проведено исследование связи интенсивности снеготаяния с суммой положительных температур для двух бассейнов: Москва-реки и р. Пехорки (приток Москва-реки). Некоторая неопределенность создается трудностью установления моментов начала и конца снеготаяния и пришлось прибегнуть здесь к некоторой условности: за начало снеготаяния мы приняли дату перехода среднесуточной температуры через нуль; за конец снеготаяния мы приняли дату записи: «снег остался лишь в оврагах, лощинах и т. п.». На прилагаемых графиках (рис. 39 и 40) по оси абсцисс отложен запас снега в пересчете на воду к началу таяния, а по оси ординат суммы положительных температур за время таяния.

Первый график относится к Москва-реке, второй к р. Пехорке. Связь между этими двумя факторами получается в виде линейного большого густотой точек измерения.

$$\sum (+0^{\circ}) = 0,419 \cdot H - 11,$$

для р. Пехорки:

$$\sum (+0^{\circ}) = 0,365 \cdot H + 16.$$

Важно отметить, что наклон обеих прямых приблизительно одинаковый и как среднюю цифру его мы можем принять 0,4, что дает нам соответственно 2,5 мм стаявшего снега на каждый градус положительной температуры, поскольку эта величина является коэффициентом пропорциональности, устанавливающим, хотя бы приближенно связь между температурой и таянием.

То обстоятельство, что обе прямые не проходят через начала координат, можно объяснить тем, что бассейн р. Пехорки является сильно лесистым, и первое повышение температуры, весьма вероятно, идет лишь на прогревание воздуха под кронами деревьев, в результате чего

появляется свободный положительный член; с другой стороны, бассейн Москва-реки имеет гораздо меньший процент лесистости, и там этот фактор не играет существенной роли, но зато остаётся в силе указанный нами выше фактор недоучета положительных температур в начальном процессе снеготаяния, что и обуславливает появление отрицательного свободного члена. Впрочем, в обоих случаях свободные члены, как положительный, так и отрицательный, сравнительно невелики, и для распространения полученных зависимостей на другие бассейны мы свободно можем ими пренебречь.

Для рек с ледниковым питанием мы должны получить аналогичную зависимость; автору настоящей книги для приближенных расчетов стока р. Баксан (Сев. Кавказ) были сделаны аналогичные вычисления, хотя за недостаточностью материалов весьма грубые, и пропорциональность между суммой положительных температур и размерами ледникового питания (отнесенного к единице площади ледника) более или менее оправдалась.

Весьма детальное исследование процесса снеготаяния было проведено ГИ, в частности О. А. Спенглером. Наблюдения производились на специально выбранном, очень малом бассейне в районе Валдая. Здесь производились измерения высоты и плотности снега с весьма большой густотой точек измерения.

Интересно отметить, что для подсчета запасов воды в снеге данные вычисления соответственно по 136, 42, 33 точкам дали очень малые расхождения, что указывает на то, что минимального числа точек было вполне достаточно. Это находится в соответствии с результатами весьма детальных снегомерных съемок, произведенных автором на б. Кучинской гидрологической станции в течение целого ряда лет; число точек для бассейна 120 км² доводилось до 1500; причем отклонения высоты (в пересчете на воду) от среднего значения, как оказалось, подчиняются закону нормального распределения Гаусса, т. е. являются совершенно случайными. Это показывает,

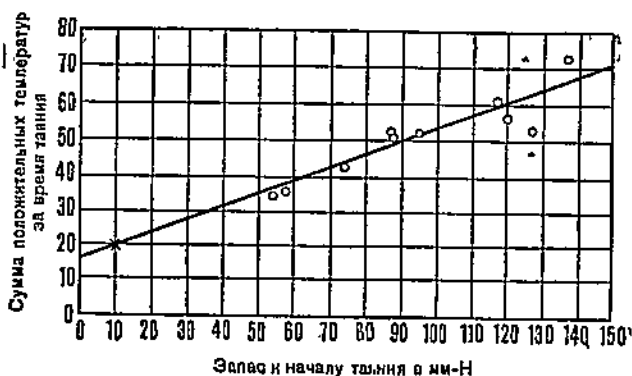


Рис. 39. Зависимость между суммой положительных температур и количеством стаявшего снега в бассейне Москва-реки.

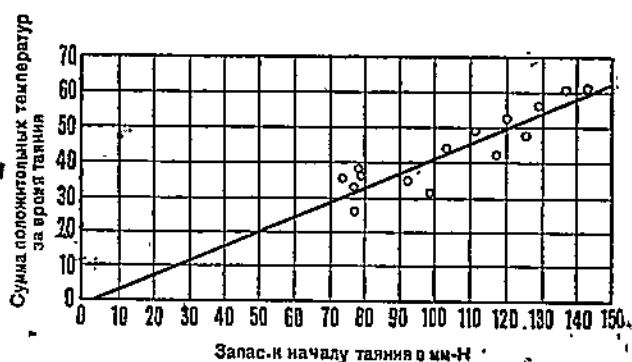


Рис. 40. Зависимость между суммой положительных температур и количеством стаявшего снега для бассейна на р. Пехорки.

между прочим, что встречающаяся в практике тенденция проводить снегомерную съемку инструментальными замерами в плане, а также погоня за большим числом точек является необоснованной.

Измерения запаса в снеге производились несколько раз в течение процесса снеготаяния, что дало возможность осветить весь процесс, и его связь с ходом метеорологических элементов.

В начальный момент мы имеем сплошной снеговой покров; далее при сколько-нибудь интенсивном снеготаянии появляются проталины, или скопления значительных масс талой воды, на поверхности почвы; далее эти скопления в зависимости от постепенного разрушения снегового покрова, и повышения его фильтрационной способности, а также в связи с рельефом местности, начинают стекать в тальвег, обнажая все большие и большие части почвы; далее на поверхности остаются лишь отдельные пятна снегового покрова, с одной стороны, и отдельные лужи воды, с другой, пока, наконец, не исчезают и последние скопления снега. Столь сложный характер процесса снеготаяния весьма затрудняет подсчет интенсивности, так как непосредственная связь между интенсивностью снеготаяния и талым стоком в тальвег, за не очень значительный период времени, как это показало исследование О. А. Спенглера, отсутствует: в известные периоды таяние увеличивает запас воды на поверхности почвы (лужи) и, следовательно, сток в тальвег будет меньше снеготаяния, в другие же периоды, наоборот, благодаря прорыву водных скоплений, сток может значительно превышать количество талой воды.

Весьма важным фактором, обуславливающим сток талых вод, является испарение с поверхности снегового покрова. По измерениям С. И. Небольсина на опытной станции в Собакине испарение, замеренное по испарителю Вильда, составило (1923 г.) 65% всего запаса снега. Впрочем эту цифру сам С. И. Небольсин считает преувеличенной и объясняет ее непригодностью испарителя Вильда для оценки испарения в естественных условиях; шведский метеоролог Вестман нашел, что величина испарения со снега увеличивается примерно на 0,3 мм на 1 м высоты измерителя; следовательно, уже одно это создает для испарителя Вильда условия преувеличенного испарения; кроме того прибор Вильда находится в будке и в ясные морозные ночи крыша будки служит экраном, задерживающим обратный процесс — конденсацию. На опытном бассейне в Валдае измерение испарения снегового покрова производилось весовым способом специальными чашками, устанавливаемыми вровень со снегом. Суточное значение испарения получилось порядка 0,25—0,35 мм в начале снеготаяния и порядка 0,85—1,00 мм в конце его; всего за весь период снеготаяния по измерениям 1938 г. получена была цифра 16 мм, но О. А. Спенглер считает и эту цифру несколько преувеличенной и предполагает, что фактическая величина не должна была превышать 10 мм. Мы дали сравнительно детальный анализ процесса снеготаяния по наблюдениям на очень малой площади; для обычных бассейнов значительно большей площади такая строгая дифференциация всего процесса является и невозможной и ненужной, поскольку в различных частях бассейна процесс проходит различно, в связи с микрорельефом местности, и в среднем для всего бассейна в результате статистического осреднения должна получиться сравнительно плавная закономерная связь между нарастанием положительных температур и отдачей талых вод — снеговым покровом непосредственно в тальвег или реку.

2. ФОРМИРОВАНИЕ ПОЛОВОДЬЯ

Мы рассмотрели процесс перехода воды из твердого в жидкое состояние, причем для сколько-нибудь значительных бассейнов мы установили тесную связь между температурой воздуха, количеством талой воды и потерями на испарение (об испарении с поверхности снега см. гл. I).

Переходим теперь к вопросу формирования самой паводочной волны. Тут выступает основным определяющим фактором, так же как и при формировании ливневой волны, рассмотренное нами в предыдущей главе время добегаия. Его определение в условиях снеготаяния еще значительно сложнее, чем в условиях ливневого стока, так как движение воды здесь происходит не путем склонового стекания, а частью фильтрацией в нижнем слое снегового покрова, частью ручейками, прорезающими этот снеговой покров в отдельных местах руслами, образование которых носит совершенно случайный характер. Отвлекаясь от анализа этого процесса за отсутствием данных измерений, мы в дальнейшем будем условно считать, что время добегаия с каждой точки бассейна нам как и м - т о б р а з о м известно, и проведем анализ образования снегового половодья лишь с целью уяснения его гидромеханической сущности, хотя непосредственных данных для практических расчетов мы — по указанной выше причине — из этого анализа получить и не в состоянии.

Рассмотрим сначала сравнительно небольшой бассейн, для которого мы вправе предположить, что площадь одновременного снеготаяния покрывает всю площадь бассейна; как показал ряд исследований, проведенных под руководством автора этой книги, такое допущение может относиться к площадям бассейна порядка немногих тысяч квадратных километров. Для этого случая остается в полной силе гидромеханический анализ, проведенный нами в гл. IV, а в применении к ливневому стоку — в гл. VII. Интегральная кривая бассейна, построенная по тому же принципу, даст нам ход нарастания расхода с той лишь разницей, что интенсивность снеготаяния мы уже не можем считать постоянной: даже в первом приближении она возрастает с температурой. Поэтому ординаты интегральной кривой $\omega(\tau)$ мы должны множить на интенсивность снеготаяния, приблизительно пропорциональную среднесуточной положительной температуре; вычитая из нее потери на испарение, также зависящие от температуры, мы можем довольно близко подойти к оценке действительного стока помощью равенства:

$$\dot{Q} = \int_0^t \left(\frac{d\omega}{d\tau} \right)_{\tau=t} \cdot (h - p) dt, \quad (61)$$

беря значение ω из интегральной кривой, т. е. поступая аналогично изложенному выше в отношении ливневого стока.

Для приближенных расчетов в отношении бассейнов, по которым имеются непосредственные наблюдения, автором этой книги был разработан следующий метод расчета объема и пика половодья.

Обозначая через V объем снега, в пересчете на воду, к началу снеготаяния, а через V' объем половодья, напишем:

$$V' = \alpha \cdot V = \alpha \cdot \Omega \cdot H,$$

где H — средняя высота слоя воды в снеге,

Ω — площадь бассейна.

Коэффициент является коэффициентом стока весеннего половодья, и в общем случае должен меняться от года к году, в зависимости от метеорологических условий весны. Далее, в соответствии с изложенным выше, напишем условие пропорциональности между высотой слоя воды в снеге и суммой положительных температур за весь период снеготаяния, в результате чего предыдущая формула переписывается в виде:

$$V' = \alpha \cdot \beta \cdot \sum (+0^\circ) \cdot \Omega.$$

Обозначим далее через T продолжительность снеготаяния, а через T' продолжительность половодья. Тогда, обозначая через θ_m среднюю температуру периода снеготаяния, получаем

$$\theta_m = \frac{\sum (+0)}{T},$$

Отношение:

$$\frac{T}{T'} = \gamma,$$

величина, очевидно меньшая единицы, должно зависеть главным образом от размеров и формы бассейна. Такое утверждение лежит в основе и изложенного выше метода Шермана, а так как оно в отношении прогноза дождевых паводков хорошо подтверждается, то нет никаких оснований, чтобы полученная им (а также другими авторами) пропорциональность для данного бассейна между основанием треугольника паводочной волны и продолжительностью ливня не оправдалась бы для снегового половодья. Поэтому коэффициент γ мы можем в нашем приближенном анализе считать постоянным для данного бассейна.

Наконец, введем еще отношение

$$\frac{Q_{\max}}{Q_m} = \delta,$$

характеризующее форму паводочной волны (отметим, что для волны треугольной формы это отношение, в котором Q_m есть средний расход половодья, равнялось бы двум). Обработкой данных для бассейна р. Дона у Гремячего Б. П. Казанцевым была установлена пропорциональность между средним расходом половодья и максимальным расходом, с достаточно высоким коэффициентом корреляции. То же самое было получено В. Д. Комаровым и Б. С. Цейтлиным для рек Печорки и Москва-реки; составленные ими графики нами здесь приводятся (рис. 41 и 42). Мы полагаем, что такая пропорциональность будет иметь место и для других бассейнов.

В результате всего изложенного мы получаем формулу для максимального расхода в виде

$$Q_{\max} = \alpha \cdot \beta \cdot \gamma \cdot \delta \cdot \theta_m \cdot \Omega \quad (62)$$

Резюмируем сказанное относительно входящих в эту формулу коэффициентов:

α — коэффициент стока для объема половодья — должен, конечно, изменяться в зависимости от метеорологических условий; но по иссле-

дованиям В. Д. Комарова для пяти бассейнов: В. Дон, Хопер, В. Ока, Москва-река и Пехорка — эта изменчивость оказалась не очень велика.

Коэффициент β , выражающий пропорциональность между снеготаянием и температурой, должен быть приблизительно постоянным для всех (хотя бы и только равнинных) бассейнов. Коэффициент γ соответствует топографической характеристике данного бассейна, причем в скрытом виде включает в себе среднее время добегания. Наконец, последний коэффициент δ может зависеть только от рельефа-

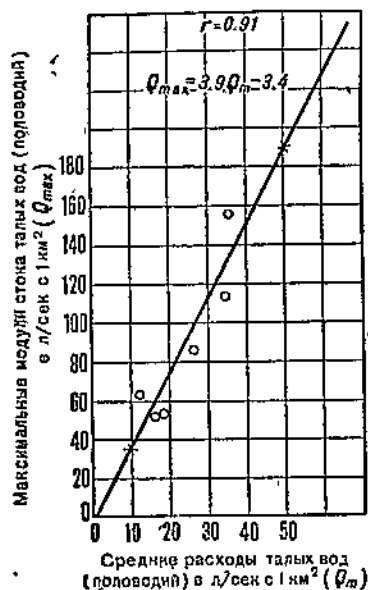


Рис. 41. Р. Пехорка. Зависимость между Q_m и Q_{max} половодий $r=0,91$.

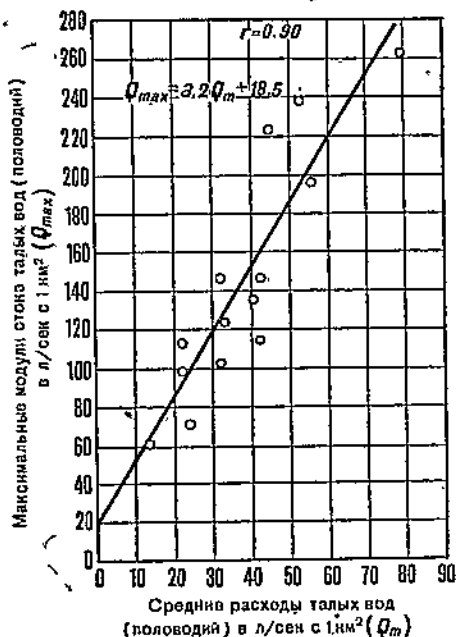


Рис. 42. Р. Москва. Зависимость между Q_m и Q_{max} половодий $r=0,90$.

ных характеристик бассейна, в той мере, в какой они влияют на гидромеханический процесс формирования паводочной волны.

Мы считаем, что приведенный анализ может послужить и для разработки метода прогноза весеннего половодья, на основе, конечно, прогноза метеорологических условий весны.

Для больших бассейнов допущение одновременного снеготаяния по всей площади бассейна уже не может быть справедливым: в каждый данный момент таяние происходит лишь в некоторой части бассейна и фактически работает на формирование половодья не весь бассейн, а лишь его часть. Площадь одновременного снеготаяния, конечно, будет изменяться в связи с метеорологическими условиями весны, причем вероятно в довольно значительных пределах. Для дальнейшей разработки всей проблемы было бы необходимым произвести по метеорологическим данным статистическую обработку площадей одновременного снеготаяния и построить для них соответственные кривые распределения. Но в настоящее время мы можем дать лишь общий теоретический анализ, не подкрепленный цифровыми данными.

Будем рассматривать площадь, часть бассейна, ограниченную с одной стороны «фронтом снеготаяния», т. е. линией, проходящей через точки начала снеготаяния, а с другой стороны «тылом снеготаяния», т. е. линией соединяющей точки схода снега. Эти две линии, проведенные на плане исследуемого бассейна и выделяют нам на нем площадь одновременного снеготаяния в момент t . Эта

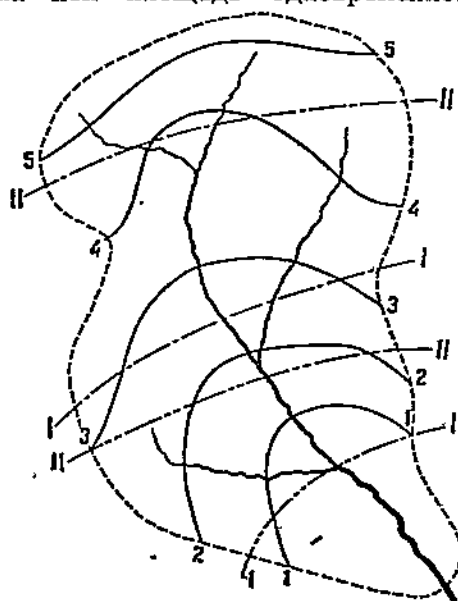


Рис. 43. Схема бассейна с нанесением — изохрон, — — — фронтов снеготаяния, — · — · — тылов снеготаяния.

площадь будет с течением времени изменяться по размерам и перемещаться в пространстве, причем, как показали наблюдения, скорость продвижения фронта снеготаяния во много раз превосходит скорость продвижения тыла снеготаяния, что совершенно естественно, так как первая зависит лишь от хода метеорологических элементов, а вторая и от мощности снегового покрова. На прилагаемом схематическом графике (рис. 43) представлен бассейн с нанесенными на нем изохронами (сплошные линии), а также с линиями фронта и тыла снеготаяния. Площадь, ограниченная в некоторый момент времени t_1 линиями I—I и I—I, включает в себя определенные изохроны бассейна и расположение последних обуславливает формирование расхода в этот момент времени t_1 ; в другой момент времени t_2 площадь одновременного снеготаяния, заключенная между линиями II—II и II—II,

включает в себя уже другие изохроны и определяет собой иное изменение расхода воды. Мы можем мысленно представить себе, что мы построили интегральные кривые бассейна:

$$\omega = \omega(\tau)$$

по принципу, изложенному в гл. IV, для каждой площади одновременного снеготаяния в отдельности, а так как последняя есть функция времени, то мы можем представить себе функцию от двух переменных:

$$\omega = \omega(\tau, t),$$

выражающую изменение активной площади, в зависимости как от времени добегания, так и истинного времени. Что касается до интенсивности снеготаяния и потерь, то мы можем с полным правом считать разность $(h-p)$ зависящей главным образом от времени:

$$h-p=f(t).$$

В таком случае для некоторого интервала времени от t до $t+\delta t$ приращение расхода δQ должно быть пропорционально, с одной стороны,

значению частной производной $\frac{\partial \omega}{\partial \tau}$, взятой для $\tau = t$, и, с другой стороны, интенсивности снеготаяния — минус потери, для того же момента. В результате мы получим

$$\delta Q = \left(\frac{\partial \omega}{\partial \tau} \right)_{\tau=t} \cdot (h-p)_t \cdot \delta t,$$

а интегрируя:

$$Q(t) = \int_0^t \left(\frac{\partial \omega}{\partial \tau} \right)_{\tau=t} \cdot (h-p) dt, \quad (63)$$

будем иметь выражение для расхода воды как функции от времени. Оно внешне отличается от уравнения (61) лишь заменой полной производной $\frac{d\omega}{d\tau}$ через частную производную $\frac{\partial \omega}{\partial \tau}$, что и отражает зависимость площади снеготаяния от истинного времени t .

Изложенное иллюстрируется нами на схематическом графике (рис. 44), где условно изображены кривые $\omega(\tau)$ для различных моментов времени t , а длинным пунктиром показана кривая изменения расхода. График построен для некоторого произвольного бассейна, исходя из следующих соображений и предположений. Предполагаем, что река течет с севера на юг, и что площадь одновременного снеготаяния в начальный момент захватывает замыкающий створ, а далее передвигается вверх по бассейну. Строим интегральные кривые для частей бассейна, покрытых одновременным снеготаянием, для моментов времени: $t=0$; t_1 ; t_2 ; (на графике кривые OO' , AA' , BB'). Так как тыл снеготаяния передвигается вверх по бассейну, то все активные площади (кроме начальной, при $t=0$) отстоят от замыкающего створа на времена добегания, соответственно на графике: t_1 A, t_2 B. Точки O' , A' , B' соответствуют максимальным временам добегания и соответственным активным площадям, для каждой из площадей одновременного снеготаяния.

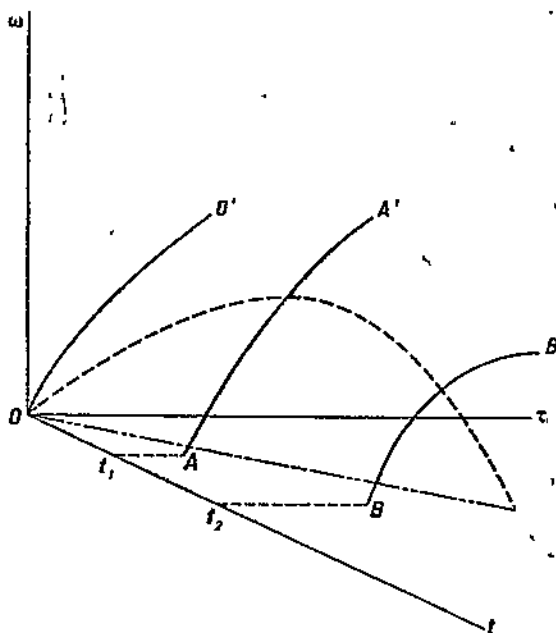


Рис. 44. Схема формирования половодья на большом бассейне.

Таким образом поверхность, проходящая через эти кривые, есть:

$$\omega = \omega(\tau, t).$$

Если в предыдущем выражении принять (условно, для упрощения и наглядности), что $h-r=1$, то оно превратится в следующее:

$$Q = \omega(\tau, t) = t.$$

На графике этому будет соответствовать кривая пересечения поверхности $\omega(\tau, t)$ с вертикальной плоскостью, выражаемой уравнением

$$\tau = t,$$

т. е. проходящей через биссектрису угла τOt . Эта кривая проведена длинным пунктиром, и представляет гидрограф половодья при условном упрощающем допущении $h-r=1$.

График для реального общего случая был бы на вид сложнее, и мы не даем его, так как здесь преследуем лишь цель графической, а не иллюстрационной приведенных выше рассуждений.

Рассмотренный нами генетический анализ формирования весеннего половодья пока еще не может быть непосредственно использован для получения расчетных данных при водохозяйственном проектировании, и мы изложили его лишь с целью дать учащимся ясное представление о характере явления, что необходимо, во-первых, для того, чтобы критически отнестись к существующим эмпирическим расчетным формулам, и работать над их усовершенствованием, расширением и уточнением; а во-вторых, для того, чтобы подготовить перестройку прогнозов весеннего половодья на более строгой научной базе, чем это имеет место в настоящий момент. Мы, например, пока еще не в состоянии провести на карте бассейна изохроны весеннего стока, ввиду отсутствия даже приближенных формул для скоростей стекания талых вод (выше мы указывали, что это стекание носит весьма сложный характер, и пока еще не исследовано с гидромеханической стороны). Но если мы понимаем влияние расположения изохрон на формирование половодья, то мы тем самым уже легче сумеем найти ту упрощенную схему, которая сможет быть положена в основу расчетных формул. Весьма плодотворная идея Шермана о постоянстве отношения продолжительности ливня к продолжительности паводка, для данного бассейна, может быть вполне — как мы указывали выше — распространена и на снеговое половодье. А ведь это отношение и является по существу интегральной характеристикой расположения изохрон на площади бассейна: чем изохроны более (в среднем) раздвинуты, тем указанное отношение:

$$\gamma = \frac{T}{T_i} < 1$$

будет очевидно больше, т. е. ближе к единице. Переходя к более сложному случаю, когда площадь бассейна значительно превосходит площадь одновременного снеготаяния, мы должны уже исходить из изменяющейся во времени интегральной характеристики площади снеготаяния, или иначе активной площади; и указанное постоянное отношение придется заменить некоторой переменной характеристикой, что, конечно, весьма сложно; но и тут мы, на основе изложенного, уже можем заранее сказать, что большие расходы будут соответствовать случаю, когда площадь одновременного снеготаяния будет покрывать часть бассейна с наиболее раздвинутыми изохронами, т. е. где

$$\frac{d\omega}{d\tau} =$$

будет больше. А наибольший возможный расход получится тогда, когда во времени совпадут: а) перекрытие таянием области с максимальным значением этой производной (т. е. с наиболее раздвинутыми изохронами) и б) наибольшие значения множителя $(h-p)$ возрастающего с температурой. Это уже путь не только для расчетов половодья (притом не чисто статистический, а генетический), но и для прогнозов половодья для топографически изученного бассейна, при наличии конечно прогноза метеорологического.

3. РАСЧЕТНЫЕ ЭМПИРИЧЕСКИЕ ФОРМУЛЫ

Вопрос о расчете стока талых вод разрабатывался почти исключительно у нас в СССР: в Западной Европе, а также в США, половодья имеют главным образом дождевое происхождение, так как длительного накопления снеговых осадков там почти не бывает, а следовательно, не может быть и быстрого сброса большого количества талых вод. Зато у нас проблема снегового половодья стоит в гидрологии на первом месте; поскольку же научное, физическое, ее освещение находится еще на невысокой ступени, а жизнь не ждет и требует хотя бы приближенного ответа на свои запросы, то естественно, что наши гидротехники всегда искали приемлемых для практики, хотя бы и чисто эмпирических формул.

Ф. Зброжек в конце прошлого столетия предложил формулы для среднего и максимального расходов снегового половодья. Эти формулы дадим в том виде, к которому их привел Д. С. Соколовский¹:

$$\left. \begin{aligned} Q_m - Q_0 &= \alpha \cdot A \cdot \Omega \\ Q_{\max} - Q_0 &= \alpha \cdot Z \cdot A \cdot \Omega \end{aligned} \right\}, \quad (64)$$

где Q_0 — расход перед началом половодья, Q_m — средний расход во время половодья, $Q_{\max}$ — максимальный расход (пик половодья), α — коэффициент стока, Z — коэффициент, «зависящий от неравномерности интенсивности снеготаяния по времени и по площади».

Величина A представляет собою «элементарный сток», выражаемый в кубических единицах с единицы площади и в единицу времени, через:

$$A = \frac{\alpha \cdot H}{T},$$

где H — высота снега в пересчете на воду, T — продолжительность снеготаяния.

Анализируя эти формулы, мы прежде всего замечаем, что автор их явно отождествляет продолжительность снеготаяния с продолжительностью половодья, в то время как вторая величина всегда больше первой (и тем больше, чем больше бассейн). Поэтому его первая формула (отбрасывая для простоты величину Q_0 , как чрезвычайно малую по сравнению с основной величиной Q_m), если ее представить в виде:

$$Q_m = \frac{\alpha \cdot \Omega \cdot H}{T},$$

то существу неверна и дает весьма преувеличенное значение Q_m ,

¹ Мы отбрасываем здесь для простоты переходный коэффициент 1,953, т. е. считаем, что все величины даются в одних и тех же единицах.

так как в знаменателе должна стоять не продолжительность снеготаяния, а продолжительность половодья. Вводя обозначения предыдущего параграфа, заменяя T на T' и вводя:

$$h = \frac{H}{T'}; \gamma = \frac{T}{T'},$$

т. е., исправляя указанную ошибку, мы приведем к равенству, тождественному с тем, которое и было нами получено выше:

$$Q_m = \alpha \cdot \gamma \cdot h \cdot \Omega,$$

где h — интенсивность снеготаяния, а потери учитываются «коэффициентом стока» α .

Таким образом «средний расход» по Зброжеку это по существу не средний расход половодья, а объем стока, деленный на период таяния т. е. величина, не представляющая интереса ни теоретически, ни практически.

Переходим ко второй формуле; соединяя ее с первой, можно ее представить в виде:

$$\frac{Q_{\max}}{Q_m} = Z.$$

Если внести указанную поправку в определении Q_m , то такое отношение, как было разобрано в предыдущем параграфе, действительно может быть принято приблизительно постоянным для данного бассейна, и потому возражений формально не вызывает; но придание ему автором формулы значения фактора «неравномерности снеготаяния» показывает, что здесь имеет место недоразумение: отношение максимального расхода к среднему характеризует лишь форму паводочной волны. В простейшем случае треугольной формы это отношение равнялось бы отношению высоты треугольника к высоте равновеликого прямоугольника того же основания, т. е. равнялось бы двум, в общем же случае это будет коэффициент формы паводка, зависящий лишь от формы бассейна, а не от неравномерности снеготаяния; причем отметим, что учет этой неравномерности частично охватывается параметром γ , а в более полном виде учет невозможен, и мы даже не в состоянии сказать, будет ли при большей неравномерности снеготаяния это отношение (Z) больше или меньше.

Мы остановились на анализе этой устаревшей формулы, не имеющей уже давно никакого практического применения, лишь как на интересной, но неудачной, попытке дать генетически обоснованную формулу половодья еще в период, когда самые представления о генезисе половодья находились на очень низком уровне.

С тех пор мы не имели ни одной попытки построения генетических формул; и все — весьма многочисленные формулы различных авторов, исходили лишь из обработки гидрометрических данных и стремились дать им формальное обобщение. Прогресс здесь заключался лишь в постепенном внедрении в эмпирические формулы принципа вероятности, или обеспеченности. Здесь мы видим то же самое, что и в учении о ливнях, где от формулы с жесткоопределенными параметрами, гидрологи (главным образом в США) постепенно перешли к переменным, для различной обеспеченности (и для различных, конечно, районов) параметрам.

В основе всех расчетных формул максимальных расходов, и в частности максимальных расходов весеннего половодья, лежит тот факт, что для различных по величине, но однородных в климатическом отношении бассейнов, Q_{max} растет медленнее, чем площадь бассейна. Это положение было известно уже давно из непосредственных данных гидрометрических измерений, но лишь за последнее время, с развитием научной гидрологии, ему может быть дано рациональное объяснение. Дело в том, что если рассматривать лишь общий объем половодья, то он — согласно изложенному выше анализу — выражается равенством:

$$V' = \alpha \cdot H \cdot \Omega,$$

где коэффициент α учитывает лишь потери на испарение и инфильтрацию, в долях объема запасов воды, причем эти потери, выраженные в объеме, вообще пропорциональны и площади бассейна, и мощности слоя запасов воды, а потому очевидно и коэффициент потерь не может ни возрастать, ни убывать, с площадью бассейна. Следовательно, слой стока половодья:

$$y = \frac{V'}{\Omega} = \alpha H = A \cdot T$$

есть величина, зависящая главным образом от метеорологических условий: осадков, температуры, влажности и отчасти от почвенно-топографических, в той мере, в какой последние влияют на потери. Этот слой может быть представлен в виде изолиний на географической карте, как и слой средне-многолетнего стока, так же как мы видели, независимый от площади бассейна. Для иллюстрации приводим карту средне-многолетнего слоя половодья для равнинной европейской части СССР, составленную ГГИ (рис. 45). См. табл. на стр. 154.

Но когда мы переходим от объема половодья к максимальному расходу, то мы должны ввести для не очень больших бассейнов — согласно изложенному выше — два переходных коэффициента:

1) Отношение $\gamma = \frac{T}{T'}$, меньшее единицы и определенно зависящее от площади бассейна: чем больше эта площадь, тем на больший период растягивается стекание данного объема половодья и 2) отношение $\delta = \frac{Q_{max}}{Q_m}$, также убывающее, хотя и в меньшей степени, с возрастанием площади бассейна.

Для больших бассейнов, одновременно не перекрываемых площадью снеготаяния, мы должны по аналогии с теорией ливневого стока, ввести еще третий переходный коэффициент, выражающий отношение активной площади к общей площади бассейна. Совершенно очевидно, что это отношение должно также убывать с площадью бассейна, поскольку в дробь

$$\frac{\Omega_{дог}}{\Omega}$$

числитель, характеризующий климатические условия бассейна, сам по себе не может возрастать с его размерами, и можно лишь предположить, что вероятность такого расположения площади одновременного снеготаяния на площади бассейна, которое благоприятствует

максимальным расходам, несколько возрастает с размерами бассейна.

В результате получаем, что при переходе от объема половодья к максимальному расходу мы должны ввести произведение из двух или

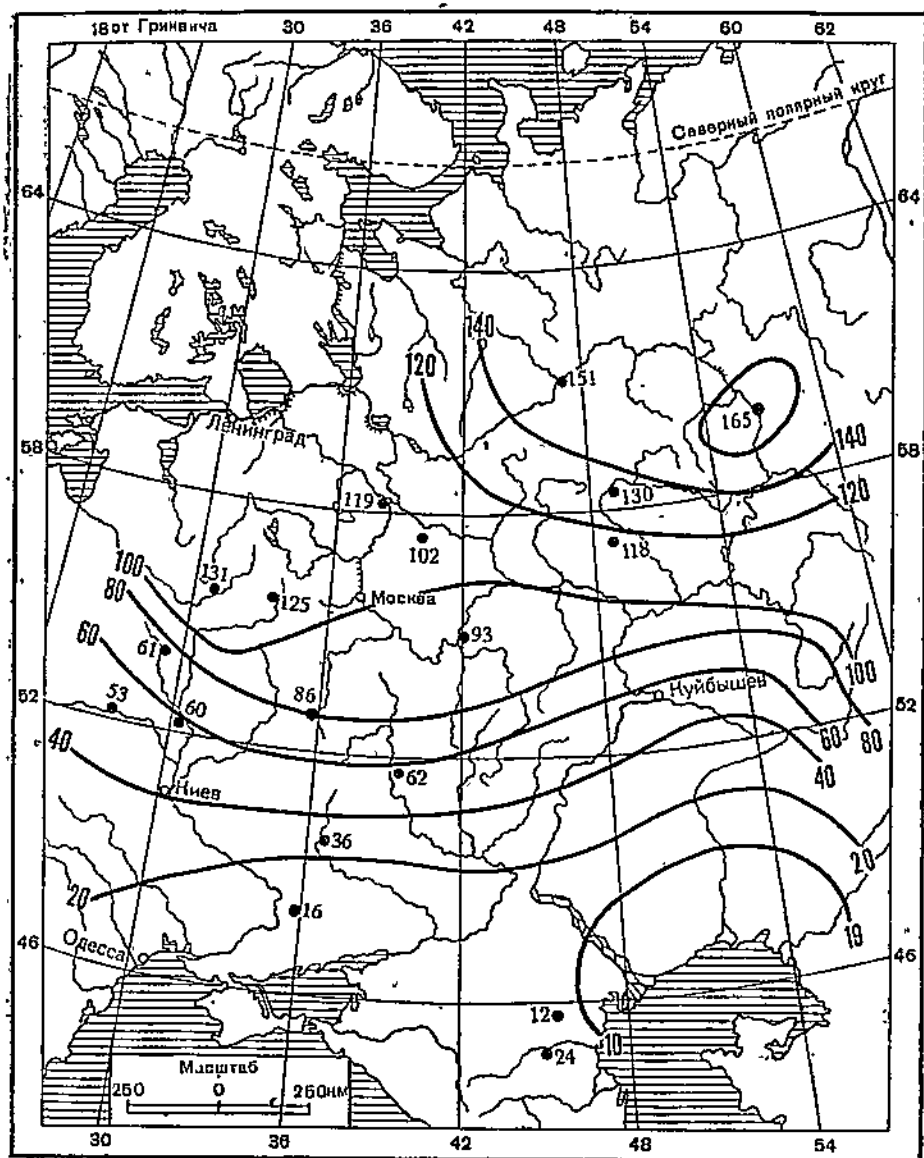


Рис. 45. Нормы объема весеннего половодья в мм слоя.

трех коэффициентов, каждый из которых убывает с площадью бассейна. Это произведение, которое мы в дальнейшем будем называть редуционным коэффициентом, и играет по существу основную роль в построении всех расчетных эмпирических формул; он в суммарном виде объединяет все виды влияния размеров и топогра-

фии бассейна на величину пика половодья, при данных климатических и метеорологических условиях. В частности для равнинных бассейнов, для которых вопрос о снеговых максимумах является особенно актуальным, мы можем в первом приближении ограничиться лишь учетом влияния размеров площади бассейна, считая топографические условия приблизительно однородными, по крайней мере для больших и средних бассейнов.

Будем условно исходить из весьма малой площади бассейна, т. е. такой, для которой время добегания очень мало и все поименованные переходные коэффициенты могут быть приравнены единице, т. е. редуционный коэффициент не играет никакой роли; для такого бассейна максимальный расход будет, очевидно, зависеть лишь от метеорологических условий. Обозначим этот максимум для очень малой площади, соответствующей одному квадратному километру, через A .

Переходя далее к любой площади бассейна, но при тех же метеорологических условиях, мы должны помножить эту величину, с одной стороны, на площадь, а, с другой стороны на редуционный коэффициент, убывающий с площадью; в результате мы получим величину, хотя и большую, чем A , но не пропорционально возрастанию площади. Относя, как обычно делают на практике, максимальный расход к площади бассейна, т. е. переходя к модулю и обозначая в дальнейшем полную площадь бассейна через ω (без индекса, для простоты), мы получим

$$q_{\max} = \frac{Q_{\max}}{\omega} = A \cdot R,$$

где R — редуционный коэффициент.

Желая выразить убывание с площадью бассейна, мы можем представить максимальный модуль в одном из следующих простейших видов:

$$q_{\max} = \frac{C}{\omega^n}; \quad = \frac{1}{a + b\omega^n}; \quad = \frac{1}{(a + b\omega^n)^n}; \quad = \frac{A}{\omega^n} + B.$$

Последнее выражение было принято Д. И. Кочериным, причем свободный член оказался у него отрицательным, что при экстраполяции на очень большие бассейны приводит к неприемлемым результатам: возможности нулевых и даже отрицательных значений. Нормы Д. И. Кочерина для максимальных расходов, как потерявшие за последнее время и практическое значение, мы здесь не приводим.

Известная в литературе формула Карачевского-Волка, также потерявшая практическую ценность:

$$q_{\max} = \frac{12}{\sqrt{\omega + 114}} + 0,06,$$

относится к тому же типу, что и формула Кочерина.

Подробный анализ, сделанный Д. А. Соколовским, приводит к заключению о необоснованности этой формулы и непригодности ее даже для грубых расчетов, что вполне соответствует методу «подбора ошупью кривой», которым пользовался Карачевский-Волк, имея в своем распоряжении всего лишь 37 расходов для бассейнов, находящихся к тому же в совершенно различных климатических усло-

виях; очевидно что при таком малом числе точек, выделить влияние площади бассейна от влияния климатических факторов было абсолютно невозможно.

Из других эмпирических формул упомянем лишь о двух: 1) Ю. В. Ланге, для Европейской России и Западной Сибири

$$q_{\max} = \frac{3,53}{\omega^{1/4}},$$

а для рек с заболоченной поймой:

$$q_{\max} = \frac{1,06}{\omega^{1/4}}.$$

2) Р. П. Спарро, для рек б. Тульской и Воронежской губ. (для малых бассейнов):

$$q_{\max} = \frac{3,10}{\omega^{1/4}}.$$

По поводу формул Ланге отметим лишь, что влияние заболоченности поймы автор несомненно преувеличивает: уменьшение модуля в три раза представляется маловероятным. В остальном же обе формулы почти тождественны; и дают значение редукионного коэффициента в пределах:

$$R = \frac{1}{\omega^{1/4}} \text{ до } \frac{1}{\omega^{1/4}}.$$

В настоящее время наиболее полной, охватывающей весь имеющийся материал, работой по максимальным модулям, является работа Д. Л. Соколовского, подвергнувшего весьма детальному анализу 471 максимум по европейской территории СССР, и 93 максимума по азиатской территории (из них 54 по бассейнам Оби и Иртыша). Об этой работе мы уже говорили в главе V и здесь остается добавить немного. Показатель n в выражении для редукионного коэффициента автор окончательно устанавливает равным $\frac{1}{4}$, и его формула принимает вид, тождественный с формулой Ланге:

$$q_{\max} = \frac{A}{\omega^{1/4}}. \quad (65)$$

Но в отличие от последней — и в этом и заключается большой шаг вперед, сделанный Д. Л. Соколовским, — он, на основании своего огромного материала, устанавливает зависимость значения климатического параметра A как от географических координат, так и от расчетной обеспеченности. Для европейской территории СССР им составлены карты: изолиний: 1) средних значений A ; 2) 50% обеспеченности A ; 3) 10% обеспеченности A и 4) коэффициентов вариации C_v .

Отметим здесь два интересных обстоятельства. Во-первых, показатель для снеговых максимумов оказывается в два раза меньшим, чем для ливневых. Если учесть, что ливневые максимумы мы рассматривали лишь для чрезвычайно малых бассейнов, а снеговые для средних и больших, то получается, как будто, что показатель n сам убывает с площадью бассейна; что представляется непонятным, и на первый взгляд даже маловероятным, если исходить лишь из соотношения времен добегания (скорость стекания талых вод вообще меньше, чем ливневых). Объяснение, по нашему мнению, надо искать в том, что

доля активной площади в полной площади бассейна, при снеготаянии, даже для больших водосборов, всегда больше, чем та же доля, даже для малых бассейнов, но при ливне; следовательно редуциционный коэффициент при снеговом половодье должен медленнее убывать с площадью бассейна, чем при ливневом стока, а это и означает, что показатель n в первом случае должен быть меньше.

Второе обстоятельство, которое мы хотели подчеркнуть, это то, что показатель n не зависит от обеспеченности, что конечно весьма облегчает наши расчеты. В гл. II мы приводили расчетные формулы американских авторов для ливней и мы видели, что показатель в формуле Бернарда, имеющей формально тот же вид:

$$h = \frac{C}{T^n}$$

изменяется там в зависимости от обеспеченности. Конечно, аналогия здесь сравнительно отдаленная, но все же несомненно, что продолжительность ливня в скрытом виде влияет на редуциционный коэффициент; и было бы естественным предположить, что и здесь, чем больше расчетная обеспеченность, тем в меньшей степени сказывается влияние площади бассейна на редуциционный коэффициент. Но исследование Д. Л. Соколовского охватывает столь большой материал, а вся проблема снеготаяния настолько еще слабо освещена в отношении связи между интенсивностью, продолжительностью и площадью таяния, что мы должны принять вывод указанного автора, на данном этапе науки, как вполне достоверный и практически приемлемый.

Наконец автором излагаемой работы, на основе анализа озерных рек Северо-западного края, были получены также зависимости коэффициента A от степени озерности бассейна, (характеризуемой обычно отношением площади озер к площади бассейна); в следующем виде:

$$\begin{aligned} A_{5\%} &= 1,65 - 0,98 \cdot \log (1 + \alpha), \\ A_{1\%} &= 2,15 - 1,30 \cdot \log (1 + \alpha). \end{aligned}$$

Для бассейнов с озерностью, и заболоченностью, Д. Л. Соколовский получил формулы:

$$\begin{aligned} A_{5\%} &= 2,32 - 1,50 \cdot \log (0,20 \beta + \alpha + 1), \\ A_{1\%} &= 2,77 - 1,67 \cdot \log (0,20 \beta + \alpha + 1), \end{aligned}$$

где β — коэффициент заболоченности.

ГЛАВА IX

ВОДНЫЙ БАЛАНС

1. ВОДНЫЙ БАЛАНС, КАК МЕТОД

В начале этой книги мы дали общее понятие о сущности водного баланса как объекта изучения, с одной стороны, и как метода, с другой. На протяжении всей книги мы рассмотрели, более или менее детально, отдельные компоненты водного баланса и, в частности, речной сток, как одновременно и, наиболее важный в практическом отношении, и наиболее сложный для изучения. Конечной целью изучения водного баланса в большинстве случаев и является сток, поскольку именно он используется для различных водохозяйственных целей. Но с развитием водохозяйственных мероприятий и гидротехнического строительства, в особенности в том грандиозном масштабе, который имеет место у нас в СССР, мы часто пользуемся методом водного баланса не только для оценки стока, как такового, но и для других компонентов: испарения, почвенной влажности, и пр. В настоящей последней главе мы рассмотрим водный баланс уже синтетически, на основе всего проведенного ранее анализа его компонентов.

Использование стока для культурных нужд человечества имеет огромную давность; но на протяжении столетий это изучение сводилось главным образом к прямому измерению и непосредственной оценке реальных количеств воды, могущих быть в том или ином направлении использованными. В XIX веке с развитием гидрометрии (в частности, изобретением гидрометрической вертушки) и установлением приближенной связи между горизонтами и расходами воды в реке, непосредственное измерение стока, и его изменений во времени, постепенно было поставлено на довольно большую высоту. Создавалась гидрометрическая сеть, сначала в Западной Европе, а затем, приблизительно с середины XIX века, в России; но поскольку из всех отраслей водного хозяйства в то время главное, и почти исключительное, положение занимал водный транспорт, то совершенно естественно, что гидрометрическая сеть ограничивалась пунктами на больших судоходных реках; это в особенности нужно подчеркнуть по отношению к России, где гидрометрическая сеть на малых реках долгое время отсутствовала, за исключением разве тех случаев, когда малые реки путем шлюзования искусственно превращались в судоходные артерии. В начале XX века у нас были начаты некоторые мероприятия по ирригации (главным образом в Средней Азии), а затем Октябрьская Революция дала мощный толчок для развития и гидроэнергетики, которая на западе получила развитие значительно ранее, еще в конце XIX века. В связи с процессом развития водохозяйственного, а также железнодорожного строительства, которое нуждалось в гидрометрических данных для расчетов пропуска воды под железнодорожным полотном и под мостами, постепенно совершался переход от непосредственного измерения стока к расчетам стока по косвенным данным. Дело в том, что непосредствен-

ное измерение на малых бассейнах и водотоках требовало гидрометрической сети такой густоты, которая по техническим и финансовым обстоятельствам не могла быть реальной. Но кроме того и на больших реках, даже при длительном ряде наблюдений, данных для расчетов на основе лишь непосредственных измерений, зачастую оказывалось недостаточным. Первоначально переход от гидрометрии к гидрологии совершался лишь путем подбора эмпирических формул, назначенных установить связь между стоком и важнейшим фактором, влияющим на сток: осадками; причем казалось, что эта связь сводилась к простейшему выражению отношения между стоком и осадками: коэффициенту стока. Но вскоре уже выяснилось, что этот коэффициент является почти столь же изменчивым, как и самая величина стока, и потому введение его в расчет почти не улучшало положения. Появились попытки построения более сложных зависимостей, в первую очередь линейного типа,

$$y = ax - b,$$

отличие которых от первого указанного этапа заключалось в наличии свободного члена, физическая природа которого в то время еще не была вполне выяснена. Далее Шрейбером была дана впервые формула связи между осадками и стоком в виде

$$y = x \cdot 10^{-\frac{a}{x}}.$$

Эта формула получена была почти интуитивно из сопоставления гидрометрических данных, но она правильно отразила факт увеличения коэффициента стока с возрастанием осадков, причем входящий в нее параметр «а» самим Шрейбером не был раскрыт с физической стороны. Огромной заслугой русского ученого Ольдекопа явилось установление общего характера зависимости между осадками и стоком, причем попутно он подверг анализу формулу Шрейбера и выявил строгий физический смысл указанного параметра. Преобразованная к виду

$$y = x e^{-\frac{z_0}{x}}$$

формула Шрейбера, как оказалось, включает в себя чрезвычайно важную климатическую характеристику z_0 , т. е. максимальное возможное в данных климатических условиях суммарное испарение с речного бассейна. Таким образом, ход развития учения о стоке постепенно от непосредственного измерения стока перешел сначала к учету осадков и, наконец, ввел в рассмотрение ту климатическую характеристику, которая связана с процессом испарения. Ольдекоп свою полуэмпирическую формулу, несколько аналогичную формуле Шрейбера, дает уже не для стока, а для испарения; вычисления же стока для среднего многолетнего периода получаются из простейшего равенства водного баланса

$$x = y + z.$$

Применение принципа водного баланса к многолетнему периоду является наиболее простым; сложнее переход к годовому стоку, и далее к внутригодовому распределению. Все это было в развернутом виде изложено в предыдущих главах этой книги, и здесь мы хотим лишь подчеркнуть постепенный переход от измерения стока к изучению водного баланса, или, иначе говоря, от гидрометрии к научной физической гидрологии. Этот процесс развития научной гидрологии является в полной мере диалектическим, поскольку замкнутое в себе понятие стока на известной ступени развития оказалось не-

достаточным для удовлетворения практических запросов, и потребовался переход к расширенному понятию водного баланса, понятию, включающему в себя весь комплекс явлений перемещений влаги и перехода ее из одной фазы в другую (испарение, конденсация, замерзание, таяние) для любой замкнутой части интересующей нас территории. Идея водного баланса, исходя из элементарного положения о неуничтожаемости воды при всех ее перемещениях и превращениях, далее становится руководством, и основным методом, в современной гидрологии, в части, разумеется, касающейся жидкого стока.

Но когда мы используем для целей энергетики или ирригации сток какой-либо реки, то мы тем самым производим нарушение не только непосредственно в ее режиме, но и в режиме ряда других компонентов водного баланса, непосредственно связанных со стоком; устройство водохранилища увеличивает испарение и повышает уровень грунтовых вод; регулирование стока также влияет в том или ином направлении на гидрологический режим всей речной сети и пр. Особенно следует подчеркнуть влияние агротехнических мероприятий в значительной мере, как это выясняется в последнее время, влияющих на соотношение между отдельными компонентами водного баланса. Но поскольку общее суммарное количество влаги, получаемое данным физико-географическим районом, хотя и изменяется из года в год, но в гораздо меньших пределах, чем его распределение по компонентам, то в первом приближении можно утверждать, что все наши мероприятия водохозяйственного характера влияют лишь на размещение влаги; последний же остается суммарно почти неизменным. Это и создает принципиальную возможность как прогнозов, так и расчетов для отдельных водоемов, в связи с намечаемыми водохозяйственными и агротехническими мероприятиями.

Мы уже говорили о том, что на первое место при изучении водного баланса нужно ставить процесс испарения, а этот последний зависит в первую очередь от температуры. Следовательно, термические условия должны быть положены в основу при всех прогнозах и расчетах. В виде иллюстрации интересно отметить, что по исследованиям А. А. Каминского годовая абсолютная влажность в Прикаспийской низменности почти совпадает с таковой же в Ленинграде и на восточном побережье Балтийского моря, в то время, как относительная влажность для последней почти в полтора раза больше; следовательно засушливый режим Прикаспийской низменности создается не отсутствием влаги, а более высокой температурой. Отметим, что термические условия являются наиболее плавно изменяющимися в пространстве и, следовательно, легче всего поддаются изучению даже при сравнительно небольшой густоте наблюдательных пунктов; следовательно и испарение изменяется в пространстве сравнительно плавно, гораздо более плавно, чем осадки, и в особенности чем сток. Испарение с поверхности речного бассейна является таким образом основным опорным моментом для изучения водного баланса, как фактор, обладающий наименьшей изменчивостью.

Это относится к любому, вполне установившемуся в климатическом отношении периоду. Но в процессе перестройки водного хозяйства, а также в процессе расширения агротехнических мероприятий, мы создаем новые условия для испарения, и тем самым вносим существенные изменения в ну т р и водного баланса данного района.

Академик В. Р. Вильямс в отношении Донского бассейна высказывался следующим образом: «В целом водный режим бассейна Дона от осуществления травопольных севооборотов и системы земледелия изменится в сторону более регулярного и равномерного в течение года подземного стока, резкого сокращения поверхностного стока и полного прекращения разрушительных ливней¹ и паводковых стоков».

Б. В. Поляковым даются следующие цифры, характеризующие влияние рода пахоты на коэффициент стока:

Таблица 19

Состояние поверхности	Коэффициент стока при количестве осадков		
	10 мм	30 мм	50 мм
Поперечная пахота	0,006	0,008	0,018
Продольная пахота	0,056	0,115	0,201

Таким образом уже один переход от продольной пахоты (по склонам) к поперечной пахоте (по горизонталям) дает уменьшение коэффициента поверхностного стока в среднем почти в 10 раз! Если же к этому добавить влияние зяблевой вспашки, а также мероприятия по снегозадержанию, то суммарно влияние агротехнических мероприятий на сток, в особенности в засушливых районах, может оказаться весьма значительным.

Б. В. Поляков приходит на основе изложенного к выводу о необходимости переработки карты изолиний модуля стока и других расчетных гидрологических характеристик для тех районов, где водные запасы сравнительно невелики, а агротехнические мероприятия, намечаемые, и частью уже осуществляемые, с целью повышения урожайности, значительны. При этом он указывает, что, помимо уменьшения среднегодового модуля стока, эти мероприятия должны привести и к некоторому повышению коэффициентов вариации годовых объемов стока. Что касается до внутригодового распределения, то, как уже было указано, агротехнические мероприятия могут лишь в той или иной степени сгладить нормальный гидрограф данной реки путем частичного снятия весенних пиков, и отнесения их объемов на меженный сток.

Если мы далее зададимся вопросом о конечных результатах всех гидротехнических и агротехнических мероприятий, то мы должны будем прийти к следующим выводам: поверхностный сток вначале уменьшается, внутригодовое распределение сглаживается, испарение, и в частности транспирация, возрастают, но все это идет лишь до того предела, когда устанавливаются новые взаимоотношения между составными элементами водного баланса, на этот раз уже для всей территории, питающейся влагой от Атлантического океана, территории, которую нужно рассматривать уже в целом, от Балтийского побережья и до горных хребтов Средней Азии. Общеизвестно, что засушливые годы в нашей средней полосе всегда были связаны с увеличением осадков в Средней Азии, и это естественно, так как количество влаги, переносимое к нам из Атлантического океана и Балтийского моря, из года в год изменяется в очень слабой степени. Следовательно, искусственное

¹ В отношении «прекращения ливней» мы с автором цитаты не согласны, но это в данном вопросе и не существенно.

увеличение транспирации в одних районах, в результате лишь увеличит интенсивность влагооборота и где-то увеличит количество выпадающих осадков, а усиленная инфильтрация, вызываемая гидротехническим строительством и интенсификацией сельского хозяйства, после достаточно длительного периода, связанного со временем добегания грунтовых вод, в конце концов приобщит грунтовые воды к речному стоку, и восстановит его, хотя и в несколько преобразованном гидрографе. Новые гидрологические режимы нашей речной сети суммарно не могут измениться, но в своих отдельных частях могут подвергнуться значительному изменению. Вся эта проблема, исключительно сложная и обширная, связанная с анализом климата, с анализом существующего гидрологического режима, и с рациональным проектированием использования водных ресурсов, должна быть поставлена у нас во всей широте, а разрешение ее возможно лишь на базе широкого и углубленного применения метода водного баланса.

2. ОПОРНАЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ СЕТЬ

Одним из необходимых условий развития научной гидрологии является возможность прямого измерения гидрологических элементов на рационально размещенной по территории сети наблюдательных пунктов. Все теоретические обобщения в гидрологии могут делаться лишь на основе изучения и анализа непосредственно измеряемых величин; вопрос только в том, какие именно величины следует измерять, как должны быть расположены пункты измерений, какими способами эти измерения производить, и в каком разрезе их обрабатывать. Мы уже говорили, что гидрологическая сеть прошлого строилась по принципу чисто гидрометрическому и в лучшем случае могла удовлетворять лишь интересы водного транспорта и отчасти энергетики на больших реках. В настоящее время развитие метода водного баланса дает нам возможность, путем обобщения интерполяции и генетического анализа, получать гидрологическую оценку водных объектов, даже при недостаточном числе наблюдений, а иногда и при полном отсутствии наблюдений, поэтому гидрологическая сеть должна строиться на совершенно новом принципе. В особенности это справедливо по отношению к территории СССР, где колоссальное пространство, при сравнительно малой густоте населения, ставит огромные трудности для осуществления достаточно густой гидрометрической сети; если бы мы пошли по тому пути, по которому в XIX веке пошла Западная Европа, а именно по пути построения гидрометрической сети такой густоты, которая бы могла удовлетворить всем запросам водохозяйственного проектирования, то мы пришли бы к такому количеству гидрометрических пунктов, реализация которого абсолютно невозможна. Да в этом, как было изложено выше, и нет никакой надобности. Метод водного баланса дает нам возможность косвенного изучения стока, но для этого мы должны построить нашу гидрологическую сеть таким образом, чтобы результаты наблюдений, после научной обработки, могли бы привести к таким параметрам, которые сравнительно плавно изменяются по территории; например в гл. II мы указывали, что максимально возможное испарение Z_0 , фигурирующее в некоторых полуэмпирических формулах, может быть хорошо представлено плавными изолиниями, даже при сравнительно небольшом числе опорных точек.

Вся совокупность характеристик гидрологического режима, или иначе говоря, совокупность гидрологических параметров, делится на две существенно отличных категории:

а) **Зональные параметры**, изменяющиеся непрерывно при переходе от одного географического пункта к другому, и потому могущие быть представленными в виде изолиний; сюда относятся, например, норма стока, нормальный гидрограф, коэффициенты вариации и асимметрии, слой испарения и пр.

б) **Азональные параметры**, связанные с геометрическими и гидравлическими характеристиками данного водоема, или бассейна, как-то форма и размеры бассейна, его топография, времена добегания ливневых и талых вод и пр.

В соответствующих главах мы осветили сравнительную роль характеристик первой и второй категорий на формирование стока. Совершенно ясно, что азональные параметры должны изучаться по отношению к каждому водоему или бассейну в отдельности; или же в крайнем случае такое изучение может быть поставлено в отношении к типам бассейнов (например, для расчетных формул ливневого стока); к типам русел (для гидравлических характеристик); и тому подобное. Такое изучение не может быть связано с опорной гидрологической сетью в том смысле, как мы ее понимаем, т. е. с сетью, изучающей водный баланс районов, или территории в целом¹.

Опорная гидрологическая сеть должна состоять из пунктов, расположенных главным образом на **небольших бассейнах**; дело в том, что выводы из данных опорной сети должны путем научной обработки и применения метода водного баланса привести к установлению опорных зависимостей между стоком, осадками, испарением и пр., зависимостям, которые могут относиться каждый раз лишь к физически однородной территории: следовательно, бассейн, выбираемый для установления таких зависимостей должен быть однородным, а этому требованию удовлетворяют только сравнительно небольшие бассейны. Кроме того все данные, полученные для бассейна, мы должны — в целях построения изолиний — относить к **какому-то центру бассейна**, а эта неопределенность создает ошибку тем большую, чем больше бассейн. Наблюдения на станциях опорной сети после всесторонней синоптической обработки должны дать все основные характеристики, т. е. все зональные параметры, динамику этих параметров и связь их с климатическими и вообще физико-географическими характеристиками соответственных районов. Далее, частный бассейн, относящийся к данной гидрологической станции, должен быть оснащен специальной микросетью, состоящей из дождемерных и испарительных пунктов, а также наблюдательных колодцев (для изучения изменений запасов грунтовых вод). По вопросу, в частности, о дождемерной сети приходится с сожалением отметить, что у нас в СССР ее современная густота исключительно мала и абсолютно не в состоянии удовлетворить запросам гидрологии. Для сравнения укажем, что на территории Англии регулярно работает около 5.000 дождемерных пунктов; приблизительно то же количество пунктов имеется в Германии; а на всей территории СССР, несоизмеримой по размерам с двумя указанными

¹ Встречающееся зачастую применение термина «опорный» к пунктам наблюдений **локального характера** мы считаем даже чисто логически неправильным.

государствами, мы имеем лишь всего 1800 дождемерных станций. В США, во многих штатах, расстояние от одной дождемерной станции до другой составляет всего лишь 10—15 км, что дало возможность американским гидрологам установить целый ряд интереснейших зависимостей, касающихся, например, распространения, интенсивности и продолжительности ливней (см. гл. III). На нашей же дождемерной сети, где расстояние от одного пункта до другого составляет в лучшем случае десятки, а иногда и сотни километров, мы совершенно лишены возможности сколько-нибудь точного учета количества осадков, необходимого нам для косвенного измерения стока. А между тем, повторяем, в наших условиях чисто гидрометрическое изучение стока должно быть отвергнуто, как и нереальное и нерациональное и должно быть заменено гидрологическим, на основе метода водного баланса. Следовательно, в наших условиях в особенности метеорологическая сеть должна быть построена так, чтобы удовлетворять запросам и гидрологии, чего в настоящее время к сожалению нет.

В заключение необходимо подчеркнуть, что в народнохозяйственном плане третьей пятилетки, по докладу тов. Молотова, выдвинута проблема местного водного благоустройства, т. е. мелкой гидроэнергетики, колхозного водоснабжения и пр. Разрешение этой проблемы требует создания гидрологического фундамента, могущего дать оценку водных ресурсов для любой, даже совсем небольшой, территории; совершенно ясно, что здесь также речь может идти не о гидрометрической сети, а об оценке водных ресурсов методом водного баланса, на основе научной интерполяции данных, получаемых на опорной гидрологической сети. Существующая у нас гидрометрическая сеть сравнительно мало отличается от полученной в наследство от царской России гидрометрической сети водно-транспортного характера: она ограничивается почти исключительно судоходными реками и потому, очевидно, не в состоянии удовлетворить запросам водного хозяйства в современном разрезе, и, в частности, тем, которые связаны с огромной, и исключительно важной, проблемой местного водного благоустройства.

3. ВОДНЫЙ БАЛАНС НИЖНЕЙ ВОЛГИ

В качестве примера баланса суши приводим расчет водного баланса Нижней Волги на участке Куйбышев—Камышин, произведенный Б. В. Поляковым.

Эта работа была выполнена в связи с необходимостью выявления роли грунтового питания Н. Волги, а также в связи с анализом типового гидрографа Волги у Камышина.

Путем объединения в уравнение баланса удалось подтвердить, что на участке Куйбышев—Камышин роль грунтовых вод в меженном стоке Волги исключительно велика. Песчаная речная пойма Нижней Волги выравнивает годовой сток: обладая свойствами водохранилища, она регулирует сток путем изъятия части паводка на пропитывание поймы, заполнения пойменных озер и стариц и отдаче большей части этой воды в виде грунтового стока.

Условной границей рассматриваемого участка Волги для поймы принято: 1) в пределах затопления ее при паводке типового среднего гидрологического года и 2) в пределах створов Куйбышева и Камы-

шина. Баланс составляется только с учетом элементов, поддающихся измерению. Поэтому совершенно не учитывался подземный поток в упомянутых выше створах (подземный приток и отток, считая их условно равными). Отток у Камышина будет, видимо, несколько больше, чем приток у Куйбышева, хотя практически в общем балансе величина эта ничтожна; поэтому ею можно пренебречь. Далее с целью упрощения уравнения водного баланса необходимо вести его рассмотрение только для среднего многолетнего года.

Рассмотрим отдельно приходную и расходную часть баланса, учтя отдельные элементы в объемных единицах (в км³).

Приходная часть баланса складывается из следующих элементов:

$$y_1 + x + u_{\text{пов}} + u_{\text{гр}},$$

где y_1 — сток Волги в створе Куйбышева, x — осадки на площади поймы в указанных выше границах, $u_{\text{пов}}$ — поверхностный местный сток с площади водосбора, нарастающей в пределах этих створов с Заволжья и правобережья, и $u_{\text{гр}}$ — грунтовый приток в русло р. Волги на протяжении от Куйбышева до Камышина.

Расходная часть баланса складывается из следующих элементов:

$$y_2 + z_b + z_n,$$

где y_2 — сток Волги в створе Камышина, z_b — испарение с водной поверхности, z_n — испарение с поверхности поймы непокрытой водой (транспирация растений и испарение с поверхности почвы).

Общее уравнение баланса для среднего многолетнего года в случае, если сумма ежегодных изменений запасов влаги в водосборе превращается в 0, можно выразить следующим образом:

$$y_1 + x + u_{\text{пов}} + u_{\text{гр}} = y_2 + z_b + z_n \quad (3)$$

или, обозначая приращение стока в створе у Камышина (по сравнению со створом у Куйбышева) через: $\Delta y = y_2 - y_1$, получим:

$$u_{\text{пов}} + u_{\text{гр}} + x = \Delta y + z_b + z_n. \quad (4)$$

Рассмотрим отдельные составляющие уравнения (4): 1) поверхностный местный сток, 2) грунтовое питание, 3) осадки, 4) приращение стока Волги, 5) испарение с водной поверхности и 6) испарение с поверхности поймы.

1. Поверхностный местный сток. Сток с водосборной площади, нарастающей на участке от Куйбышева до Камышина, $u_{\text{пов}}$ является довольно значительной составляющей баланса.

Планиметрируя площади между изолиниями модулей и умножая их на подусумму модулей, получим объем стока за средний год, равный $u_{\text{пов}} = 8,0 \text{ км}^3$.

2. Грунтовое питание. Грунтовой приток в русло р. Волги на протяжении от Куйбышева до Камышина определяется на основании приращения расходов в периоды, когда поверхностный сток отсутствует. Такими периодами являются зимние месяцы без оттепелей.

Наращение стока по этим данным от Куйбышева до Камышина составляет $1,7 \text{ км}^3$.

Соответствующей обработкой данных установлено, что на долю приращения зимнего грунтового стока (за период январь—февраль) останется в среднем около $1,7 \text{ км}^3$. Этот объем стекает за 59 суток, поэтому средний расход грунтового питания $Q = 333 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Порядок этой величины подтверждается также сравнением меженных расходов, произведенным в специальной работе Б. В. Полякова.

Сравнение это произведено тремя способами:

Первый способ заключался в сравнении расходов для характерных (устойчивых и низких) меженных горизонтов во всех пунктах Н. Волги рассматриваемого участка, где имеются кривые расходы (с учетом скорости пробега). Для периода с 1881 г. приращение устойчивого низкого многолетнего расхода равно $322 \text{ м}^3/\text{сек.}$

Второй способ заключался в учете стока у Камышина и Вольска за два меженных периода, в которые производились непосредственные измерения расходов воды. Приращение расходов для начала осени 1936 года на участке от Вольска до Камышина оказалось $170 \text{ м}^3/\text{сек.}$ и для конца осени $215 \text{ м}^3/\text{сек.}$

Гидрографы Вольска и Камышина за 1933—1934 гг., построенные по измеренным в эти годы расходам подтверждают, что порядок величины прироста расхода — $200\text{—}250 \text{ м}^3/\text{сек.}$ В эти годы производилось измерение значительного количества расходов как по одному, так и по другому створу. Для участка Жуйбышев—Камышин расходы должны быть соответственно больше; таким образом, цифра $300 \text{ м}^3/\text{сек.}$ подтверждается еще раз.

Третий способ заключался в использовании данных измерения расходов на Н. Волге, произведенных в 1934 году в связи с однодневной нивелировкой. С учетом срока пробега, соответствующее приращение расходов составило $230 \text{ м}^3/\text{сек.}$

Первый способ дает более достоверную цифру, так как при этом приращение получается на основании длинного ряда лет. При третьем способе взят однодневный расход, не характеризующий среднего стока.

Кроме того ошибка измерений при уменьшении периода значительно увеличивается. Цифры второго способа основаны на непосредственном измерении и поэтому для данных периодов более точны.

Все это указывает на значительное грунтовое питание.

Доказательством существования значительного грунтового питания служит также наличие в Волге в меженный период значительного количества солей щелочных металлов в виде NaCl и NaSO_4 . Особенно значительно увеличивается в межень количество хлора. В то время как количество SO_4 уменьшается в высокую воду в 3—3,5 раза, количество Ca и Mg в 2—3 раза и количество щелочных металлов в 5—6 раз, количество хлора уменьшается в среднем в 8—10 раз.

На основании приведенных соображений меженнее приращение стока можно принять равным $300 \text{ м}^3/\text{сек.}$ В связи с тем, что с наступлением паводка приток грунтовых вод уменьшается, а при значительном подъеме вод в реке приток грунтовых вод прекращается вовсе, можно не считать в запас расчета объема грунтового стока приращение грунтового стока за три паводковых месяца. Объем грунтового стока определен равным $7,1 \text{ км}^3$.

3. Осадки. Величина осадков на участке поймы принята по карте изолиний, составленной И. К. Тихомировым. При этом слой осадков оказался равным в среднем 410 мм. Площадь поймы, подверженная затоплению в средний год, определена в 4045 км^2 .

Исчисление объема годовых осадков, произведенное путем умножения отдельных участков поймы на долусумму изогнет, ограничивающих данный участок, дает величину $x = 1,6 \text{ км}^3$.

4. Приращение стока Волги. Приращение годового стока у Камышина по сравнению с Куйбышевым Δy является наиболее значительной составляющей водного баланса, поэтому определению Δy уделено наибольшее внимание. В результате тщательной работы установлено, что приращение стока для среднего многолетнего периода равно: $\Delta y = 12,7 \text{ км}^3$.

5. Испарение с водной поверхности. Оно определяется согласно данным Ершовского испарительного бассейна. Меженный площадь зеркала реки равна 1040 км^2 , а площадь пойменных озер — 110 км^2 .

В связи с меняющейся площадью водной поверхности объем этой составляющей водного баланса определяется следующим образом. По типовому графику были определены характерные горизонты и соответствующая им величина зеркала. Далее, определялась высота слоя испарения — соответствующее среднемесячное испарение.

Расчет величины установил, что $z_b = 1,9 \text{ км}^3$.

6. Испарение с поверхности поймы. Этот вид испарения трудно поддается учету, так как непосредственных исследований на пойме не было, а данные по другим исследованиям не характеризуют приведенный случай. Испарение с поверхности поймы, покрытой растительностью, очень значительно. Пользуясь графиками П. С. Кузина суммарное испарение с поймы было определено равным $z_n = 1,8 \text{ км}^3$.

Сумма элементов водного баланса, входящего в левую часть уравнения (4) на основании приведенных соображений будет равна:

1) поверхностный местный сток	$y_{\text{пов}} = 8,0 \text{ км}^3$
2) приращение грунтового питания	$y_{\text{гр}} = 7,1 \text{ „}$
3) осадки на рассматриваемой площади речной долины	$x = 1,6 \text{ „}$
	$16,7 \text{ км}^3$

Правая часть уравнения будет равна:

4) приращение стока Волги	$\Delta y = 12,7 \text{ км}^3$
5) испарение с водной поверхности	$z_b = 1,9 \text{ „}$
6) испарение с поверхности поймы	$z_n = 1,8 \text{ „}$
	$16,4 \text{ км}^3$

Водный баланс на представленной выше сводке не вполне увязывается; однако расхождение это очень не велико и практически находится в пределах точности подобного рода расчетов.

Путем выявления роли отдельных составляющих водного баланса, установлено, что роль грунтового питания в приращении меженного стока чрезвычайно велика.

Почти при полном отсутствии в межень поверхностного стока, на участке от Куйбышева до Камышина, Волга получает грунтовой приток, равный меженнему стоку такой большой реки, как Дон в среднем течении ($300 \text{ м}^3/\text{сек}$). Объем приращения годового поверхностного стока лишь немного больше приращения грунтового стока на данном участке. Далее установлено, что величина потерь на испарение с поймы не является особенно значительной. Приведенное исследование дало также правильное представление о расчленении на отдельные составляющие типового гидрографа Волги.

4. ВОДНЫЙ БАЛАНС ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ

Внутренними морями называются водоемы, имеющие сообщение с океаном, но через сравнительно неширокие проливы; последние создают особые условия водообмена с океаном, в виде непрерывного потока, причем для некоторых морей он может быть направлен в океан (если сток во внутреннее море повышает испарение с его зеркала), для других направление потока может быть обратным. Примером второго случая может служить Средиземное море, имеющее постоянный приток из Атлантического океана через Гибралтарский пролив. Водный баланс внутренних морей представляет особый интерес как вообще в водохозяйственном отношении, так в частности и в отношении солевого состава внутреннего моря, поскольку условия водообмена с океаном таковы, что солевой состав внутреннего моря в значительной степени зависит от стока впадающих в него рек и от испарения с его зеркала; для внутренних морей, имеющих отток в океан, соленость при прочих равных условиях меньше, чем для тех, воды которых пополняются из океана.

К вопросам солевого состава примыкают и вопросы фауны внутреннего моря и, в частности, вопросы рыбного хозяйства. Но в этой книге мы рассматриваем лишь водный баланс, как таковой, не касаясь вопросов химизма и гидробиологии, хотя и тесно связанных с водным балансом.

У нас в СССР мы имеем три внутренних моря, два пограничных: Балтийское и Черное и одно полностью на территории СССР — Азовское.

Общее уравнение водного баланса для всякого внутреннего моря может быть написано в следующем виде:

$$A + G + N = E \pm Q,$$

где A — приток речных вод,

G — склоновый и грунтовый сток,

N — осадки, выпадающие на поверхности моря,

E — испарение с поверхности моря,

Q — величина водообмена с океаном, знак которого в общем случае нам неизвестен.

Это уравнение относится очевидно лишь к многолетнему периоду; для короткого периода необходимо добавить еще член ΔV , выражающий прибыль или убыль объема воды внутреннего моря; его можно выразить через разность отметок в начале и в конце принятого периода, помноженную на полусумму площадей соответственных изобат.

Начнем с водного баланса Балтийского моря; он является довольно хорошо освещенным, целым рядом научных работ, как западно-европейских ученых, так и ученых СССР. По самым последним подсчетам, доложенным Д. Л. Соколовским на III Гидрологической Конференции Балтийских стран, в Балтийское море впадает 55 рек, дающих суммарно сток, равный 440 км^3 в год, при общей площади бассейна $1\,587\,286 \text{ км}^2$, что в среднем дает $8,80 \text{ л/сек с км}^2$.

Подсчет для большинства рек, проведен на основании непосредственных гидрометрических данных, для остальных же на основе карты модулей стока.

Попутно интересно отметить, что изолинии стока в преобладающем числе случаев огибают море и идут приблизительно параллельно береговой линии, причем по мере приближения к морю модуль по большей части увеличивается, за исключением Финляндии, где береговая изолиния 7 л/сек переходит, по мере удаления от моря, в 8—9 л/сек. Наиболее крупной рекой является Нева, дающая 18,7% всего речного стока.

Средне-годовая сумма осадков по последним данным может быть принята равной 570 мм. Как всегда, труднее всего оценить величину испарения, поскольку к данным непосредственных измерений приходится относиться весьма осторожно, вследствие несовершенства существующих испарителей.

Полученные разными авторами и разными методами цифры колеблются от 500 до 700 мм в год. По мнению Д. Л. Соколовского, следует принять нижний предел 500 мм. Сопоставляя все эти цифры и пренебрегая слагаемым G в вышеприведенном уравнении водного баланса, поскольку склоновый и грунтовый сток представляют собой величину весьма малую по сравнению с остальными слагаемыми, а также ввиду неточности цифры испарения, вероятно, лежащей в пределах возможной ошибки всего подсчета, мы приходим к цифре истока из Балтийского моря, в Северное, равной 460 км^3 в год.

Из приведенных нами цифр наибольшего доверия заслуживает сумма речного стока и сумма осадков. Цифра же испарения нуждается в дальнейшем уточнении.

Переходим к Азовскому морю. Материковый сток в него в преобладающей своей части состоит из стока рек Дона и Кубани. Чрезвычайно обстоятельный анализ всех гидрометрических данных по этим двум рекам, проведенным Д. Л. Соколовским, дает для стока реки Дона цифру $28,5 \text{ км}^3$ в год. Сток реки Кубани по подсчетам того же автора составляет $11,0 \text{ км}^3$ в год. Все остальные мелкие реки в сумме дают $1,2 \text{ км}^3$ в год.

Количество осадков, выпадающих на поверхности Азовского моря, по определению Н. М. Книповича составляет 393 мм. По другим данным — 415 мм. Д. Л. Соколовский считает первую цифру более достоверной.

Что касается испарения, то по данным испарителя Вильда на шести прибрежных метстанциях оно получается равным 1100 мм, а подсчет по формуле Майера-Тихомирова дает 976 мм, причем последняя цифра повидимому ближе отвечает действительности. При этих значениях испарения, осадков и притока пресных вод, исток из Азовского моря в Черное составит $24,3 \text{ км}^3$.

С другой стороны, измерения скорости течения в Керченском проливе, произведенные Г. Е. Ратмановым, дали цифру $21,1 \text{ км}^3$, что в пределах возможных ошибок довольно близко подходит к цифре, полученной методом водного баланса; причем необходимо отметить, что вертушечные измерения, по условиям работы в проливе, не могли быть особенно точными, и нам кажется, что цифра, полученная балансовым методом, ближе к истине.

Водный баланс Черного моря исследован гораздо менее детально, поскольку гидрометеорологические данные не обладают достаточной полнотой: приближенные цифры, полученные П. С. Кузиным, дают (в км^3 в год) материковый приток — 398, осадки — 136, испарение — 388 и сток в Мраморное море — 146.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В стране, где давно разбиты оковы капитализма, тормозившие развитие производительных сил, где безгранично выросли возможности широкого использования всех естественных ресурсов, на базе научного их анализа, перспективы в частности и для водного хозяйства исключительно велики. Мы уже сейчас стоим перед осуществлением таких грандиозных, не имеющих precedентов в истории, реконструкций водного хозяйства, как проблема Каспия и Большой Волги; и мы можем быть уверены, что в дальнейшем будут возникать все новые, и новые, проблемы, причем такие, какие в настоящий момент мы даже не можем себе представить.

Максимальное использование водных ресурсов с полной увязкой потребности всех отраслей водного хозяйства — вот, что стоит перед нами в будущем; а это по существу, является уже проблемой проектирования водного баланса в целом для всей страны. Для того, чтобы подготовиться к разрешению такой проблемы, надо уже теперь с максимальной интенсивностью работать над углублением научной гидрологии, и в особенности в части, касающейся водного баланса. В этой книге мы везде подчеркивали те вопросы, в которых научный уровень современной разработки мы считаем неудовлетворительным. По всем этим вопросам надо интенсивно работать дальше. И, наконец, опять-таки лишний раз считаем нужным подчеркнуть, что в основе конкретного изучения всех вопросов водного баланса лежит создание действительно рациональной опорной гидрологической сети, создающей мост между гидрологическими и метеорологическими элементами, и дающей возможность, путем научного анализа результатов наблюдений, построить полную картину всего водного баланса нашей обширной территории и, повторяем, спроектировать, рассчитать тот водный баланс, который явится результатом реконструкции всего нашего водного хозяйства, и даст нам полное использование всех богатейших наших водных ресурсов.

Краткие сведения о гамма-функции

Гамма-функция есть обобщение функции, известной под названием факториала:

$$n! = 1 \cdot 2 \cdot 3 \cdot \dots \cdot (n-1) \cdot n,$$

вводимого лишь для целых положительных значений n , на любые значения n . Это расширение делается помощью Эйлера интеграла второго рода:

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} x^{\alpha-1} \cdot e^{-x} \cdot dx. \quad (1)$$

Для $\alpha=1$ простым интегрированием получаем

$$\Gamma(1) = 1.$$

Для любого целого положительного значения α нетрудно получить рекуррентную формулу методом интегрирования по частям. Введем:

$$e^{-x} = u \quad x^{\alpha-1} dx = dv.$$

Интегрируя по частям, получаем:

$$\int_0^{\infty} x^{\alpha-1} e^{-x} dx = -\frac{x^{\alpha}}{\alpha} e^{-x} + \int_0^{\infty} \frac{x^{\alpha}}{\alpha} e^{-x} dx$$

или, так как первое слагаемое равно нулю:

$$\Gamma(\alpha+1) = \alpha \cdot \Gamma(\alpha). \quad (2)$$

Эта основная в теории гамма-функций зависимость дает нам непосредственно для целых значений:

$$\Gamma(2) = 1; \quad \Gamma(3) = 1 \cdot 2; \quad \Gamma(4) = 1 \cdot 2 \cdot 3 \text{ и т. д.}$$

Иными словами, доказано, что для целых положительных значений α гамма-функция тождественна с факториалом

$$\Gamma(\alpha) = 1 \cdot 2 \cdot 3 \cdot \dots \cdot (\alpha-1) = (\alpha-1)!$$

Далее обращаем внимание на то, что равенство (2) выведено нами без наложения ограничений на α , и следовательно, может быть применено для перехода от любого значения α к значению $(\alpha+n)$, где n — целое число. Следовательно, применяя эту формулу последовательно, будем иметь вообще:

$$\Gamma(\alpha+n) = \Gamma(\alpha) \cdot (\alpha+1) (\alpha+2) \cdot \dots \cdot (\alpha+n-1) \quad (3)$$

выражение, которым мы и воспользовались в гл. V.

Для примера покажем, как получаются значения гамма-функции для последовательности:

$$\frac{1}{2}; \frac{3}{2}; \frac{5}{2}; \text{ и т. д.}$$

Для этого нам достаточно получить значение

$$\Gamma\left(\frac{1}{2}\right).$$

Имеем известное из анализа равенство

$$\int_0^{\infty} e^{-x^2} \cdot dx = \frac{\sqrt{\pi}}{2}.$$

Заменяем x через $\sqrt{t}$, откуда $dx = \frac{1}{2} \cdot t^{-\frac{1}{2}} \cdot dt$;

и наше равенство, после умножения на 2, приводим к виду:

$$\int_0^{\infty} e^{-t} \cdot t^{\frac{1}{2}-1} \cdot dt = \sqrt{\pi}.$$

Но левая часть u есть искомое выражение; следовательно имеем:

$$\Gamma\left(\frac{1}{2}\right) = \sqrt{\pi}.$$

После чего, помощью полученной выше рекуррентной формулы, получаем последовательно:

$$\Gamma\left(\frac{3}{2}\right) = \frac{\sqrt{\pi}}{2}; \quad \Gamma\left(\frac{5}{2}\right) = \frac{3}{4} \sqrt{\pi}; \quad \Gamma\left(\frac{7}{2}\right) = \frac{15}{8} \sqrt{\pi}; \text{ и т. д.}$$

В общем виде, для непрерывно изменяющегося положительного аргумента значения гамма-функции вычисляются по интервалам и даются в табличной форме.

Мы ограничимся здесь лишь вышеизложенными весьма краткими и элементарными положениями, в том лишь размере, который необходим для понимания структуры кривых распределения Пирсона и Бровковича, изложенных в пятой главе этой книги. Общая теория гамма-функций занимает большое место в математике и имеет обширные приложения, главным образом, в области бесселевых и некоторых других функций.

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. В. В. Шудейкин. Физика моря, 1933. Гл. IV.
2. Л. Н. Чирвинский. Снег и снегозадержание, 1931, гл. III.
3. А. Ф. Лебедев. Почвенные и грунтовые воды. 1936.
4. А. А. Каминский и О. В. Ванеева. Перенос водяного пара на территорию Европейской части СССР в теплый сезон. (Записки ГГИ, т. VIII, 1933).
5. И. К. Касаткина. Усиление внутреннего влагооборота, 1921.
6. И. К. Тихомирнов. Практическое руководство к изучению испарения с поверхности пресноводных водоемов, 1933.
7. Э. Ольдекоп. Об испарении поверхности речных бассейнов, 1911.
8. Д. И. Кочерия. Вопросы инженерной гидрологии, 1932.
9. Л. К. Давыдов. Колебания водоносности рек Средней Азии (Труды Средне-Азиатского Метеорологического Института, Ташкент, 1929).
10. Ad. Meyer. The Elements of Hydrology, 1928.
11. Е. М. Соколова. Недостаток насыщения влагою воздуха на территории СССР. (Труды ГГИ, 1937).
12. Д. Л. Соколовский (редакция). Вопросы стока (ГГИ, вып. VIII, 1936).
13. Б. Д. Зайкова и С. Н. Белинков. Средний многолетний сток рек СССР (ГГИ, вып. 2, 1937).
14. Б. Д. Зайков. Карта среднего годового стока Европы (ГГИ, вып. 6, 1938).
15. В. К. Давыдов (редакция). Вопросы гидрометеорологии (ГГИ, вып. 7, 1938).
16. М. И. Львович. Опыт классификации рек СССР (ГГИ, вып. 6, 1938).
17. Д. Л. Соколовский. Применение кривых распределения к установлению вероятных колебаний годового стока рек Европейской части СССР, 1930.
18. Д. Л. Соколовский. Применение кривых вероятностей к расчетам годового и максимального стока, 1934.
19. Д. Л. Соколовский. Нормы максимального стока весенних паводков рек СССР. 1937.
20. С. Н. Кривцкий и М. Ф. Менкель. Расчеты речного стока. 1934.
21. Е. В. Близняк и Б. В. Поляков. Инженерная гидрология, 1939, гл. V.
22. W. G. Hout (and others). Studies of Relations of Rainfall in the United States 1936.
23. Glarens S. Jarvis (and others). Floods in the United States, 1936.
24. Доклады по вопросам водного баланса и стока на гидрологических конференциях балтийских стран.
25. Статьи по вопросам водного баланса и стока в Известиях, Записках, и Трудях ГГИ.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Апри 26, 72
Апполов Б. А. 170

Безайс Э. К. 40
Беленков С. Ю. 82, 88
Бернард 36, 134, 138
Бигелоу 19
Брегман Г. Р. 170
Брейтер 138, 140
Бровкович Г. Н. 103, 106, 107, 110, 113

Векс 72, 73
Вестман 144
Вейнберг М. М. 96
Вильд 29, 171
Вильямс В. Р. 161
Воейков А. И. 74, 75, 76, 141
Вознесенский А. В. 8, 34
Вольни 23, 39, 40
Высоцкий 26

Гапп 39, 40.
Гартман 26
Гаусс 94, 96, 97, 103.
Гутентоблер 48

Давыдов В. К. 20
Де-Геен 46
Дальтон 16, 17, 20
Дандримок Р. 45, 49, 50, 52, 55
Дарси 47, 48, 49
Долгов 38
Дубелир Г. Д. 136

Зайков Б. Д. 82, 88, 119
Зброжек Ф. 135, 151, 152
Зольднер 16

Иванов А. И. 42
Иванов Г. П. 83
Избаш 48

Казанцев Б. П. 146
Казанцев Г. В. 126
Калесник 43
Каминский А. А. 160
Карачевский-Волк 155
Касаткин И. И. 8
Келлен 33
Кинг 23
Кинпович Н. М. 169, 170
Комаров В. Д. 142, 146
Кочерин Д. И. 31, 138, 155
Крицкий 123, 124, 127
Кребер 48
Кузин П. С. 32, 167, 169

Кутань 76

Ланге Ю. В. 156
Лебедев А. Ф. 40, 41, 45, 46
Лесков Г. А. 133, 134
Ли 50
Львович М. И. 27, 31, 77, 78
Любославский Г. А. 41

Майер А. 19, 21, 25, 26, 27, 35, 102
Манинг 134, 137
Марнот 39
Марселен 17
Мартон 76
Мейнардус 8, 34
Менкель 123, 124, 127
Минд 27
Митчерлих 38, 49
Молотов В. М. 164
Морозов 26, 72
Мялковский 96

Небольсин С. И. 144
Нифер 42
Ньютон 46

Ольдекоп 28, 29, 30, 74, 159.
Орлов Б. П. 40
Отоцкий 26, 72

Павловский Н. Н. 53
Пенк 34
Парсон 96, 97, 98, 100, 101, 103, 107, 109,
110, 111, 113
Поляков Б. В. 19, 20, 86, 128, 161
Порывкин Н. П. 40
Протоद्याконов М. М. 137

Ратманов Г. Е. 169
Риплас 136

Савиннов С. И. 141
Соколовский Д. Л. 27, 74, 86, 112, 121,
138, 151, 168
Сочеванов В. Е. 40
Спарро Р. П. 156
Спенглер О. А. 143, 144

Тейлор 95, 97
Тилло 72
Тихомиров И. К. 19, 166
Трансо 24

Фельднер 56
Флерова Л. А. 27
Фольгер 39, 40

Фостер 98, 109, 119

Хальбфас 8

Хазен 47, 48

Цейтлин 142, 146

Цюлковский 41

Шарлье 95, 96, 97, 103, 106, 107, 112

Шевелев М. Э. 128

Шезн 47, 51, 60, 65

Шерман 138, 139, 146, 150

Шефер 56

Шилов Н. Д. 171

Шмидт 17

Шрейберг 28, 29, 30, 34, 159

Шулейкин В. В. 18

Эбермайер 26

Энглер 73, 74

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абсолютная влажность 40
 Аллювиальные воды 52
 Асимметрия 98
 Асимметричное распределение 97, 102

Балансовый метод 6, 58
 Бассейн 7, 11, 68, 71, 143, 145
 Безнапорное движение 52
 Бессточное озеро 12
 Болото 74

Вариация годовых изменений стока 57
 Вегетационный период 25, 26, 72, 73, 75
 Вектор скорости 14
 Вероятность 13, 108
 Вероятность теоретическая 89, 90
 Весеннее половодье 42, 78, 147
 Весеннее снеготаяние 42, 43, 55
 Ветер 8, 22, 24, 50, 51, 74
 Возможное испарение 29
 Влагоносные ветры 9, 72, 129
 Влагооборот 6, 8, 9
 Влажность воздуха 24, 51
 Влажность почвы 22, 24
 Внутригодовое распределение стока 57, 58, 74, 77, 117

Вода капиллярная 7
 Вода парообразная 7
 Вода пленочная 7, 22, 49
 Вода почвенная 7, 23
 Водный баланс 6, 21, 39, 41, 57, 158, 170, 172

Водоём 1, 6, 17
 Водонепроницаемый грунт 50, 53
 Водонепроницаемый пласт 11
 Водоносный слой 50, 52, 55
 Водораздел 11, 12, 68, 131, 133
 Водораздел подземный 52
 Водосбор 68
 Водохранилище 6, 57, 87
 Возможное испарение 29
 Время добегаания 65, 66, 69, 130
 Вязкость 47

Гамма-функция 99, 104, 174, 175
 Гигроскопическая влажность 22
 Гигроскопичность почвы 40
 Гидравлический уклон 46
 Гидрограф 73, 77, 80, 138
 Гидрограф типовой 80, 81
 Гидрограф ливневого стока 131
 Гидрология 1, 2, 57, 96, 97, 153, 159
 Гидрологическая классификация грунтов 49
 Гидрологический год 11, 164

Гидрологический прогноз 126
 Гидрологические расчеты 126
 Гидроизогипсы 54, 55, 72
 Гидрометрия 10, 57, 158, 159
 Гидрометрическая сеть 57, 158, 162, 164
 Глубина просачивания 23
 Горизонт грунтовых вод 22, 26, 72, 73
 Градиент парциального давления 40
 Грунтовое питание 55, 165
 Грунтовые воды 7, 39
 Густота речной сети 55, 56

Действующий диаметр в грунтах 48
 Дефицит влажности 16, 18, 20, 22, 58, 74, 84

Диффузия 14, 17, 22
 Диффузно-ветровое испарение 18
 Долинный тип бассейна 131, 133
 Дождевые воды 39
 Дождемер 42
 Дождемерная сеть 33

Замыкающий створ 11, 66, 69, 130, 138
 Запас воды в снеге 7, 9, 12
 Запас снега 43
 Защита Нифера 42

Избыточное увлажнение 11
 Изменчивость осадков 35
 Изогипсы 15, 34, 35
 Изолинии стока 28
 Изохроны 66, 67, 68, 70, 148
 Интенсивность вкатывания 137
 Интенсивность выпадения осадков 14, 33, 36, 129

Интенсивность смачивания 65
 Интенсивность снеготаяния 129, 142, 145, 149

Инфильтрация 42, 51, 58, 153
 Инфильтрационная теория 39
 Испарение 16, 29, 30, 58, 76, 84, 85
 Испарение биологическое 7, 24

Испарение возможное 29
 Испарение диффузное 17
 Испарение с поверхности воды 7, 19, 20, 21, 84, 167

Испарение с поверхности льда 7, 19, 21
 Испарение с поверхности почвы 7, 14, 21, 22, 24, 51, 72, 84

Испарение с поверхности снега 7, 19, 21, 84

Испарение с растительного покрова 7, 24, 26

Испаритель 20
 Испаритель почвенный 21, 22

- Капиллярная колонна 48, 49, 61, 56
 Капиллярное движение 45, 50, 52
 Капиллярное поднятие 7, 40, 9
 Капилляры грунта 51
 Конденсация 7, 38, 39, 40, 52, 58, 86
 Конденсационная теория 39
 Конденсационная установка 41
 Коэффициент асимметрии 100, 101, 122, 125
 Коэффициент вязкости кинематический 47
 Коэффициент вариации 100, 101, 119, 122, 123, 125
 Коэффициент диффузии 17
 Коэффициент заболоченности 157
 Коэффициент корреляции 86, 115
 Коэффициент порозности грунта 49
 Коэффициент редуционный 19, 20
 Коэффициент стока 74, 86, 87, 88, 139, 146, 151
 Коэффициент теплопроводности 17
 Коэффициент транспирации 25
 Коэффициент фильтрации 47, 48, 50
 Коэффициент шероховатости 68, 134, 137
 Кривая Бровковича 103, 106, 107, 110, 113
 Кривая Гаусса 96, 97, 103
 Кривая обеспеченности 35, 107, 112, 113, 121
 Кривая Пирсона 96, 98, 99, 101, 102, 103, 104, 110, 112
 Кривая распределения 15, 89, 93, 107, 112, 117
 Кривая Шарлье 96, 103, 106, 107, 113
 Крупность зерен 23
- Ледники 43
 Ледниковое питание 44, 75, 78, 143
 Ледостав 117
 Ливни 12, 33, 50, 52, 75, 129
 Ливневой сток 58
- Максимальный расход весеннего паводка 43, 117, 153
 Максимальный расход ливневого стока 130, 132, 138, 140
 Математическая статистика 15
 Медiana 81
 Мелкозернистый грунт 22
 Межень 78, 117, 166, 167
 Меженный питание 55, 75
 Метеорологическая сеть 33, 87
 Метод квазиконстант 30, 84
 Метод майера 27
 Механический анализ грунта 48
 Минимальный расход межена 117
 Минимальный расход зимний 117
 Мода 97, 102
 Модуль максимального расхода 69, 155
 Модуль стока 69, 73, 88, 109, 116, 155
 Момент центральный 105
 Морсящий дождь 33, 87
- Напорный водоносный слой 52
 Начало распределения 104
 Норма стока 71, 86, 89, 114
 Нормальный гидрограф 89, 114
- Нормальный закон распределения 42, 94, 143
- Обеспеченность 37, 83, 112, 162
 Область муссонов 33
 Овражный тип бассейна 131
 Озерность 125
 Осадки 6, 7, 9, 29, 30, 33, 58, 74, 84, 166
- Паводки 55
 Паводочная волна 42, 129, 130, 132, 145
 Периферийный приток 10, 11
 Пертурбационная функция 95, 103
 Пластовый выход 55
 Пленочное движение 45, 50
 Плотность распределения вероятностей 90, 97
 Площадь бассейна 11, 132, 146
 Площадь орошения 33, 36, 38, 129
 Плювиограф 36, 38
 Поверхностный водораздел 68
 Подземная атмосфера 39, 52
 Подземная конденсация 40, 41, 45
 Подземный водоносный горизонт 45
 Подледниковый водосток 76
 Половодье 117
 Поры грунта 22, 23
 Почва 45, 50
 Почвенная влажность
 Продолжительность ливня 62, 129, 131, 132
 Продолжительность половодья 152
 Продолжительность снеготаяния 146, 152
 Промерзание почвы 58
 Просачивание 6, 7, 48
 Пьезометрическая высота 52
 Пьезометрический уклон 53
- Радиус асимметрии 97
 Растительный покров 9, 51, 56, 58, 71, 72
 Расход воды 46, 55, 57, 62, 135
 Рекуррентная формула 174, 175
- Скорость ветра 17, 19
 Скорость просачивания 23
 Скорость стекания 65
 Слой стока 69
 Случайный ряд 90
 Снег 7, 19, 21, 84
 Снеговая линия 43
 Снеговое половодье 12, 78, 138, 140, 151
 Снеговой покров 7, 41, 144
 Снеготаяние 7, 12, 141, 144, 142
 Солевой состав 168
 Солнечная радиация 25, 41, 50
 Способ моментов 90
 Сток ливневой 12, 129
 Сток поверхностный 6, 57, 58, 73, 82, 165, 167
 Сток подземный 7, 55, 59, 73
 Сток русловой 7, 57, 59
 Сток склоновый 7, 59
 Стохастическая связь 13, 116

- Тальвег 71, 131, 134, 144
Твердые осадки 43
Твердый сток 119
Температура воды 18, 19, 20
Температура испаряющей поверхности 18, 20
Теплопроводность жидкости 17
Точка росы 19
Транспирация 7, 21, 24, 26, 27, 76, 86, 162
Турбулентность 14
Турбулентное перемешивание 17
Тыл снеготаяния 148
Уклон гидравлический 46
Уравнение водного баланса 11, 60, 84
Уровень грунтовых вод 23, 52, 55
Фильтрация 10, 52, 131
Фильтрационная вода 23
Флюгер 18
Форма бассейна 58
Фронт снеготаяния 148
Центр распределения 102, 106
Шероховатость 51, 65, 71
Цитандарт 90, 102
Эвапорометр Вильда 29, 171
Экстримальные расходы воды 57
Экссесс 96, 98, 107
Элементарный гидрограф 139, 140
Эмпирическая формула 19, 30, 159, 170

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

ВВЕДЕНИЕ

1. Основные понятия и определения	6
2. Общее уравнение водного баланса	9
3. Частные примеры	10
4. Закономерности и случайности в гидрологических явлениях	12

Глава I. ИСПАРЕНИЕ

1. Физическая природа испарения	16
2. Испарение с воды, снега и льда	19
3. Испарение с почвы	21
4. Транспирация	24
5. Суммарное испарение с больших площадей	26

Глава II. ОСАДКИ И КОНДЕНСАЦИЯ

1. Пространственное распределение осадков	33
2. Распределение осадков во времени	35
3. Почвенная конденсация	38
4. Снеговой покров	41
5. Ледники	43

Глава III. ПРОСАЧИВАНИЕ И ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

1. Механизм просачивания	45
2. Три фазы движения подземных вод	50
3. Аллювиальные воды	52

Глава IV. ПОВЕРХНОСТНЫЙ СТОК

1. Основные положения	57
2. Гидромеханический анализ склонового стока	59
3. Размер и рельеф бассейна	68
4. Физико-географические факторы стока	71
5. Климатические типы распределения стока	74
6. Средний многолетний сток	81

Глава V. КРИВЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

1. Основные понятия	89
2. Нормальные и ненормальные распределения	94
3. Кривые Пирсона	96
4. Анализ и обобщение третьего типа кривых Пирсона	99
5. Кривые обеспеченности	107

Глава VI. СЛУЧАЙНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА

1. Общие положения	114
2. Годовые отклонения от нормы	117
3. Внутри-годовые отклонения	125

Глава VII. ЛИВНЕВЫЙ СТОК

1. Теория вопроса	129
2. Расчет ливневых максимумов	135
3. Прогноз ливневой волны по Шерману	138

Глава VIII. СНЕГОВОЕ ПОЛОВОДЬЕ

1. Снеготаяние	141
2. Формирование половодья	145
3. Расчетные эмпирические формулы	158

Глава IX. ВОДНЫЙ БАЛАНС

1. Водный баланс, как метод	151
2. Опорная гидрологическая сеть	162
3. Водный баланс Нижней Волги	164
4. Водный баланс внутренних морей	168
Заключение	170
Приложение к главе IV. Краткие сведения о гамма-функции	171
Список рекомендуемой литературы	173
Именной указатель	174
Предметный указатель	176

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать	По вине
19	24 сверху	$\frac{d}{d_0}$	$\frac{d_\sigma}{d_0}$	Корректора
146	3 сверху	Коэффициент	Коэффициент α	Типографии
106	1 снизу	$C_{тв}$	C_2	Корректора
110	4 сверху	$(C_s - C_v)$	$(C_s - 2 C_v)$	.
99	1 снизу	Выпала строка:	торое расстояние x_0 и что значение переменной нашей эмпирической	